М. С. НАГИБИНА

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

ACADEMY OF SCIIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

M. S. NAGIBINA

TECTONICS AND MAGMATISM OF THE MONGOLO-OKHOTSK BELT

Transactions, vol. 79

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW—1963

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. С. НАГИБИНА

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Труды, вып. 79

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корр. АН СССР *Н. А. Флоренсов*

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive*
(Chief Editor), *M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

Corresp. member of USSR
Academy of Sciences *N. A. Florensov*

ПРЕДИСЛОВИЕ

На протяжении десятилетий внимание многих научных учреждений и производственных организаций привлекает изучение геологического строения Монголо-Охотского пояса, гениально выделенного А. Е. Ферсманом тридцать пять лет назад как зона распространения определенного геохимического комплекса элементов. Различные по составу минеральные богатства, связанные преимущественно с мезозойской историей геологического развития этой области, на протяжении более ста лет добываются для использования в различных отраслях отечественной промышленности. Понять закономерности пространственного распределения полезных ископаемых, их связи с определенными тектоническими формами является увлекательной задачей как для геолога-теоретика, так и геолога-практика, которому эти закономерности нужны как инструмент для прогнозов и поисков новых месторождений полезных ископаемых. Установить эти закономерности невозможно без знания тектоники и истории развития структур земной коры, а также проявлений магматизма, связанного с определенными тектоническими формами и этапами их развития.

Разносторонние геологические исследования, широко развернувшиеся в различных районах Монголо-Охотского пояса в советский период, особенно в последнее десятилетие, доставили большой геологический материал как в области стратиграфии и тектоники, так и в области петрографии, рудных месторождений и угольных бассейнов, приуроченных к континентальным мезозойским впадинам.

В последние годы развернулись геофизические исследования и глубокое бурение в поисках месторождений нефти и газа в пределах обширных мезокайнозойских синеклиз Зейско-Буреинской и других межгорных впадин, также доставившие новый большой геологический материал, который до сих пор был недоступен при поверхностных наблюдениях.

С 1934 г. автор принимала участие в геологических исследованиях в различных районах Монголо-Охотского пояса в Центральном и Восточном Забайкалье, а с 1948 г. — в различных районах Верхнего Приамурья. Во многих из этих районов (Малханский хребет, бассейн Уркана и Зеи, хребты Ильхури-Алинь, Тукурингра и Большой Хинган) автору пришлось быть пионером в геологических исследованиях и разрабатывать вопросы стратиграфии, выделения интрузивных комплексов и тектонических структур. В ряде районов Верхнего Приамурья и Забайкалья, а также в бассейне рек Зеи и Селемджи заново разрабатывались вопросы стратиграфии палеозоя и докембрия и особенно мезозоя, а также вопросы тектонического районирования и магматизма.

В 1939 г. автором совместно с И. В. Лучицким и А. Д. Зиновкиным была дана первая сводка по интрузивным породам Восточного Забайкалья, а в 1948 г. совместно с И. В. Лучицким — схема тектонического районирования Центрального и Восточного Забайкалья, на которой, кроме разновозрастных областей складчатости, впервые были выделены крупные разнородные структурные элементы.

Автором была составлена тектоническая карта советской территории Монголо-Охотского пояса, целиком вошедшая в Тектоническую карту СССР, опубликованную в 1953 г. под редакцией Н. С. Шатского, а в 1958 г. опубликована схема тектоники Северного Дунбея[1].

Новый материал по стратиграфии и тектонике мезозоя Монголо-Охотского пояса и сопредельных районов Востока Азии не укладывался в рамки старых представлений о тектонике этой территории, что побудило автора пересмотреть не только взгляды других геологов, но и свои ранние представления о мезозойской тектонике Монголо-Охотского пояса и предложить вниманию читателей новую схему тектонического районирования (Нагибина, 1958_1), а также приступить к геологическому описанию разновозрастных структур этой обширной территории, их истории развития и проявления интрузивного магматизма, связанного с формированием этих структур. Автор вполне сознает сложность поставленной перед собой задачи — дать историю развития тектонических форм одной из крупнейших структурных единиц юго-востока Сибири и рассмотреть вопросы классификации мезозойских структур, однако отсутствие какой-либо сводной работы в данном направлении, которая помогла бы ориентировать геологические исследования, широко проводимые на рассматриваемой территории в настоящее время, заставило автора приступить к этой работе.

Автор не ставила своей целью собрать и обобщить все имеющиеся материалы по геологии Монголо-Охотского пояса. На основании имеющегося геологического материала она попыталась лишь выявить наиболее характерные черты пространственного положения и морфологии тектонических структур на различных стадиях их развития в палеозое и докембрии и на этом фоне изучить некоторые закономерности развития, морфологии и состава формации новообразованных мезозойских структур, чтобы привлечь внимание широкого круга геологов к исследованию этого интереснейшего и своеобразного типа структурных форм, распространенных на востоке Азии. С развитием этих структур связано обильное проявление эффузивного и интрузивного магматизма, несущего многообразные рудные концентрации.

Для китайской части территории Монголо-Охотского пояса широко использованы литературные источники: Ли Сы-гуан, 1952, Хуан- Цзи-Цин (Хуан Бо-Цин) 1952, 1960, 1961; «Основные черты тектоники Китая» (объяснительная записка к тектонической карте Китая), составленная сотрудниками Геологического института АН КНР под руководством профессора Чжан Вэнь-ю (1962), а также работы А. М. Смирнова (19) и других.

Я глубоко благодарна своему учителю Николаю Сергеевичу Шатскому за яркие светлые мысли, которые увлекли меня и навсегда привили любовь и интерес к геологии, за постоянное искание новых путей в науке, а также за большое внимание и интерес к этой работе.

За ценные советы и внимание к данной работе автор выражает признательность и благодарность Н. Г. Марковой, В. Н. Соболевской, Е. В. Павловскому, Н. А. Флоренсову, Н. А. Штрейсу, А. Л. Яншину и Ю. М. Пущаровскому.

За большую и постоянную помощь в работе автор особенно благодарит Т. В. Молчанову, которой, кроме того, полностью проведены пересчеты всех химических анализов, приведенных в тексте.

Химические анализы горных пород по материалам автора выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками А. И. Зарубицкой, А. Н. Разживиной и Е. С. Шишовой под руководством Э. С. Залманзон.

Анализы из работ других авторов приведены в таблицах с соответствующими ссылками. Все картографические работы выполнены в картографическом бюро ГИНа под руководством В. С. Зелинского.

[1] Дунбей — современное название б. Манчжурии.

В пределах этой системы выделяются крупные, линейно вытянутые на сотни и тысячи километров геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклинальные поднятия или зоны.

В работах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского понятие геосинклинали было впервые ограничено представлением об однородном длительно развивавшемся прогибе в земной коре, сопряженном с геоантиклинальным поднятием. Совокупность геосинклиналей и геоантиклиналей упомянутые авторы предложили именовать геосинклинальной областью. В дальнейшем эти понятия и термины разрабатывались Н. С. Шатским (1946_2), который под геосинклиналями понимает «довольно простые синклиналеобразные формы, обладающие длительным прогибанием, в результате которого образуются очень мощные призмы осадочных и магматических пород... Комплексы горных пород геосинклиналей отличаются не только своей большой мощностью, но и типом горных пород или, как мы говорим, определенными геосиклинальными формациями». Геосинклинальные прогибы, по определению Н. С. Шатского, образуют узкие, линейно вытянутые троги, простирающиеся на многие сотни и даже тысячи километров. В других случаях они имеют изометричную — овальную или угловатую форму и различные размеры.

В противоположность отрицательным тектоническим структурам их положительными аналогами Н. С. Шатский считает геоантиклинали, обладающие такими же формами.

Самым существенным отличием, по Н. С. Шатскому (1946_2), «является то, что формации, которыми сложены эти положительные структуры, чрезвычайно резко отличаются от формаций сопряженных с ними геосинклиналей. В первых колонна пород обычно значительно меньшей мощности, чем во вторых; геосинклинали характеризуются отсутствием перерывов или слабым их развитием, наоборот, в геоантиклиналях особенно часты перерывы и несогласия. Формации, слагающие геоантиклинали, кроме меньших мощностей, отличаются особым составом. Для линейных геосинклиналей и геоантиклиналей весьма характерно то, что формации, их слагающие, весьма постоянны по простиранию ... наоборот, вкрест простирания изменения как в мощности, так и в составе происходят очень быстро и резко».

Геосинклинальными системами Н. С. Шатский называет такие комплексы геосинклиналей и геоантиклиналей, которые связаны друг с другом не только своим пространственным положением, но и единым направлением их геологического развития.

Геосинклинали и геоантиклинали уже на ранних стадиях своего развития осложняются тектоническими новообразованиями—антиклинальными поднятиями и синклинальными прогибами, размеры, форма и типы которых очень разнообразны.

Геосинклинали и геоантиклинали принадлежат к таким историческим структурным формам земной коры, которые развиваются в определенном направлении в течение длительного времени, измеряемого периодами и даже эрами.

А. В. Пейве (1945) совершенно правильно относит геосинклинали и геоантиклинали к категории глубинных тектонических структур, подчеркивая, что они отличаются не только длительностью индивидуального развития, но и большой глубиной заложения, проникая в глубину на многие десятки, а может быть, и первые сотни километров.

Кроме указанных глубинных тектонических структур, в строении Монголо-Охотского пояса большую роль играют так называемые глубинные разломы. Под глубинными разломами, по А. В. Пейве (1945), следует понимать длительно развивающиеся особого рода дизъюнктивные нарушения.

По мнению этого автора, «глубинные разломы геосинклинальных областей

должны рассматриваться как некоторые пограничные поверхности, разделяющие дифференциально двигающиеся участки или сегменты земной коры». Зоны нарушений, соответствующие таким поверхностям, характеризуются большой глубиной заложения, равной, вероятно, нескольким сотням километров. По мере удаления внутрь Земли, в условиях высоких давлений и температур, глубинные разломы переходят в зону особого, пока еще не ясно нарушенного, состояния вещества. Проникая на глубину, разломы, по мнению А. В. Пейве, неизбежно нарушают термодинамические условия существования вещества в глубоких слоях Земли, «что может привести к формированию магматических очагов вдоль глубинных поверхностей движения». В той же работе А. В. Пейве на примере развития геосинклинальных систем Урала и Тянь-Шаня показал, что можно выделять глубинные разломы двоякого рода: первые располагаются согласно с простиранием глубинных структур — геосинклиналей и геоантиклиналей, часто образуя естественные границы между ними, вторые являются секущими, рассекая эти крупные тектонические единицы под прямым или острым углом к их простиранию на протяжении всей геосинклинальной системы или целой геосинклинальной области.

И те и другие влияют на распределение формаций горных пород в геосинклинальных областях.

Такие же представления о роли глубинных разломов в развитии геосинклинальных областей развивает в своих работах и Н. С. Шатский (1946$_2$), показавший на примере сравнительного анализа тектоники древних платформ, что глубинные разломы отделяют платформы от геосинклинальных областей, и, таким образом, наряду с другими структурными формами принадлежат к категории главнейших тектонических элементов земной коры.

В пермское время в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы после крупного переломного периода в развитии геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, а также после осложнения их складчатыми формами и превращения в антиклинории и синклинории, сопровождавшегося внедрением огромных гранитных масс, образовались внутренние впадины и остаточные геосинклинальные прогибы различной величины. Эти прогибы, выполненные морскими, лагунными, лагунно-пресноводными и континентальными отложениями терригенного, грубообломочного и вулканогенного состава, а также угленосными отложениями, по времени своего развития и морфологии структур следует рассматривать как остаточные геосинклинальные формы, отнесенные А. В. Пейве и А. М. Синицыным (1950), на примере развития палеозойских геосинклинальных систем Казахстана, Урала и других районов, к остаточным, или вторичным внутренним брахигеосинклинальным прогибам.

Но мнению упомянутых авторов, эти прогибы соответствуют конечным стадиям развития геосинклинальных систем и по времени своего образования являются аналогами краевых прогибов, обычно также развивающихся в конечные стадии замыкания геосинклинальных систем в зоне сочленения их с платформой.

Мезозойские структуры обширной территории Прибайкалья на ранней стадии их изучения (в 20 и 30-е годы нашего века) одной группой исследователей, возглавляемой В. А. Обручевым, рассматривались как система грабенов, в пределах которых в мезозое происходило накопление озерных и аллювиальных угленосных отложений, разделенных обширными пространствами поднятий (горстами) палеозойского и докембрийского кристаллического основания.

Другая группа исследователей, возглавляемая М. М. Тетяевым, считала, что мезозойские отложения континентального, солоновато-водного и морского происхождения покрывали сплошным чехлом обширную терри-

торию Забайкалья, а современные локальные участки распространения мезозойских отложений представляют собой либо эрозионные окна в гигантских покровах (шарьяжах) кристаллических докембрийских и палеозойских пород, либо, как к этому пришел М. М. Тетяев, позже, оставшиеся от размыва днища крупных синклинальных структур. При этом не учитывалось, где отложилось гигантское количество обломочного материала, который должен был бы получиться при размыве сплошного покрова мощных мезозойских осадков.

Дальнейшее изучение мезозойских структур Забайкалья позволило выделить среди них формы различные, по времени образования и по составу осадков, а также по сопровождающим их магматическим проявлениям. К этому времени относятся исследования А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), которые на юго-востоке Сибири выделили зону мезозоид Монголо-Охотского пояса. На этом этапе изучения мезозойских структур (1930—1950 гг.) в результате исследований Д. С. Соколова, И. С. Валицкой, С. А. Музылева, В. А. Мелиоранского, Е. В. Павловского, И. В. Лучицкого, автора, И. И. Катушенка, Н. А. Флоренсова, В. П. Маслова, А. Д. Зиновкина, Б. А. Иванова и многих других были выделены две категории мезозойских тектонических форм: 1) геосинклинальные, к которым относились прогибы, развитые в пределах Восточного Забайкалья, Приамурья и Западного Приохотья и выполненные морскими терригенными триасовыми, нижне- и среднеюрскими отложениями, и 2) континентальные мезозойские впадины типа грабен-синклиналей и грабенов, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми осадочными, угленосными и вулканогенными отложениями, распространенными не только в рассматриваемой области Монголо-Охотского пояса, но и гораздо шире — за его пределами: в Монголии, Прибайкалье и в юго-восточной краевой зоне Сибирской платформы.

В последнее десятилетие, когда геологические исследования широко развернулись не только на советской территории Монголо-Охотского пояса, особенно его восточных районов, а также в Монголии и Северном Китае, выяснилось, что провести резкую границу между так называемыми «геосинклинальными мезозойскими прогибами» и континентальными прогибами и впадинами ни по составу формаций и мощности отложений, ни по возрасту, как это делалось раньше, ни по морфологии структур и сопровождающему их развитие проявлению эффузивной и интрузивной деятельности (внедрению гранитоидов) не представляется возможным, так как эта граница смещалась бы во времени и в пространстве. Появился большой новый геологический материал, позволивший автору провести широкие сравнительно-тектонические исследования, показать закономерности развития мезозойских структур в периферической зоне Тихоокеанского пояса, их соотношение друг с другом и с палеозойскими и более древними структурами фундамента и по-новому подойти к классификации мезозойских тектонических форм Забайкалья и Востока Азии. Обоснованию этой классификации, а также истории развития структур домезозойского фундамента и посвящена настоящая работа.

Ниже приводится краткое описание схемы тектонического районирования палеозойского основания и мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, разработанной автором.

В плане этой схемы дается обширный материал по тектонике и магматизму данной территории, причем наиболее детально описаны юго-восточные советские и зарубежные районы Монголо-Охотского пояса, до сих пор почти не освещенные в литературе.

Описание состава и стратиграфии различного возраста отложений как докембрийских и палеозойских, так и мезозойских, приводится в специальной монографии автора, подготавливаемой к печати.

Необходимые сведения о стратиграфии и составе отложений в данной

работе приводятся при описании морфологии тектонических структур и иллюстрируются стратиграфическими колонками. При расчленении докембрийских отложений нами принята стратиграфическая схема: архей (наиболее древние метаморфические образования Алданского щита), протерозой (древнестановой комплекс слюдяных гнейсов и кристаллических сланцев зоны Станового хребта и его аналоги — золотогорская серия) и верхний докембрий или рифей — толща метаморфических сланцев и песчаников, залегающая стратиграфически выше протерозоя и ниже нижнего кембрия.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Монголо-Охотским поясом следует именовать зону глубоких новообразованных мезозойских прогибов, наложенных на герцинское основание вдоль северного края обширной Восточно-Азиатской палеозойской складчатой области, расположенной между Сибирской и Китайско-Корейской древними платформами.

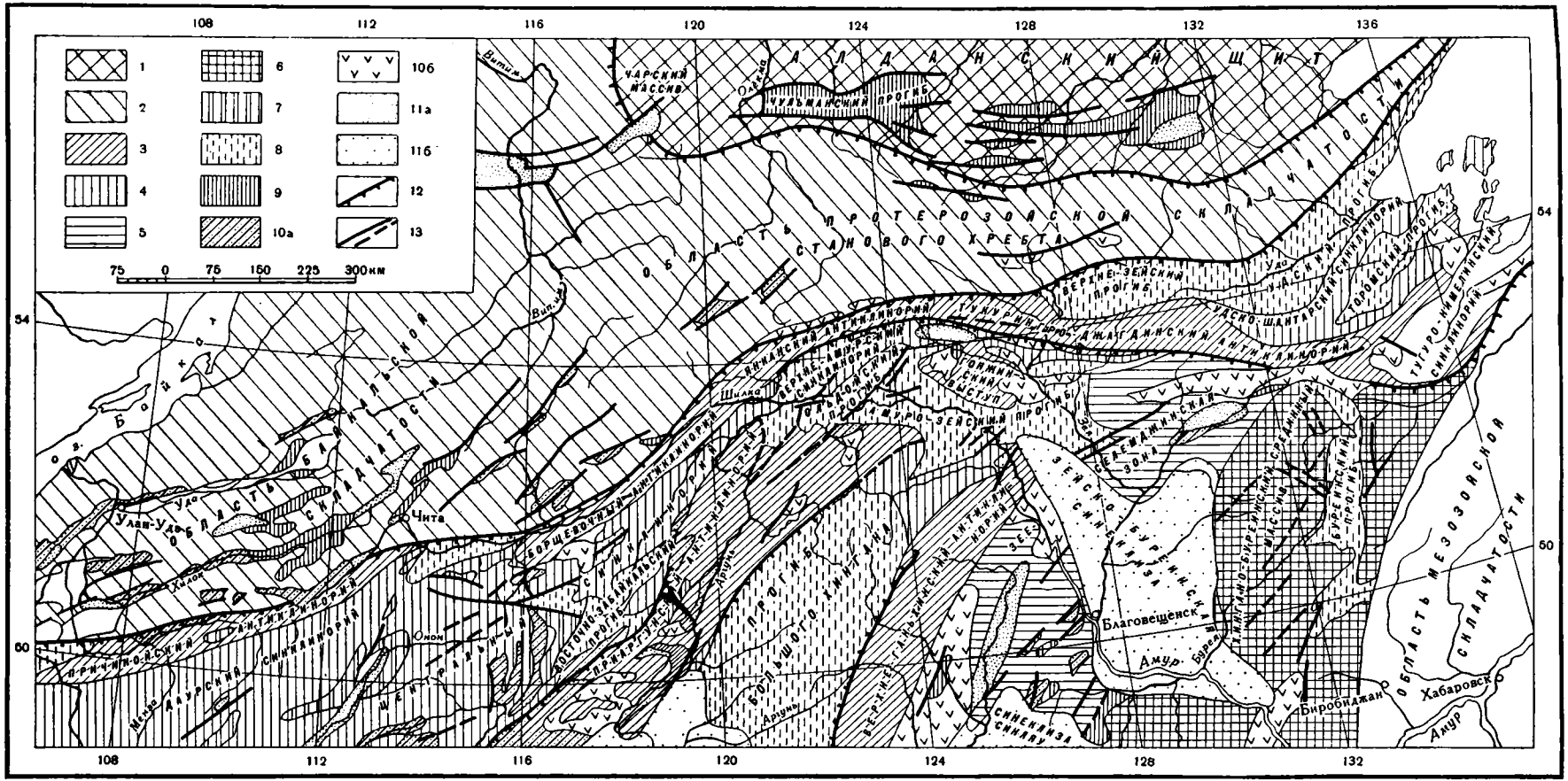
В пределах герцинского фундамента этой территории на основании естественного распространения различного возраста отложений и различного типа формаций (геосинклинальных и геоантиклинальных) одновозрастных образований, а также их структурных взаимоотношений автором выделены крупные тектонические элементы, отчетливо обособившиеся в процессе палеозойской геосинклинальной стадии развития. К таковым относятся крупные геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы, которые в процессе своего развития привели к образованию антиклинориев и синклинориев, протянувшихся на сотни километров и разделенных между собой длительно развивающимися глубинными разломами.

На рассматриваемой территории (фиг. 1), непосредственно к югу от протерозойской складчатой области Станового хребта располагаются краевые антиклинории Монголо-Охотской геосинклинальной системы, сложенные преимущественно докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфизованными отложениями, интенсивно дислоцированными и прорванными синорогенными интрузиями гранитов. К этим антиклинориям относятся (с запада на восток): Причикойский, Борщевочный, Янканский и Тукурингро-Джагдинский. От области байкальской складчатости Прибайкалья и протерозоид Станового хребта эти антиклинории отделены системой глубинных Монголо-Охотских краевых разломов.

В зоне краевых антиклинориев лишь местами на дислоцированных отложениях докембрия и нижнего палеозоя залегают резко несогласно в виде наложенных мульд среднепалеозойские отложения, представленные преимущественно терригенными формациями геоантиклинального типа, с сильно сокращенными мощностями по сравнению с соседними геосинклинальными зонами. Система краевых антиклинориев почти на всем протяжении (около 2000 *км*) имеет северо-восточное простирание и только на востоке, в области Верхнего Приамурья, делает пологий изгиб, выпуклостью обращенный к северу.

К югу от краевых антиклинориев располагаются синклинории внутренней зоны Монголо-Охотской геосинклинальной системы, также имеющие северо-восточное простирание. Даурский, Центральный Восточно-Забайкальский[1] и Верхне-Амурский, а в Северном Дунбее — крупнейший палеозойский синклинория Большого Хингана.

[1] На тектонической карте Евразии 1962 г. этот синклинорий нами назван Ононско-Газимурским, но в данной работе сохраняется старое название, уже введенное автором в литературу.



Фиг. 1. Схема тектонического районирования Монголо-Охотского пояса.

1 — область архейской складчатости; *2* — область байкальской и протерозойской складчатости (нерасчлененные). Область герцинской складчатости: *3*— антиклинории и подчиненные им гранитные массивы; *4* — синклинории и подчиненные им гранитные массивы; *5* — Зее-Селемджинская зона герцинских структур (ранней консолидации); *6* — Хингано-Буреинский срединный массив; *7* — внутренние прогибы (типа брахигеосинклиналей), выполненные терригенными и вулканогенными морскими, лагунно-пресноводными и континентальными отложениями. Наложенные (новообразованные) прогибы и впадины восточноказатской группы. *8* — глубокие прогибы монголо-охотского типа, сложенные морскими и континентальными терригенными и вулканогенными отложениями от верхнего триаса до верхнего мела включительно; *9* —прогибы и впадины забайкальского типа, сложенные терригенными и вулканогенно-осадочными континентальными отложениями, возраст которых меняется от триаса на западе до нижнего мела на востоке; *10* — прогибы и впадины забайкальского типа, сложенные вулканогенно-осадочными (*а*) или угленосными (*б*) отложениями, возраст которых меняется от верхней юры на западе до верхнего мела и палеогена на востоке; *11* — кайнозойские впадины байкальского типа (*а*) и мезо-кайнозойские синеклизы (*б*); *12* — глубинные разломы; *13* — разломы

Центральный Восточно-Забайкальский и Верхне-Амурский синклинории отделены от синклинория Большого Хингана крупным Приаргунским антиклинорием, сложенным докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями, на которых несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения девона и нижнего карбона, а местами маломощные континентальные отложения перми.

Для синклинориев внутренней зоны Монголо-Охотской геосинклинальной системы характерно наличие мощных (от 6 до 14 *км*) нижне- и среднепалеозойских отложений (от нижнего кембрия до нижнего карбона включительно), представленных геосинклинальными формациями — флишоидными, спиллито-кератофировыми и кремнистыми. Эти отложения смяты в крупные линейные складки и прорваны конкордантными синорогенными интрузиями основных пород и гранитоидов.

К северо-востоку от Тукурингро-Джагдинского антиклинория на байкальском складчатом основании в силуре и девоне закладывается крупный Удско-Шантарский синклинорий северо-восточного простирания, сложенный силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, общей мощностью 8—9 *км*, представленными яшмовыми, спиллито-кератофировыми и флишоидными формациями. Эти отложения смяты в узкие, линейные складки, местами сильно пережатые и опрокинутые в сторону Сибирской платформы, местами прорванные конкордантными интрузивами основных пород, а по окраинам синклинория — небольшими массивами палеозойских гранитоидов.

На юго-востоке рассматриваемого района располагается Хингано-Буреинский срединный массив, отделяющий крупную Монголо-Охотскую систему палеозойской геосинклинальной области от Сихотэ-Алинской системы палеозойских и мезозойских геосинклиналей, Хингано-Буреинский срединный массив имеет форму, вытянутую в северо-восточном направлении и располагается в пределах хребтов Буреинского, Туранского и советского Малого Хингана. Хингано-Буреинский срединный массив сложен древними гнейсами и метаморфизованными отложениями верхнего докембрия и нижнего палеозоя (кембрия), представленными терригенными и карбонатными формациями миогеосинклинального типа, по составу резко отличающимися от одновозрастных эвгеосинклинальных формаций Монголо-Охотской геосинклинальной системы, среди которых существенную роль играют зеленокаменные породы, представляющие собой метаморфизованные эффузивы основного и кислого состава. Дислоцированные отложения докембрия и нижнего палеозоя Хингано-Буреинского массива прорваны огромными массами гранитоидов буреинского интрузивного комплекса.

На размытой поверхности докембрийских и нижнепалеозойских пород и прорывающих их буреинских гранитоидов по окраинам Хингано-Буреинского срединного массива в виде наложенных мульд залегают терригенные и терригенно-карбонатные морские отложения девона, местами также прорванные гранитоидами.

К северу от Хингано-Буреинского срединного массива, параллельно Тукурингро-Джагдинскому антиклинорию, располагается узкий Ниланский синклинорий субширотного простирания, сложенный мощными девонскими отложениями эвгеосинклинального типа.

К западу от Хингано-Буреинского срединного массива и к востоку от палеозойских синклинориев Верхне-Амурского и Большого Хингана располагается Зее-Селемджинская палеозойская складчатая зона, отличающаяся от синклинориев внутренней зоны Монголо-Охотской геосинклинальной системы отсутствием отложений карбона и перми. Зее-Селемджинская зона протягивается с северо-востока, от междуречья Зеи и Селемджи, на юго-запад, через Ильхури-Алинь и Малый Хинган (китайский), погружаясь под мезо-кайнозойские отложения синеклизы Сунляу. На границе Зее-

Селемджинской складчатой зоны и синклинория Большого Хингана располагается Верхне-Ганьхинский антиклинорий.

В пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны также выделяются Норский, Сухотинский и Мало-Хинганский синклинории, разделенные Селемджино-Благовещенским антиклинорием северо-восточного простирания. Синклинории Зее-Селемджинской зоны, унаследованные от рифейской и нижнепалеозойской стадий развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы, сложены мощными силурийскими эвгеосинклинальными отложениями, прорванными интрузиями основного и кислого состава. Девонские морские отложения терригенно-карбонатные и местами вулканогенные залегают на дислоцированных силурийских и докембрийских отложениях несогласно, в виде наложенных мульд и более крупных синклиналей, также местами прорванных сравнительно небольшими телами плагиогранитов и кварцевых сиенитов.

В юго-западной части рассматриваемой области на советской и монгольской территориях располагаются отдельные внутренние прогибы типа брахигеосинклиналей (Пейве, Синицын, 1950), выполненные пермскими терригенными и вулканогенными морскими, лагунными и континентальными отложениями. На советской территории Монголо-Охотской геосинклинальной системы, в Центральном и Восточном Забайкалье, располагается несколько таких внутренних прогибов или впадин (Борзинский, Кыринско-Ононский, Чиронский и др.), выполненных морскими и континентальными отложениями различной мощности — от сотен метров до 3—4 *км*. Нижне- и среднепермские отложения в пределах этих прогибов, залегающие на размытой поверхности складчатых среднепалеозойских отложений и прорывающих их гранитах, в свою очередь, дислоцированы и прорваны гранитоидами.

Небольшие наложенные мульды, выполненные маломощными морскими карбонатными и пресноводно-лагунными конгломерато-песчаниковыми отложениями, располагаются в северо-восточной части синклинория Большого Хингана и на юго-западе Зее-Селемджинской складчатой зоны. На остальной территории восточной части Монголо-Охотской складчатой зоны, в Северном Дунбее, Верхнем Приамурье и Удском районе Западного Приохотья пермские отложения отсутствуют.

В мезозое после длительного перерыва в осадконакоплении, охватывающего в восточных районах Монголо-Охотской зоны период времени от среднего карбона до среднего триаса включительно, а в западных районах — нижний и средний триас, начали образовываться впадины и прогибы различного размера и формы, наложившиеся на палеозойские структуры.

Вдоль северных краевых глубинных разломов располагается система узких прогибов различной величины, выполненных вулканогенными и терригенными отложениями триасового, юрского и мелового возраста. Наиболее крупные из них (с запада на восток) — Селенгинский, Пришилкинский, Верхне-Зейский и Удский.

Южнее, в пределах внутренних частей Монголо-Охотского пояса, в юрское и меловое время также происходило образование глубоких прогибов и небольших приразломных мульд и грабен-синклиналей, выполненных терригенными отложениями молассового типа морского и континентального происхождения, сложно сочетающихся с наземными вулканогенными образованиями. Большинство из этих прогибов наследовало северо-восточное простирание от палеозойских геосинклинальных структур. Наиболее крупные юрские и меловые прогибы Монголо-Охотского пояса — Восточно-Забайкальский, Ольдойский, Амуро-Зейский, Торомский, Большого Хингана, Таяншунский и другие — наложились на палеозойские синклинории. Небольшие одновозрастные им прогибы, наложенные мульды и грабен-синклинали образовались в пределах палеозойских антиклинориев и на выступах докембрийского основания.

В южных районах Монголо-Охотского пояса, в бассейне рек Зеи и

Буреи, и на китайской территории,в бассейне р.Сунгари, а также в других местах располагаются широкие синеклизы, выполненные рыхлыми верхнемеловыми (сенон — дат) и кайнозойскими отложениями, залегающими почти горизонтально. К ним относится крупная Зейско-Буреинская синеклиза, синеклиза Сунляу, Далай-Норская и др.

Классификация и история развития выделенных палеозойских и мезозойских структур базируется на изучении их формы, стратиграфии, вещественного состава выполняющих их отложений и магматизма, сопровождающего их образование.

Кроме многочисленных иллюстраций — разрезов и карт различных тектонических структур, к работе приложены две сводные тектонические карты всей территории Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов в масштабе 1 : 2 500 000.

Одна карта построена по принципу выделения структурных этажей, разработанному Н. С. Шатским с коллективом сотрудников отдела тектоники Геологического института АН СССР (см. фиг. 163), а другая — по методу выделения различных типов тектонических структур (см. фиг. 164).

Часть первая

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Интрузивные образования в пределах Монголо-Охотского пояса пользуются весьма широким распространением, причем преобладающими среди них являются гранитоиды различного состава и возраста.

Первые систематические геологические исследования, проводившиеся с 1885 по 1913 г. в связи с постройкой Сибирской ж. д., выявили исключительное разнообразие магматических горных пород, возраст которых в большинстве случаев оставался неустановленным. На западе рассматриваемой территории исследования проводили В. А. Обручев (1914), А. П. Герасимов (1910) и А. Э. Гедройц (1909), а на востоке — Э. Э. Анерт (1928), В. Н. Зверев (1912) и др. В дальнейшем обширная область Монголо-Охотского пояса изучалась уже после Октябрьской революции. Исследования велись регулярно, но неравномерно и с различной степенью детальности в отдельных ее частях.

Для западных районов Монголо-Охотского пояса первые крупные сводные работы, в которых дано расчленение интрузивных пород по возрасту и составу, выполнены: И. В. Лучицким (1950) для Восточного Забайкалья, Ю. П. Деньгиным (1929_2) для Центрального Забайкалья, Г. Л. Падалкой (1958) для более широких территорий Западного и Восточного Забайкалья и В. Н. Козеренко ($1956_{1,2}$) для сравнительно небольшой территории Юго-Восточного Забайкалья.

Отсутствие подобных сводных работ о магматических породах более восточных частей Монголо-Охотского пояса, и особенно для обширной территории бассейна верхнего течения Амура, не позволило составителям трехтомного издания Геологического строения СССР (1958) дать хотя бы краткую характеристику магматических комплексов этого района.

Магматические процессы настолько тесно связаны с развитием геологических структур, что рассматривать изолированно вопросы тектоники от вопросов магматизма в настоящее время не представляется возможным. Поэтому я позволю себе несколько подробнее, чем это принято в тектонических работах, остановиться на рассмотрении интрузивных комплексов восточных частей Монголо-Охотского пояса и попытаюсь дать их первое сводное описание на основании имеющихся в настоящее время материалов других исследователей и собственных наблюдений в бассейне верхнего течения Амура. Систематическое описание разновозрастных интрузивных комплексов верховьев Амура позволяет сопоставить их по возрасту и структурному положению с другими районами Монголо-Охотского пояса и получить более полное представление об истории интрузивных процессов и связи их с определенными тектоническими формами. При описании интрузивных тел дается характеристика их положения в геологической структуре района и кратко излагается состав слагающих их пород.

Наиболее подробно приводится состав и структурное положение верхнемезозойских интрузий, имеющих большое значение для понимания истории формирования геологической структуры мезозойского времени и размещения полезных ископаемых, связанных с этими интрузиями.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Докембрийские интрузивные образования пространственно тесно связаны с золотогорской серией гнейсов и кристаллических сланцев (аналог древнестанового комплекса), условно отнесенной нами к протерозойскому возрасту. Интрузивные образования этого возраста, так же как и вмещающая их серия гнейсов и кристаллических сланцев, входят в состав нижних структурных этажей рассматриваемой складчатой области и слагают ядра крупных антиклинориев палеозойского времени — Янканского, Тукурингро-Джагдинского и Приаргунского, а также антиклинориев Зее-Селемджинской зоны и выходят в крупных выступах древних пород среди более молодых палеозойских и мезозойских складчатых структур.

Эпоха протерозоя на рассматриваемой территории характеризовалась напряженной магматической деятельностью, приведшей к формированию многочисленных интрузивных тел преимущественно гранитного состава и, в меньшем количестве, сравнительно небольших магматических тел основного и среднего состава, превращенных в ортоамфиболиты.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЯНКАНСКОГО И ТУКУРИНГРО-ДЖАГДИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ

Докембрийские интрузивные образования наиболее широко распространены в зоне Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев.

Слабая изученность интрузий не позволяет дать полной характеристики проявлений магматической деятельности в докембрии этой структурной зоны, поэтому я ограничусь описанием интрузивных комплексов, основываясь главным образом на личных исследованиях в восточной части хр. Тукурингра (к юго-востоку от пос. Золотая гора). Для западной части хр. Тукурингра и для хр. Янкан использованы материалы Н. К. Осиповой, Л. Л. Прозоркевич, П. М. Борковского, Д. М. Шилина, Б. Н. Ерофеева и др.

Интрузивные образования этой зоны представлены: 1) средними и основными породами (ортоамфиболитами) и рассланцованными габбро; 2) гранито-гнейсами и гнейсовидными гранитами; 3) кварцевыми диоритами и пироксеновыми гранитами.

Ортоамфиболиты. Наиболее древними являются небольшие пластовые тела ортоамфиболитов линзовидной формы, интрудировавших согласно напластованию в древние толщи гнейсов золотогорской серии. От параамфиболитов, переслаивающихся с гнейсами золотогорской серии, они отличаются обилием темноцветных минералов и наличием среднего и основного плагиоклаза и принадлежат, по-видимому, к перекристаллизованным средним и основным породам типа диоритов и габбро.

Н. К. Осиповой в бассейне среднего течения р. Гилюй описаны небольшие пластовые тела рассланцованных роговообманковых габбро, залегаю-

щие среди гнейсов золотогорской серии. Они рассланцованы согласно с вмещающими гнейсами и местами от них трудно отличимы. По-видимому, породы основного состава также следует относить к группе ранних докембрийских интрузивных образований.

Гранито-гнейсы и гнейсированные граниты пользуются исключительно широким распространением в зоне Тукурингро-Джагдинского и Янканского антиклинориев. Они пространственно тесно связаны с золотогорской серией гнейсов и кристаллических сланцев, которую прорывают и послойно инъецируют. Наиболее широко распространены мелкие пластовые тела и инъекционные жилы серых и светло-серых гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов, густо пронизывающие вмещающие породы. Реже гранито-гнейсы образуют более крупные конкордантные тела, включающие в виде ксенолитов пачки гнейсов, ориентированные согласно общему простиранию вмещающих пород золотогорской серии. Вокруг более крупных массивов гранитоидов располагаются широкие ореолы инъекционных гнейсов и мигматитов.

Состав гнейсированных гранитов и гранито-гнейсов довольно однообразен, среди них различаются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности. Обе разновидности распространены весьма широко, особенно биотит-роговообманковые гранито-гнейсы. В небольшом количестве в хр. Тукурингра развиты мелкие пластовые тела плагиогранитов, также прорывающих золотогорскую серию гнейсов.

Все эти породы имеют гнейсовидную текстуру, причем направление разгнейсованности в них совпадает с господствующим в хр. Тукурингра северо-западным простиранием вмещающей золотогорской серии парагнейсов.

Биотитовые гранито-гнейсы и гнейсированные граниты представляют собой среднезернистые породы с более или менее отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой. Минералогический состав их следующий: преобладающими минералами являются кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз), калиевый полевой шпат и кварц, в меньшем количестве присутствуют биотит, ортит и эпидот. Из акцессорных минералов чаще всего встречаются апатит и магнетит и значительно реже — циркон и гранат. Структура гранито-гнейсов гранобластическая с участками микропегматитовой и обычно со следами протоклаза. Листочки биотита окрашены в темно-зеленые и бурые тона. Зерна ортита часто окружены каймой бесцветного эпидота.

Вторичные изменения в биотитовых гранито-гнейсах ничтожны. Они проявляются преимущественно в зонах катаклаза и дробления пород. В таких участках биотит почти полностью замещается хлоритом, а зерна плагиоклаза сильно серицитизированы. Кроме того, здесь также появляется бутылочно-зеленый эпидот, образующий включения преимущественно в биотите.

Химический состав гранито-гнейсов приведен в табл. 2, анализ 1.

По составу биотитовые гранито-гнейсы очень близки к среднему составу докембрийских гранитов по Дели и отличаются от них несколько повышенным содержанием CaO, по-видимому, за счет повышенного содержания цветных компонентов.

Большое сходство по химическому составу они обнаруживают с гнейсированными гранитами древнестанового комплекса Тимптонского района (среднее из четырех анализов по Д. С. Коржинскому, 1939), отличаясь от последних лишь некоторой перенасыщенностью глиноземом, по-видимому, за счет ассимиляции глинистого материала из вмещающих пород.

Биотит-роговообманковые гранито-гнейсы связаны постепенными переходами с биотитовыми гранито-гнейсами и пользуются исключительно широким распространением в пределах хр. Тукурингра. Они представляют собой розовато-серые и серые среднезернистые

породы обычно с отчетливой гнейсовидной и реже полосчатой текстурой. По следняя обусловлена чередованием тонких параллельных прерывистых полос, обогащенных роговой обманкой и биотитом, и полос, состоящих преимущественно из розового и серого полевого шпата и светлого кварца.

Главными минералами, слагающими биотит-роговообманковые гнейсы, являются кварц, калиевый полевой шпат, олигоклаз, биотит и роговая обманка. Кроме того, обычно присутствуют эпидот и ортит. Из второстепенных минералов содержатся апатит, титанит и циркон. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом и карбонатом.

Количественные соотношения главных минералов не постоянны. Преимущественно распространены меланократовые разновидности, обогащенные биотитом и роговой обманкой, и в меньшем количестве — лейкократовые плагиогранито-гнейсы. Местами среди биотит-роговообманковых гранито-гнейсов наблюдаются небольшие шлировые выделения, состоящие почти из одной роговой обманки с незначительной примесью биотита и кварца.

Структура гранито-гнейсов гранобластическая, участками пойкилитовая и реже микропегматитовая (обычно со следами протоклаза). Биотит обычно зеленый или коричневато-зеленый; лишь в отдельных выходах гранито-гнейсов, например в долине р. Обки, биотит окрашен в коричневато-желтые тона. Кристаллы роговой обманки крупные, имеют пойкилитовую структуру, сине-зеленую окраску и угол угасания C: $Ng = 18—25°$; $2V = 59°$.

Вторичные изменения гранито-гнейсов обычно ничтожны и наблюдаются только в тесной связи с катаклазом породы.

Химический состав гранито-гнейсов приведен в табл. 2, анализ 2.

По химическому составу они близки к среднему составу докембрийских гранитов по Дели, но отличаются от них несколько пониженным значением коэффициента кислотности S и повышенным содержанием CaO и Al_2O_3.

По составу биотит-роговообманковые гранито-гнейсы хр. Тукурингра также очень близки к гранитам древнестанового комплекса верховьев р. Зеи (Коржинский, 1939). Средние параметры из десяти анализов:

$a = 15,4$	$c' = 2$	$n = 74,8$
$c = 2,6$	$f' = 65$	$a/c = 5,9$
$b = 3,1$	$m' = 33$	$Q = +24,4$
$S = 78,9$		

Н. К. Осипова в составе древнего комплекса интрузивных пород хр. Тукурингра, кроме гранито-гнейсов, описывает также и диорито-гнейсы, которые связаны с биотит-роговообманковыми гранито-гнейсами постепенными переходами и являются дифференциатами той же интрузии гранитного состава.

В зонах контакта вмещающих пород с пластовыми телами гранито-гнейсов и гнейсированных гранитов в хр. Тукурингра и Джагды наблюдаются многочисленные мелкие тела, создающие зоны инъекции в толще парагнейсов и кристаллических сланцев золотогорской серии, а местами образующие на больших площадях сплошные поля инъекционных гнейсов или мигматитов. Инъекционные гнейсы различного состава распространены почти повсеместно в хребтах Тукурингра и Джагды, где имеются выходы золотогорской серии гнейсов.

Инъекционные биотитовые гнейсы — серые и розовато-серые породы, обладающие весьма разнообразными инъекционными текстурами: сланцеватой, полосчатой, пятнистой и беспорядочной. Перечисленные текстуры обусловлены или послойной инъекцией гранитной магмы (полосчатые), или неравномерным распределением магматического вещества с образованием местных раздувов и ветвящихся жилок, пережатых и деформированных давлением. Минералогический состав инъекционных жил отличается от описанных ранее биотитовых гнейсов, состоящих из

кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (андезит-олигоклаз) и биотита, существенным содержанием эпидота и ортита. Из второстепенных минералов присутствуют обычно титанит, апатит, циркон и рудный минерал. Количественные соотношения главных минералов изменяются в довольно широких пределах. Обычно преобладают полевые шпаты и кварц. Содержание биотита не превышает 15—20% общей массы породы, но в отдельных разновидностях оно достигает 30—40%. Количество эпидота местами достигает 20%. Ортит присутствует в виде зерен таблитчатой или неправильной формы, окруженных черными плеохроничными оболочками. Размер зерен ортита колеблется от 0,1 до 1 *мм*; они окрашены в буроватые и, реже, в буровато-красноватые тона, отчетливо плеохроируют.

Эпидот присутствует в двух генерациях. Эпидот первой генерации образует довольно крупные зерна неправильной или длиннопризматической формы, выделение которых происходило более или менее одновременно с выделением главных породообразующих минералов. Крупные зерна эпидота группируются обычно с листочками биотита, вместе с которыми местами образуют параллельные полосы, создавая полосчатую структуру породы. Наряду с эпидотом инъекционные гнейсы содержат и цоизит. Эпидот второй генерации образует мелкие неправильные зерна, располагающиеся вдоль границ кристаллов кварца и плагиоклаза листочков биотита. Местами мелкокристаллический эпидот вместе с чешуйками серицита и мелкими листочками мусковита замещают плагиоклаз.

Структура инъекционных биотитовых гнейсов довольно разнообразна — лепидобластовая, гранобластовая и очковая. Последняя характеризуется наличием крупных, округлых и овальных зерен плагиоклаза или калиевого полевого шпата, располагающихся в плоскости сланцеватости. Крупные «очковые зерна» окружены более мелкой кристаллической основной массой породы, состоящей из полевых шпатов, кварца и биотита, которая обычно облекает очковые выделения.

Для разновидностей гнейсов с лепидобластовой структурой характерно параллельное расположение листочков биотита и некоторая вытянутость в том же направлении зерен других минералов. Местами, в участках гнейсов, состоящих из кварца и калиевого полевого шпата, наблюдается микропегматитовая структура.

Биотит-роговообманковые инъекционные гнейсы, так же как и биотитовые, пользуются исключительно широким распространением в зонах контактов пластовых тел гранито-гнейсов и парагнейсов в хребтах Тукурингра и Джагды. Они представляют собой темно-серые и зеленовато-серые породы с тонкополосчатой, пятнистой, сланцеватой и изогнуто-сланцеватой текстурой.

Преобладают разновидности с полосчатой текстурой, обусловленной тонкой послойной инъекцией магматического вещества в парапороды. Пятнистая текстура в гнейсах обусловлена неравномерным распределением светлых и темноцветных компонентов, которые образуют скопления неправильной формы, чередующиеся в виде светлых и темных пятен.

В состав биотит-роговообманковых инъекционных гнейсов входят следующие минералы: биотит, роговая обманка, плагиоклаз (олигоклаз, андезин), кварц, калиевый полевой шпат, эпидот и ортит; акцессорные минералы — титанит, апатит, магнетит, сагенит; вторичные минералы — хлорит, серицит, кальцит и эпидот.

Количественные соотношения главных минералов не постоянны. Существенную роль играют темноцветные минералы, которые в отдельных разновидностях преобладают над светлыми. Соотношения биотита и роговой обманки также различны, с преобладанием то одного, то другого минерала. Существенную роль в составе инъекционных биотит-роговообманковых гнейсов играют эпидот, циозит и ортит.

Зерна роговой обманки имеют неправильные очертания, различную

величину и окрашены в синевато-зеленые тона с отчетливым плеохроизмом. Угол угасания роговой обманки $C : Ng = 22°$, удлинение положительное.

Эпидот и цоизит, так же как и в инъекционных биотитовых гнейсах, присутствуют в двух генерациях. Эпидот первой генерации играет существенную роль в составе биотит-роговообманковых гнейсов, составляя иногда 10—15% породы. Эпидот и цоизит второй генерации присутствуют не всегда и образуют мелкокристаллические агрегаты неправильной формы, неравномерно рассеянные в породе. Местами зерна вторичного эпидота окрашены в бутылочно-зеленые тона. Структура их, так же как и текстура, довольно разнообразна. Наиболее распространенными являются разновидности с грано- и лепидобластической структурой. Местами отдельные участки пород обладают пойкилитовой или микропегматитовой структурой.

В долине р. Аргаскит двуслюдяные гнейсы инъецированы розоватыми гранитогнейсами с образованием типичных инъекционных гнейсов. В составе инъекционных разновидностей двуслюдяных гнейсов содержатся крупные зерна ортита, обычно разложившиеся и частично замещенные мелкокристаллическими эпидотом и цоизитом, а также крупные зерна циркона, окруженные темными плеохроичными оболочками.

По химическому составу (см. табл. 2, анализ 3) двуслюдяной гнейс отличается от среднего состава докембрийских гнейсов по Дели пониженным коэффициентом кислотности S и повышенным содержанием темноцветных компонентов b и c.

Жильные породы гнейсовидной текстуры, сопровождающие гранито-гнейсы и гнейсированные граниты, в хр. Тукурингра имеют небольшое распространение и представлены кислыми разновидностями — аплитами, пегматитами и порфироидами, пронизывающими как и описанные выше гранито-гнейсы, золотогорскую серию парагнейсов согласно их слоистости. Небольшим распространением пользуются аплиты, тогда как жилы пегматитов, состоящие из кварца, слюды (мусковита) и роговой обманки, сравнительно редки.

Аплиты (аплито-гнейсы) представляют собой серовато-розовые мелкокристаллические породы с отчетливой гнейсовидной текстурой. Местами они образуют послойную инъекцию в серые биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, а местами, например на правом берегу р. Зеи, выше устья р. Гилюй,— сравнительно крупные дайкообразные тела мощностью до 5 *м*, секущие инъекционные биотит-роговообманковые гнейсы. В состав розовых аплито-гнейсов входят кварц, микроклин, в небольшом количестве кислый плагиоклаз и листочки мусковита или биотита. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, магнетит и вторичные минералы — серицит и хлорит.

Структура аплито-гнейсов кристаллобластическая, нередко порфировидная, с более крупными выделениями микроклина.

В нижнем течении р. Широкой (близ впадения ее в Гилюй) в россыпи среди гранито-гнейсов и гнейсов встречены светло-серые аплито-гнейсы, которые, в отличие от только что описанных, содержат довольно крупные кристаллы ортита, окруженные эпидотом.

Порфироиды, довольно редко встречающиеся в хр. Тукурингра, обычно образуют жилы или пластовые тела небольшой мощности, прорывающие толщу парагнейсов согласно их сланцеватости. Минералогический состав их следующий: кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз и биотит. Из акцессорных минералов содержатся апатит и циркон, из вторичных — хлорит и альбит. Структура порфироидов — бластопорфировая. Крупные вкрапления, длиной до 3 *мм*, образованы калиевым полевым шпатом с пертитовыми вростками альбита и кислым плагиоклазом. Основная масса породы состоит из мелкокристаллического кварца, калиевого полевого шпата и биотита. Структура основной массы лепидобластовая —

мелкие листочки зеленого биотита располагаются в виде тонких полос, ориентированных параллельно друг другу. Вкрапленники плагиоклаза местами разорваны и сцементированы минералами основной массы. Вторичные изменения порфироидов незначительны, лишь отдельные листочки биотита замещены хлоритом. Возможно, что некоторые пластообразные тела порфироидов представляли собой подводные излияния лав кислого состава, сингенетичные накоплению осадочных флишоидных пород золотогорской серии.

Кроме описанных жильных образований древнего интрузивного комплекса, значительным распространением пользуются кварцевые жилы, чрезвычайно разнообразные по форме и мощности; от тонких прожилков в несколько миллиметров до крупных раздувов, достигающих нескольких метров. По отношению к плоскостям сланцеватости гнейсов наблюдаются секущие и параллельные жилы, в большинстве случаев сложенные молочно-белым кварцем. Значительно реже встречаются прожилки дымчатого кварца, иногда переходящего в аметист (верховье р. Хугдер).

Распространение кварцевых жил среди гнейсового комплекса не равномерно. По нашим наблюдениям можно выделить две области наиболее интенсивного распространения кварцевых жил: первая располагается на перевале из долины р. Правой Каменушки в долину р. Широкой и вторая — в окрестностях пос. Золотая гора. В последнем случае кварцевые жилы содержат гнездообразные скопления кристаллов пирита, пирротина, молибденита и мелких зерен золота.

Западнее хр. Тукурингра, в пределах той же зоны Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев, по данным Л. Л. Прозоркевич, Н. М. Борковского, Д. М. Шилина, Б. Н. Ерофеева и других, золотогорская серия парагнейсов и кристаллических сланцев пронизана многочисленными конкордантными интрузивными телами серых гранито-гнейсов биотитового и биотит-роговообманкового состава, также образующих широкие ореолы инъекционных гнейсов и мигматитов. Биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы и гнейсированные граниты, по мнению Б. Н. Ерофеева, совершенно аналогичны древнестановому комплексу гранито-гнейсов и гранитов, описанному Д. С. Коржинским.

Кроме того, в составе той же группы древних магматических пород Б. Н. Ерофеев выделяет плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты, также образующие пластовые тела и зоны инъекции в толще гнейсов. Они обычно в той или иной степени гнейсированы. Однако тот же автор относительно последней группы магматических пород высказывает предположение и о ее более позднем, возможно палеозойском, возрасте.

Пироксеновые гнейсированные граниты среди описываемого комплекса древних интрузивных пород хр. Тукурингра были встречены только в одном месте — при спуске с перевала из долины р. Аргаскит в бассейн р. Хугдер, к северо-западу от пос. Золотая гора. Они выходят в виде глыбовых россыпей среди биотитовых парагнейсов и амфиболитов золотогорской серии. Это темно-серые или почти черные среднезернистые породы с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой.

Минералогический состав их следующий: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и моноклинный пироксен (геденбергит); из второстепенных минералов присутствуют биотит и циркон, из вторичных эпидот и хлорит. Структура пород — гранобластическая, текстура — параллельная (гнейсовидная).

В породе преобладают темноцветные минералы. Крупные зерна моноклинного пироксена имеют неправильные изометричные очертания, окрашены в зеленовато-желтые тона с плеохроизмом; по Ng = синевато-зеленым, по Np — желтовато-зеленым. Угол угасания $C : Ng = 45°$, что соответствует геденбергиту, отдельные зерна которого окружены реакционной каймой из роговой обманки.

Роговая обманка обыкновенная, окрашена в ярко-зеленые тона, обычно образует пойкилитовые срастания с пироксеном и реакционные каймы вокруг зерен последнего.

Взаимоотношение пироксеновых гнейсированных гранитов с гнейсами золотогорской серии в коренных обнажениях наблюдать не удалось. Описанные своеобразные черные пироксеновые граниты по минералогическим и структурным особенностям из известных в литературе докембрийских магматических образований ближе всего стоят к типу рапакиви Каневского массива, описанного В. И. Лучицким в составе Украинского кристаллического щита, и относятся к поздним этапам магматической деятельности докембрия.

Гнейсированные пироксеновые граниты хр. Тукурингра по составу также очень близки к черным пироксеновым гранитам, обнаруженным Г. Ф. Крашенинниковым в 1936 г. в бассейне р. Тырмы (левого притока р. Буреи) и описанным И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной (1939) в составе древних магматических пород Хингано-Буреинского срединного массива.

Кварцевые диориты в хр. Тукурингра образуют различные по величине интрузивные тела, прорывающие толщу парагнейсов золотогорской серии и инъецирующие ее гранито-гнейсы.

По данным Н. И. Осиповой, они располагаются в северо-западной части хр. Тукурингра, в долине р. Гилюй, вдоль крупного Усть-Гилюйского разлома, и в верхнем течении р. Иликан, в окрестностях пос. Кировского.

По химическому составу кварцевые диориты бассейна р. Гилюй очень близки к диоритам и кварцевым диоритам среднего состава по Дели и отличаются от них лишь несколько пониженным коэффициентом *а*.

Плагиограниты, так же как и кварцевые диориты в хр. Тукурингра, образуют небольшие тела, прорывающие гнейсы и кристаллические сланцы золотогорской серии. По данным М. В. Павленко, в районе Золотогорского железорудного месторождения, в верхнем течении р. Иган, они слагают небольшие пластовые тела мощностью 0,5 — 1,5 *км*, вытянутые параллельно сланцеватости вмещающих пород. Они так же, как и кварцевые диориты, приурочены здесь к зоне разлома северо-западного простирания, близкого к широтному, вдоль которой наблюдается интенсивная милонитизация гнейсов золотогорской серии. Плагиограниты сильно катаклазированы и разгнейсованы. Они представляют собой светло-серые среднезернистые породы. Минералогический состав их следующий: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и роговая обманка. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, циркон, апатит, магнетит и ортит, из вторичных — серицит, цоизит и эпидот. Преобладающим минералом является плагиоклаз, составляющий до 40% породы. Темноцветные минералы — биотит и роговая обманка — содержатся в незначительном количестве (2—5%). Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая и гранобластовая. В зоне катаклаза плагиограниты сильно серицитизированы и эпидотизированы.

Возраст плагиогранитов не ясен; возможно, что они, так же как и кварцевые диориты, являются более молодыми интрузивными образованиями, чем описанные выше гранито-гнейсы.

Охарактеризованные древние интрузивные породы зоны Тукурингро-Джагдинского и Янканского антиклинориев, на основании взаимоотношения друг с другом, могут быть отнесены к различным этапам магматической деятельности. Наиболее ранними являются магматические образования основного и среднего состава (ортоамфиболиты и гнейсированные габбро), образующие сравнительно небольшие пластовые тела, прорывающие золотогорскую серию парагнейсов. Более поздним по времени внедрения является интрузивный комплекс гранитного состава, наиболее широко распространенный в зоне Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев в виде гранито-гнейсов и гнейсированных гранитов, прорывающих

как парагнейсы золотогорской серии, так и указанные габбро и ортоамфиболиты. Этот интрузивный комплекс по составу и структурному положению очень близок к древнестановому комплексу гранитоидов, имеющему широкое распространение в зоне протерозойской складчатости Станового хребта.

Все перечисленные выше минералогические особенности гранито-гнейсов описываемой зоны свойственны также гнейсированным гранитам и гранито-гнейсам древнестанового комплекса Станового хребта. В составе этого комплекса М. П. Петрусевич и Л. И. Казик (1957) описали эпидот-цоизитовые гранодиориты в среднем течении р. Геткан, близ устья ключа Топазового. Эти гранитоиды прорывают толщу гнейсов и кристаллических сланцев, в контакте образуют широкие инъекционные зоны и содержат ксенолиты гранатовых гнейсов и сланцев. Характерной особенностью этих гранитоидов является присутствие в них эпидота в виде крупных длиннопризматических кристаллов (до 3,5 *мм*), содержание которого колеблется от долей процентов до 5—6%. В меньшем количестве содержится цоизит. Подобные гранитоиды с первичным эпидотом были описаны также Д. С. Коржинским и А. П. Лебедевым (1936) в Становом хребте, в верховьях р. Нюкжи.

Большое сходство биотитовых и биотит-роговообманковых гранито-гнейсов, распространенных в юго-западной части Янканского антиклинория (в окрестностях станций Ерофей Павлович и Уруша), и гранито-гнейсов Станового хребта было отмечено еще в 1935 г. Д. С. Коржинским, который писал: «У станций Ерофей Павлович и Уруша развит гранито-гнейсовый древнестановой комплекс, в точности одинаковый с таковым других мест Станового хребта. Это серые гнейсовидные граниты, согласно инъецирующие толщу гнейсов и амфиболитов».

Жильная серия рассматриваемого интрузивного комплекса зоны Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев и древнестанового комплекса гранито-гнейсов характеризуется наличием лишь кислых дериватов магмы —аплитов, пегматитов, порфироидов и кварцевых жил и полным отсутствием лампрофировых жил.

Все эти признаки, свидетельствующие о большом сходстве как минералогического состава, так и других особенностей и условий залегания описанного интрузивного комплекса гнейсированных гранитов и гранито-гнейсов, распространенных в пределах Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев, с древнестановым протерозойским гранито-гнейсовым комплексом Станового хребта, позволяют сделать вывод о близком возрасте этих магматических образований.

Формирование интрузивного древнестанового комплекса в Становом хребте и в хребтах Янкан, Тукурингра и Джагды происходило в глубинных условиях одновременно со складчатостью древнестанового гнейсового комплекса и золотогорской серии гнейсов и кристаллических сланцев, условно отнесенной нами к протерозою. Об этом свидетельствует согласное залегание и согласная инъекция магматических тел во вмещающие породы, а также широкое проявление гнейсовидных и полосчатых текстур и протокластических структур. Глубокий метаморфизм вмещающей серии парагнейсов и кристаллических сланцев в значительной мере также связан с воздействием этой интрузии. Внедрение магматических расплавов, вероятно, происходило одновременно со складчатостью в несколько сближенных фаз. К наиболее поздним этапам магматической деятельности относятся небольшие интрузивные тела пироксеновых гранитов типа рапакиви и, возможно, еще более поздние интрузии кварцевых диоритов и плагиогранитов. Определение возраста древних магматических комплексов является наиболее трудной задачей. Нижней возрастной границей гранито-гнейсов и гнейсированных гранитов в Янкан-Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоне является золотогорская серия парагнейсов, которая условно относится к протерозою. Верхней возрастной границей интрузии

гранито-гнейсов в хр. Тукурингра является тукурингрская серия метаморфических пород, условно относимая к рифею.

Гнейсовидные кварцевые диориты и гранодиориты, распространенные в восточной части Станового хребта, по мнению В. И. Мошкина, одновременны с главной интрузией гранитоидов древнестанового комплекса и, возможно, представляют ее фации. В хр. Тукурингра, по данным Н. К. Осиповой, интрузивы гнейсовидных полосчатых кварцевых диоритов прорывают гранито-гнейсы древнестанового комплекса и являются более молодыми, возможно, нижнепалеозойскими. Верхней возрастной границы этой интрузии мы не знаем ввиду разобщенности ее выходов с тукурингрской серией метаморфических пород верхнего докембрия, распространенной на юго-западном склоне хр. Тукурингра. Интрузию гнейсированных кварцевых диоритов и близких к ним по условиям залегания плагиогранитов хр. Тукурингра я отношу также к протерозойскому возрасту[1].

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГОНЖИНСКОГО ВЫСТУПА И ПРИАРГУНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Толща слюдяных парагнейсов и кристаллических сланцев, слагающих ядра антиклинальных структур Приаргунского антиклинория и его северо-восточного продолжения, обособившегося в мезозое в виде крупного Гонжинского выступа, прорвана небольшими телами темно-зеленых диорито-гнейсов, ортоамфиболитов, многочисленными пластовыми и секущими телами серых и розовато-серых гранито-гнейсов, а также сопровождающими их пегматитовыми жилами.

В долине р. Маритке (правого притока р. Аргуни) в пределах китайской части Приаргунского антиклинория, гранито-гнейсы образуют сложные инъекционные контакты с толщей парагнейсов, подобно тому, как это описано для Тукурингро-Джагдинского антиклинория.

В пределах Гонжинского выступа, вдоль полотна Амурской ж. д., в железнодорожных выемках, в 1 *км* к востоку от ст. Унырь, наблюдается система пегматитовых жил, мощностью от 1 до 3 *м*, пронизывающих толщу биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов согласно их сланцеватости или пересекающих ее под острым углом. Эти жилы имеют простой состав (кварц, ортоклаз и небольшое количество биотита), структура их пегматитовая, текстура слабо выраженная, гнейсовидная.

Кроме того, толща биотитовых и гранатовых гнейсов Гонжинского выступа почти повсеместно пересечена многочисленными жилами кварца различной мощности, пронизывающими гнейсы согласно их слоистости и сланцеватости или под углом к ним. Часть кварцевых жил, секущих здесь древние нижнепротерозойские гнейсы, возможно, связана с более поздними гранитными интрузиями, пересекающими гнейсы по периферии Гонжинского выступа.

Возраст гранито-гнейсов и пегматитов Гонжинского выступа и Приаргунского антиклинория условно, по аналогии с гранито-гнейсами и пегматитами хр. Тукурингра, следует относить к нижнему протерозою.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕЕ-СЕЛЕМДЖИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Докембрийские интрузивные образования в Зее-Селемджинской зоне и северо-западной окраине Хингано-Буреинского срединного массива пространственно также тесно связаны с выходами гнейсов и кристаллических сланцев (аналог золотогорской серии), слагающих ядра крупных антикли-

[1] Не исключена возможность и более молодого рифейско-нижнепалеозойского возраста интрузий гнейсовидных кварцевых диоритов.

нориев (Селемджино-Благовещенского и др.), и распространены в нижнем течении Мамына, Селемджи, в долине Зеи и на Амуре, выше г. Благовещенска. В юго-западной части Зее-Селемджинской зоны в пределах хр. Малого Хингана (китайского), в ядрах палеозойских антиклинорных структур выходят серые слюдяные биотит-роговообманковые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, пронизанные пластовыми интрузивными телами гранито-гнейсов.

В долине р. Зеи, в северо-восточной части Селемджино-Благовещенского антиклинория, в интервале между селами Большой Невер и Громатуха, толща парагнейсов и кристаллических сланцев пересечена редкими пластовыми телами зеленовато-серых диорито-гнейсов, катаклазированных габбро и серпентинитов, а также многочисленными более крупными пластовыми телами серых и светло-серых биотитовых и роговообманковых гранито-гнейсов. В зоне контакта с вмещающими парагнейсами гранито-гнейсы залегают в виде многочисленных мелких пластовых тел и жил, образующих широкие зоны послойной инъекции в парагнейсах, которые местами переходят в инъекционные гнейсы и мигматиты.

Кроме того, парагнейсы в долине р. Зеи пересечены жилами пегматитов и аплитов, представляющих собой жильные отщепления этой гранитной интрузии. Мощность пегматитовых жил не превышает 4—5 *м*. Пегматиты крупнокристаллические, состоят из светло-серого кварца, розоватого микроклина, кристаллы которого достигают 15 *см*, и листочков черного биотита.

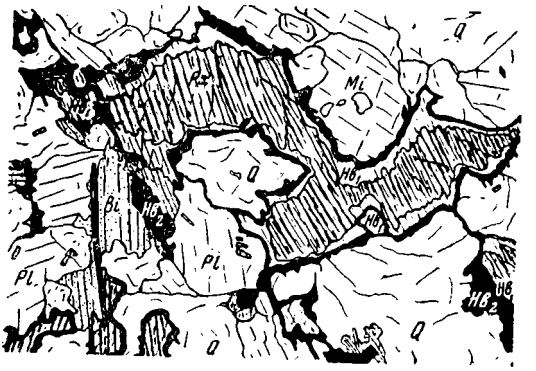
На правом берегу р. Зеи, ниже устья пади Глубокой, серые биотитовые парагнейсы пронизаны рассланцованными кварцевыми порфирами (порфироидами), также представляющими собой жильные отщепления интрузии гранито-гнейсов.

В долине Амура толща парагнейсов, так же как и на р. Зее, послойно инъецирована биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранито-гнейсами. Наиболее широко гранито-гнейсы распространены к югу от долины р. Амур, в Малом Хингане, где они прорывают толщу парагнейсов и кристаллических сланцев, слагающих ядро Селемджино-Благовещенского антиклинория. Они образуют здесь многочисленные крупные и мелкие тела, конкордантные вмещающей толще кристаллических сланцев нижнего протерозоя. В области контактов с вмещающими породами, так же как это имеет место в пределах краевых антиклинориев Монголо-Охотского пояса и в Становом хребте, наблюдаются зоны инъекции, сопровождаемые образованием инъекционных гнейсов и мигматитов. Среди гранито-гнейсов Малого Хингана распространены биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые разновидности с гранобластической очковой структурой. С гранито-гнейсами обычно тесно связаны пегматиты и аплитогнейсы, представляющие собой жильную серию этих гранитных интрузий.

Аналогичные выходы гранито-гнейсов и пегматит-аплитов прослеживаются и к юго-западу от Малого Хингана, по простиранию Селемджино-Благовещенского антиклинория, под покровом рыхлых кайнозойских отложений вдоль северо-западной окраины синеклизы Сунляу, близ с. Колодзян (см. фиг. 151).

По минералогическому составу и структурам гранито-гнейсы Зее-Селемджинской зоны на советской и китайской территориях, а также в пределах Хингано-Буреинского массива очень близки к гранито-гнейсам и гнейсированным гранитам Тукурингро-Джагдинского антиклинория и Станового хребта. Для них характерно содержание своеобразной зеленовато-синей роговой обманки с малым углом оптических осей и сильной дисперсией биссектрис, а также ортита. Вторичные изменения (хлоритизация и серицитизация) наблюдаются в них преимущественно вдоль узких зон катаклаза. Возраст биотитовых и биотит-роговообманковых гранито-гнейсов и диорито-гнейсов Зее-Селемджинской зоны, по аналогии с гранито-гнейсами Тукурингро-Джагдинского антиклинория и древнестанового комплекса, условно

определяется как нижнепротерозойский. В Зее-Селемджинской зоне среди пород древнего интрузивного комплекса имеются и эпидотовые граниты, выходы которых можно наблюдать в скалистых обнажениях на левом берегу р. Зеи, ниже с. Новая Уфа. Они образуют здесь сравнительно небольшие тела среди толщи парагнейсов, пронизанной пластовыми интрузиями гранито-гнейсов, и представляют собой своеобразные двуслюдяные микроклиновые граниты, содержащие крупные призматические зерна эпидота, сингенетичного с главными породообразующими минералами. По составу и условиям залегания эти граниты можно сопоставить с протерозойскими эпидотовыми гранитами Станового хребта. Упомянутые выше диорито-гнейсы и габбро являются более ранними по отношению к гранито-гнейсам внедрениями протерозойского возраста.



Фиг. 2. Пироксеновый гранит. Обрастание пироксена роговыми обманками двух генераций. Увел. 46, без анализатора.

Px—пироксен; Hb_1 — бледно-зеленая роговая обманка; Hb_2 — изумрудно-зеленая роговая обманка; Bi — биотит; Pl—плагиоклаз; Mi — микроклин; Q —кварц

Пироксеновые граниты. На правобережье р. Зеи, между устьем р. Громатухи и с. Старое Рыбацкое, в северо-восточной части крупного Селемджино-Благовещенского антиклинория, в глыбовых россыпях среди лейкократовых катаклазированных гранито-гнейсов и розовых биотит-роговообманковых гранитов выходят весьма своеобразные темно-серые пироксеновые граниты, образующие небольшой массив среди древних пород гнейсового комплекса. Контакт их с окружающими гранито-гнейсами не обнажен. Эти граниты представляют собой темно-серые (до черных) породы, в которых легко различимы дымчатый кварц и светло-серые, иногда желтоватые полевые шпаты.

Минералогический состав их следующий: кварц, микроклин, плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка и биотит; акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон и магнетит; вторичные — серицит, хлорит и эпидот. Количественные соотношения минералов весьма изменчивы (особенно в отношении темноцветных минералов). Обычно в большом количестве присутствует микроклин, местами содержащий тонкие пертитовые вростки альбита. Содержание кварца непостоянно, но обычно невелико. Плагиоклаз (олигоклаз № 27) присутствует в небольшом количестве. Среди темноцветных минералов преобладает пироксен, бесцветные зерна которого имеют идиоморфную, реже неправильную форму; он обычно окружен тонкой реакционной каймой светло-зеленой роговой обманки (фиг. 2). В разновидностях, богатых биотитом, пироксен образует неправильные срастания с крупными бурыми листочками биотита. Пироксен моноклинный, угол угасания C: $Ng = 42°$.

Содержание роговой обманки в пироксеновых гранитах обычно невелико. Содержание биотита неравномерное, отдельные разновидности пироксеновых гранитов почти лишены биотита, тогда как другие содержат его в очень большом количестве. Роговая обманка представлена в двух генерациях: бледно-зеленая, образующая реакционные каймы вокруг пироксена, и более поздняя изумрудно-зеленая, которая нарастает вокруг первой, а также образует самостоятельные более крупные зерна (см. фиг. 2). Структура — гипидиоморфнозернистая, местами встречается мирмекитовая. Вторичные изменения обычно незначительны и выражаются в серицитизации и эпидотизации плагиоклазов, а также в слабой хлоритизации биотита.

Минералогический состав и структурные особенности пироксеновых гранитов правобережья Зеи в окрестностях с. Старое Рыбацкое обнаруживают чрезвычайно близкие черты сходства с черными пироксеновыми гранитами типа рапакиви Хингано-Буреинского срединного массива, распространенными в бассейне р. Тырмы (среднее течение) и описанными И. В. Лучицким и М. С. Нагибиной (1939). Эти граниты также близки к описанным выше гнейсированным пироксеновым гранитам хр. Тукурингра. Внедрение пироксеновых гранитов (рапакиви) в зоне Тукурингро-Джагдинского антиклинория, по-видимому, связано с более поздними этапами проявления протерозойской магматической деятельности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ДОКЕМБРИИ

Дать полную характеристику истории развития интрузивной деятельности в докембрии в Монголо-Охотском поясе не представляется возможным, так как обилие интрузивных пород палеозойского возраста в его юго-западной части, в значительной мере поглотивших более древние метаморфические породы, в настоящее время не позволяет достаточно уверенно выделить среди них докембрийские интрузивные образования. Однако сопоставление интрузивных комплексов нижнего протерозоя в описанных выше структурных зонах восточной части Монголо-Охотского пояса, прилегающих непосредственно к области протерозойской складчатости Станового хребта, дает возможность наметить некоторую общую последовательность изменения состава поступающего магматического материала от ранних этапов развития протерозойской геосинклинальной системы к более поздним (табл.1).

Таблица 1

Схема проявления магматической деятельности в протерозое в восточной части Монголо-Охотского пояса и в зоне Станового хребта

	Этап	Зона Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев	Гонжинский выступ	Зее-Селемджинская зона	Область протерозойской складчатости Станового хребта
Протерозой	Поздний	Гнейсовидные кварцевые диориты и плагиограниты(?) Пироксеновые граниты (типа рапакиви)		Пироксеновые граниты (типа рапакиви)	Гнейсовидные кварцевые диориты и гранодиориты
	Средний	Гранито-гнейсы, гнейсированные граниты и эпидотовые граниты типа древнестанового комплекса	Гранито-гнейсы типа древнестанового комплекса	Гранито-гнейсы и эпидотовые граниты типа древнестанового комплекса	Граниты, плагиограниты и эпидотцоизитовые гранодиориты древнестанового комплекса
	Ранний	Роговообманковые габбро и ортоамфиболиты		Диорито-гнейсы и катаклазированные габбро	Габбро и габбро-анортозиты

Для ранних этапов развития протерозойской геосинклинальной системы, лежащей к югу и юго-востоку от Алданского щита Сибирской платформы, характерным является проявление магматизма основного и ультраоснов-

ного состава. Вдоль глубинных разломов, располагающихся в зоне сочленения протерозойской складчатой области Станового хребта и архейского Алданского щита, располагаются крупные интрузивные тела габбро и габбро-анортозитов, достигающие более 400 *км* в длину, при ширине 15—20 *км*. В центральных частях протерозойской складчатой области — в Становом хребте и южнее, в зоне Янканского и Тукурингро-Джагдинского краевых антиклинориев Монголо-Охотской системы, а также в ее внутренних частях располагаются сравнительно мелкие тела габбро, габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов. Габбро-анортозиты прорывают протерозойские парагнейсы и, в свою очередь, пересекаются гранитами и гранито-гнейсами древнестанового комплекса.

Для средних и отчасти поздних этапов развития протерозойской геосинклинальной области как в зоне Станового хребта, так и в пределах описанных участков Монголо-Охотской геосинклинальной системы характерным является исключительно широкое проявление интрузивной деятельности кислого состава, образование многочисленных пластовых тел и более крупных конкордантных массивов гранитов и гранито-гнейсов типа древнестанового комплекса с обширными зонами тонкой инъекции в толщу вмещающих флишоидных пород. По своему масштабу явления гранитизации — проникновение гранитной магмы в толщу флишоидных пород протерозоя, охватившие широчайшую зону протерозойской геосинклинальной системы,— не имели себе аналогов в истории дальнейшего геологического развития рассматриваемой области. Внедрение гранитных масс в нижнем протерозое происходило одновременно с процессом складчатости, о чем свидетельствует форма интрузивных тел, согласная со складчатыми структурами вмещающих пород. Внедрение гранитной магмы и процессы деформации обусловили общий глубокий метаморфизм вмещающих пород до стадии гнейсов и кристаллических сланцев ката- и мезозоны.

К поздним этапам магматической деятельности протерозоя относится внедрение своеобразных пироксеновых гранитов (типа рапакиви), расположенных во внутренних частях геосинклинальной системы этого возраста – в пределах хр. Тукурингра, Зее-Селемджинской зоны и Хингано-Буреинского срединного массива. Пироксеновые граниты образуют относительно небольшие интрузивные тела, весьма своеобразные по составу и структуре и также не имеющие себе аналогов среди более молодых гранитоидов.

К поздним этапам протерозойской магматической деятельности или, возможно к более молодым рифейско-нижнепалеозойским интрузивным комплексам можно отнести довольно крупные тела гнейсированных кварцевых диоритов и плагиогранитов хр. Тукурингра, пересекающие золотогорскую серию парагнейсов и гнейсированные граниты и гранито-гнейсы древнестанового комплекса.

По химическому составу гранито-гнейсы Монголо-Охотской системы протерозойской складчатости в хр. Тукурингра очень сходны с гранитоидами древнестанового комплекса Станового хребта, отличаясь от них лишь несколько повышенным содержанием железо-магнезиальных компонентов. Разновидности гранито-гнейсов описанных районов также сходны между собой, связаны постепенными переходами и, по-видимому, являются дифференциатами магматических очагов близкого состава (табл. 2). Лишь некоторые разновидности биотитовых гранито-гнейсов (анализ 1) отличаются незначительной пересыщенностью глиноземом, вероятно, за счет ассимиляции вмещающих пород.

Кварцевые диориты долины р. Гилюй (табл. 2, анализы 4 и 5) по химическому составу значительно отличаются от группы гранитоидов древнестанового комплекса и представляют собой самостоятельную интрузию. Внедрение кварцевых диоритов и плагиогранитов связано с крупными зонами разломов, пересекающими толщу гнейсов золотогорской серии и гранито-гнейсов.

Таблица 2

Химический состав докембрийских интрузивных пород

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	H_2O+	CO_2	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
																		a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
1	Биотитовый гранито-гнейс	Долина р. Обки ниже зимовья Веселого; хр. Тукурингра (по Н. К. Осиповой)	71,18	0,18	14,46	1,41	1,68	0,15	0,58	3,14	3,53	3,49	0,33	0,12	0,14	Нет	100,39	12,4	3,2	5,6	78,7	—	72	18	10	66,3	3,9	+29,5
2	Биотит-рогообманковый гранито-гнейс	Река Гилюй; хр. Тукурингра (по Н. К. Осиповой)	70,41	0,29	15,72	0,66	1,87	0,02	0,65	2,15	3,85	3,70	0,03	0,24	0,36	—	99,95	13,4	2,6	5,7	78,3	32	49	18	—	61,3	5,2	+27,2
3	Двуслюдяной инъекционный гнейс	Долина р. Аргаскит хр. Тукурингра	68,30	0,57	14,7	0,86	2,86	0,05	1,31	2,61	2,86	4,33	0,57	0,24	0,56	Нет	99,88	12,5	3,2	6,7	77,6	14	53	33	—	50	3,9	+27
4	Кварцевый диорит	Бассейн р. Гилюй (по Н. К. Осиповой)	57,77	0,84	20,68	1,76	4,06	0,02	2,95	5,52	3,14	1,86	0,13	0,30	0,50	—	100	9,9	3,7	16,7	66,7	27	33	40	—	72,2	1,5	+6,9
5	Кварцевый диорит	Среднее течение р. Гилюй (по Н. К. Осиповой)	58,95	0,73	19,65	1,59	4,81	0,08	3,29	5,32	3,21	1,57	0,11	0,18	0,34	—	99,84	8,8	6,5	15,4	68,3	25	39	36	—	75,3	1,3	+13,5

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Палеозойские интрузивные образования в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы пользуются особенно широким распространением и весьма разнообразны по составу. Внедрение магматических масс в палеозойское время происходило в различные стадии развития геосинклинальной системы в течение нижнего, среднего и верхнего палеозоя.

Интрузии палеозоя представлены почти всеми разновидностями магматических пород — от основного и ультраосновного состава до кислых аляскитовых. Если для западных районов Монголо-Охотского пояса в 1950—1956 гг. И. В. Лучицким при участии автора, Г. Л. Падалкой, Ю. П. Деньгиным, Н. В. Шталь и В. Н. Козеренко сделаны первые сводные работы, в которых давалось расчленение палеозойских интрузивных пород по составу и по времени их внедрения, то для восточных районов Монголо-Охотского пояса — Верхнего Приамурья и прилегающих территорий Северного Дунбея — это впервые сделано автором в 1955—1958 г.

В настоящей работе приводится краткая петрографическая характеристика разновозрастных интрузивных комплексов[1] и их положение в тектонической структуре рассматриваемой области.

Выделение этих комплексов в мало исследованных районах Верхнего Приамурья и особенно Северного Дунбея было проведено на основании изучения взаимоотношений с вмещающими породами, их структурного положения, а также выделения различных типов пород путем сравнения с другими районами Монголо-Охотской складчатой системы.

На советской территории Верхнего Приамурья для такого расчленения, кроме личных наблюдений автора, были использованы все доступные геологические материалы различных геологов.

На рассматриваемой территории Верхнего Приамурья и Северного Дунбея можно выделить следующие крупные этапы проявления интрузивной деятельности в палеозое: а) нижнепалеозойский; б) средне- и верхнепалеозойский. Нижнепалеозойские интрузивные образования (досилурийского возраста) по составу и времени внедрения в различные структурные зоны Монголо-Охотской геосинклинальной системы подразделяются на интрузивные комплексы.

Наиболее ранние интрузивные комплексы имеют основной и средний состав — габбро, диориты, кварцевые диориты; в подчиненном количестве — пироксениты и горнблендиты, а также, возможно, более кислые образования — биотит-роговообманковые граниты, обогащенные темноцветными минералами. Более поздние интрузивные комплексы ниж-

[1] Под интрузивным комплексом, следуя В. С. Коптеву-Дворникову (1952), мы понимаем «всю совокупность магматических и гидротермальных образований в ходе развития единого интрузивного процесса определенного возраста. В состав интрузивного комплекса гранитоидов входят сами интрузивные породы (граниты, гранодиориты и другие), их жильная серия... и метасоматические образования».

непалеозойского возраста имеют кислый и ультракислый состáв и представлены розовыми, красноватыми, светло-желтыми лейкократовыми микроклиновыми гранитами и почти лишены темноцветных минералов.

Особое место занимают гранитоиды так называемого буреинского комплекса, возраст которых до сих пор не может считаться точно установленным из-за отсутствия контактов с фаунистически охарактеризованными палеозойскими отложениями. Внедрение огромных гранитных масс буреинского комплекса гранитоидов происходило в западной части крупного Хингано-Буреинского срединного массива, в пределах которого сохранились лишь различной величины ксенолиты древних метаморфических толщ докембрия и нижнего кембрия и обрывки более поздних грубозернистых терригенных девонских отложений, обычно не претерпевших контактового метаморфизма. Значительно меньшего размера гранитные интрузии буреинского типа проникли в отдельные участки палеозойских геоантиклинальных зон, преимущественно краевых, также сложенных древними толщами. Для некоторых разновидностей буреинских гранитоидов в бассейнах рек Селемджи и Норы устанавливается их досилурийский возраст.

В. В. Онихимовский считает возраст буреинских гранитов Буреинского гранитного массива герцинским на том основании, что некоторые разновидности гранитоидов (с нашей точки зрения, более молодого возраста, чем буреинский комплекс) прорывают фаунистически охарактеризованные девонские отложения. В Зее-Селемджинской зоне, расположенной непосредственно к западу от Хингано-Буреинского срединного массива, в долине р. Зеи (среднее течение), возраст биотит-роговообманковых гранитов, близких по петрографическому составу к буреинским гранитам, В. М. Сухин на основании косвенных данных определяет как послесилурийский.

Интрузии средне- и верхнепалеозойского возраста, прорывающие фаунистически охарактеризованные силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения, исключительно разнообразны по составу. Наиболее ранние из них представлены габбро различного состава, габбро-диабазами и диоритами. Более поздние интрузии представлены разнообразными гранитоидами с гибридными фациями гранодиоритов и диоритов в приконтактовых зонах и сравнительно редкими сиенитами.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Нижнепалеозойские интрузивные комплексы наиболее широко распространены в пределах Хингано-Буреинского массива и в Зее-Селемджинской зоне как на советской территории, так и за ее пределами—в хребтах Ильхури-Алинь и Малый Хинган. Менее широко они распространены в Верхне-Ганьхинском и Приаргунском антиклинориях, в верховьях Амура, в южной части Гонжинского выступа и в системе краевых антиклинориев Монголо-Охотского пояса. Наиболее ранними являются комплексы габбро и диоритов, а более поздними — комплексы различного состава гранитоидов.

Диориты, габбро и другие породы депского интрузивного комплекса. Впервые интрузии основных и средних пород этого комплекса в бассейне верхнего течения р. Деп были выделены и описаны Ю. А. Одинцом, В. А. Федорцевым и другими, а на участке между р. Тындой (Депской) на западе и р. Деп на востоке — А. А. Сушковым. В 1948 г. эти интрузии были выделены автором в южных предгорьях хр. Тукурингра, так называемых «Зейских воротах», а А. З. Лазаревым и другими в предгорьях хр. Джагды, под названием депского интрузивного комплекса.

Н. А. Богданов (1960) проследил в той же зоне выходы диоритов и габбро на запад, на значительное расстояние от долины р. Зеи до долины р. Тынды (Урканской).

Своеобразные формы интрузивных тел этого комплекса и их структурное положение выявились при составлении первых сводных геологических карт — А. З. Лазаревым для бассейна р. Зеи и М. С. Нагибиной (1954—1955 г.) для Верхнего Приамурья. В 1956—1957 гг. интрузивные образования депского комплекса были описаны Н. П. Саврасовым, О. С. Подкаминером, Д. А. Кириковым и др.

Интрузии основных и средних пород депского комплекса приурочены к зоне крупного Южно-Тукурингрского разлома, заложившегося в нижнем палеозое вдоль южной границы Тукурингро-Джагдинского краевого антиклинория.

Интрузивные тела, приуроченные к этой зоне, имеют сложное строение и удлиненную форму, вытянутую параллельно зоне разлома. Почти непрерывная полоса основных и средних интрузивных пород, шириной от 2 до 10—12 *км*, прослеживается вдоль подножия хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды на 300 *км* от верховьев р. Тынды (Урканской) до верхнего течения р. Норы (правого притока Селемджи).

Депский интрузивный комплекс представляет собой сложно дифференцированный ряд основных и средних пород, формирование которого происходило в несколько сближенных по времени интрузивных фаз. Плохая обнаженность района далеко не везде позволяет выявить детали строения и взаимоотношения отдельных интрузивных тел. В долине Зеи, где река пропиливает стену прочных диоритовых пород, вырываясь из хр. Тукурингра, в область равнинного плато и Зейской низменности, частично можно наблюдать довольно сложное строение интрузивных тел депского комплекса. Здесь толща белых и серых мраморизованных известняков и метаморфических сланцев тукурингрской серии пересечена системой интрузивных тел диоритов и габбро, размером от нескольких десятков метров до 12 *км* в поперечнике (главное тело). Диориты содержат многочисленные ксенолиты известняков, амфиболитов, кварцитов, сильно катаклазированных гранитогнейсов и других катаклазитов, первичную природу которых не удается установить даже под микроскопом. Вмещающие мраморизованные известняки и сланцы в зоне контакта пересечены многочисленными сбросами и крутыми надвигами, плоскости разрыва которых наклонены на север и имеют северо-западное, близкое к широтному простирание. В известняках и диоритах наблюдаются многочисленные различно ориентировнные зеркала скольжения, поверхность которых покрыта пленкой ярко-зеленого эпидота.

К северу от главного тела, на левом берегу р. Зеи, толщу мраморизованных известняков прорывают два небольших вытянутых тела диоритов и габбро (до 100 *м* в поперечнике), являющихся апофизами главного интрузива диоритов. Оба они имеют сложную «ветвящуюся» форму и заключают многочисленные ксенолиты не только известняков, но и более древних сильно катаклазированных пород (амфиболитов и гранито-гнейсов), вынесенных из более глубоких зон антиклинория. В зоне контакта с известняками диориты переходят в габбро-диориты и габбро за счет ассимиляции последних. Южная часть главного диоритового массива превращена в брекчию. Мощность этой зоны брекчий, судя по данным бурения, приведенным О. С. Подкаминером, составляет не менее 700—800 *м*. Вдоль северного контакта массивных и брекчированных диоритов последние пересечены крупной дайкой мезозойских диорит-порфиритов мощностью до 250 *м*. Вдоль южного края зоны брекчированных диоритов последние пересечены дайками фиолетово-серых порфиритов и андезитов, являющихся корнями верхнемезозойских покровов.

По данным О. С. Подкаминера (1956), диориты депскогс интрузивного комплекса пересечены пегматитовыми жилами, представляющими собой отщепления послесилурийских гранитоидов Зейского массива, расположенных непосредственно к югу от интрузива диоритов. По составу главное тело

депского комплекса представлено роговообманковыми диоритами, кварцевыми диоритами и роговообманковыми габбро. О. С. Подкаминер в состав той же интрузии включает еще и горнблендиты, встречающиеся значительно реже.

Роговообманковые диориты и кварцевые диориты имеют гранобластовую или гипидиоморфнозернистую структуру и сильно изменены вторичными процессами — хлоритизацией, серицитизацией и актинолитизацией. В контакте с известняками диориты становятся мелкозернистыми, сильно обогащаются темноцветными минералами и переходят в габбро-диориты и габбро. Последние в большом количестве содержат роговую обманку и моноклинный пироксен. Известняки тукурингрской серии в контакте с диоритами и габбро перекристаллизованы и содержат новообразования многочисленных зерен диопсида.

Для пород депского интрузивного комплекса в целом характерным является сильный катаклаз, местами милонитизация. Наблюдаются многочисленные мелкие зоны милонитизации, имеющие северо-западное, близкое к широтному простирание (совпадающее с направлением зоны Южно-Тукурингрского разлома), вдоль которых диориты наиболее интенсивно изменены гидротермальными процессами (серицитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией и окварцеванием). Вблизи таких зон милонитизации в диоритах наблюдаются полосчатые и гнейсовидные текстуры.

О. С. Подкаминер, проводивший детальные инженерно-гидрологические работы в районе Зейских Ворот, специально занимался изучением зон катаклаза и милонитов в диоритах депского интрузивного комплекса[1]. По его данным, катаклизированные диориты пронизаны густой сетью тончайших кварцевых жилок с пиритом. В результате последующего окварцевания катаклазиты диоритов становятся местами более прочными, чем некатаклазированные диориты.

Н. П. Саврасов в депском интрузивном комплексе выделяет разновидности более основного состава — пироксениты, гарцбургиты и горнблендиты, переходящие в зонах развальцевания в амфиболиты. К востоку от описанного участка диоритового массива, в южных предгорьях хр. Тукурингра, интрузивные образования того же комплекса были описаны А. З. Лазаревым, А. А. Сушковым и Д. А. Кириковым. Согласно их данным, породы депского интрузивного комплекса представлены крупно- и мелкозернистыми роговообманковыми диоритами, кварцевыми диоритами, габбро, габбро-диоритами и плагиогранитами. Интрузивные тела различного состава сменяют друг друга по простиранию главного массива. Минералогический состав интрузивных пород характеризуется присутствием плагиоклаза различной основности, зеленой роговой обманки, моноклинного и ромбического пироксена и кварца. Количественные соотношения между этими минералами изменяются в широких пределах.

Диориты депского интрузивного комплекса этого участка, так же как диориты и габбро у Зейских Ворот, пересечены разломами, вдоль которых наблюдается интенсивное рассланцевание, катаклаз, милонитизация, сопровождающиеся хлоритизацией и окварцеванием. Кроме того, роговая обманка и пироксены часто замещены волокнистым амфиболом. Значительно менее изменены плагиограниты, относящиеся, вероятно, к более поздним фазам внедрения депского интрузивного комплекса.

Для диоритов депского интрузивного комплекса установлено, что они прорывают метаморфические сланцы верхнего докембрия (или рифея) — нижнего палеозоя, местами образуя в них небольшие зоны мигматитов, расположенные вдоль того же Южно-Тукурингрского разлома.

Девонские отложения, охарактеризованные фауной и выходящие вдоль северного края Верхне-Амурского синклинория, в контакте с диоритами

[1] О. С. Подкаминер и Н. П. Саврасов называют этот комплекс пиканскими диоритами.

никаких изменений не испытывают. Кроме того, гальки диоритов и габбро, аналогичные породам депского интрузивного комплекса, в Зее-Селемджинской зоне содержатся в силурийских отложениях. На основании всех этих данных возраст депского интрузивного комплекса диоритов и габбро определяется как нижнепалеозойский. Возможно, к этому же возрасту следует отнести и крупные массивы кварцевых диоритов, прорывающие золотогорскую серию гнейсов в бассейне нижнего течения р. Гилюй, предположительно отнесенные нами к верхнему докембрию.

Значительно более мелкие по масштабу массивы основных и средних пород того же нижнепалеозойского возраста распространены в Зее-Селемдж инской складчатой зоне, к югу от Южно-Тукурингрского разлома — в бассейне Гари и Мамына, а также в китайском Малом Хингане, Верхне-Ганьхинском антиклинории и в китайской части Приаргунского антиклинория.

Габбро, диориты и гранодиориты Зее-Селемджинской складчатой зоны. В Зее-Селемджинской складчатой зоне интрузивы основного и среднего состава также приурочены к зонам крупных разломов глубинного типа северо-восточного простирания, располагающихся вдоль границ палеозойских антиклинорных и синклинорных структур или в пределах синклинориев (Норского синклинория), а также вдоль узких тектонических чешуй, сложенных допалеозойскими метаморфическими породами, представляющими собой сколы (пластины) более древнего основания.

В северной части Зее-Селемджинской зоны, в бассейнах Гари и Мамына, диориты и габбро образуют ряд почти параллельных, кулисообразно расположенных массивов, имеющих сильновытянутую форму северо-восточного простирания, параллельную вмещающим отложениям и упомянутым выше разломам. Размеры массивов здесь колеблются от 1×5 до 3×30 *км*. Лишь у отдельных массивов ширина достигает 10 *км*. Они сложены диоритами, гранодиоритами, габбро-диоритами и габбро, среди которых наиболее широко распространены диориты, а габбро играют подчиненную роль.

В бассейне Мамына и Гари в 1950 г. автором впервые были выделены и описаны три крупных массива диоритов и гранодиоритов. Все три массива имеют северо-восточное простирание, параллельное общему северо-восточному простиранию вмещающих пород Норского синклинория и Селемджино-Благовещенского антиклинория. Самый северный — Инканский — расположен в долине р. Мамын, близ устья р. Инкан, вдоль узкого выступа докембрия в центральной части Норского синклинория. Длина Инканского массива около 25 *км*, ширина 2—3 *км*. Он сложен крупнокристаллическими зеленовато-серыми роговообманковыми диоритами и в подчиненном количестве — кварцевыми диоритами, образующими центральную часть массива в 4—5 *км* выше устья р. Инкан; юго-восточная краевая часть массива сложена роговообманковыми габбро. Инканский массив прорывает толщу амфиболитов, амфиболитовых сланцев и гранито-гнейсов вдоль упомянутого выше выступа древних пород и содержит многочисленные ксенолиты последних, от нескольких метров до сотен метров в поперечнике.

Диориты обычно интрудируют в амфиболиты и амфиболовые сланцы по сланцеватости, причем вблизи контакта с последними сами диориты нередко гнейсированы. В юго-восточной части Инканского массива диориты и габбро пересечены многочисленными мелкими (0,5—1,0 *м*) жилками розового гранита и местами пегматита.

Второй крупный Гарьский габбро-диоритовый массив северо-восточного простирания расположен на Гарьско-Лебедихинском водоразделе (правые притоки р. Мамын), вдоль южной границы Норского синклинория и Селемджино-Благовещенского антиклинория, прорывая толщу метаморфических пород рифея — нижнего палеозоя. Этот массив имеет более сложную разветвленную форму и располагается по обе стороны крупного Гарьского глубинного разлома. Длина северо-западной части массива, расположенная к

Фиг. 3. Обнажение диоритов Гарьского массива, прорванных жилами гранитов, на левом берегу р. Гарь ниже устья р. Имчикан

северо-западу от разлома, достигает более 20 *км*, ширина — около 9 *км*. Юго-восточная часть массива, значительно меньшая по размеру (7 × 2 *км*) располагается к юго-востоку от Гарьского разлома. Вмещающая толща метаморфических пород представлена переслаивающимися кварцево-актинолитовыми песчанистыми сланцами, кварцево-известковыми сланцами, известняками и рассланцованными эффузивными породами. Впервые массив описан автором в 1950 г., а в дальнейшем его юго-восточная часть была детально изучена другими исследователями.

Массив сложен мелко- и крупнокристаллическими диоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами и габбро. Преобладающими разновидностями являются диориты, слагающие центральную часть массива, тогда как габбро играют существенную роль лишь в контакте с метаморфическими сланцами и известняками. На западе, близ устья р. Имчикан, Гарьский массив прорывается розовато-серыми роговообманковыми гранитами (фиг. 3).

Центральная часть юго-восточной половины массива скрыта под покровами молодых порфиритов, наличие которых связано с зоной крупного Гарьского разлома. Близ западного контакта покровных порфиритов с диоритами последние пересечены их многочисленными дайками. В центральной части порфиритового поля в обнажениях на левобережье р. Гари порфириты содержат ксенолиты габбро и габбро-диоритов. На юго-востоке диориты Гарьского массива прорваны нижнепалеозойскими светлыми микроклиновыми двуслюдяными гранитами. В районе Гарьского железорудного месторождения, расположенного в области контакта габбро-диоритового массива и палеозойских гранитоидов с эффузивно-карбонатно-сланцевыми породами рифея — нижнего кембрия, основные породы Гарьского массива более подробно изучили в 1950—1953 гг. геологи Дальневосточного геологического управления — А. И. Кисец, И. П. Ваганов, Н. И. Массеров, С. Г. Костаньян и др. В приконтактовой зоне Гарьского массива ими выделены роговообманковые, пироксеновые и оливинсодержащие габбро, среди которых встречаются шлиры мономинеральных разновидностей пироксенитов.

Вмещающие толщи метаморфических сланцев, вулканогенных пород и известняков рифея — кембрия в контакте с диоритами вдоль зоны Гарьского

разлома превращены в скарны различного состава, содержащие в большом количестве магнетит.

Химические анализы роговообманкового габбро приконтактовой зоны массива междуречья Гари и Мамына и кварцевых диоритов центральных частей массива приведены в табл. 3 (анализы 1—4). По составу эти породы, за исключением анализа 4, представляют собой диориты и кварцевые габбро с несколько более низким содержанием щелочей (коэффициент *а*), а также переходные разности к габбро. Анализ 4 характеризует разновидность, близкую к ультраосновным породам типа горнблендита, но отличающуюся немного более высоким параметром *S* и меньшими *в* и *с*, что, повидимому, связано с присутствием в породе небольшого количества плагиоклаза.

Характерным для диоритов и габбро Гарьского массива, особенно вблизи зоны крупного Гарьского разлома, являются интенсивные вторичные изменения — рассланцевание и катаклаз, сопровождающиеся эпидотизацией, хлоритизацией и актинолитизацией пород так же, как это имело место в диоритах депского интрузивного комплекса, приуроченных к Южно-Тукурингрской зоне разлома.

Юго-западное продолжение Гарьского массива, скрытое под чехлом рыхлых кайнозойских отложений, было прослежено М. В. Сухиным в 1957—1958 гг. при картировочном бурении и магнитометрических исследованиях. По его данным продолжение Гарьского диоритового массива в бассейне верхнего течения р. Гарь имеет северо-восточное простирание.

Здесь вскрыты роговообманковые диориты, местами слабо гнейсированные и рассланцованные и обычно сильно измененные вторичными процессами хлоритизации, эпидотизации и актинолитизации. Местами обнаружены сильно катаклазированные диориты.

В отдельных участках они имеют повышенное содержание магнетита и содержат шлирообразные скопления магнетита первичного магматического происхождения.

Диориты Гарьского массива прорываются здесь катаклазированными плагиогранитами. Химический состав диоритов приведен в табл. 3 (анализ 6).

Третий массив диоритов — Усть-Гарьский — также располагается в краевой части Селемджино-Благовещенского антиклинория к востоку от Гарьского массива, в устьевой части долины р. Гарь, и в долине р. Мамын, ниже и выше устья Гари. Этот крупный массив, около 10 *км* в поперечнике, также вытянут в северо-восточном направлении, но юго-западная часть его скрыта под покровом рыхлых кайнозойских отложений и истинные размеры его неясны.

Этот массив так же, как предыдущий, был изучен автором в 1950 г. по долинам рек Гарь и Мамын примерно вкрест его простирания. Он сложен крупнокристаллическими роговообманковыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Преобладающими разновидностями являются кварцевые диориты и диориты; гранодиориты выходят сравнительно на небольшом участке в центральной части массива. На юго-востоке кварцевые диориты Усть-Гарьского массива прорывают метаморфические сланцы и известняки рифея. Вдоль берегов р. Мамын, ниже устья Гари видно, как крупнокристаллические кварцевые диориты по мере приближения к контакту с метаморфическими породами переходят в мелкокристаллические и местами рассланцованы. В экзоконтактовой зоне во вмещающих метаморфических сланцах диориты образуют ряд пластовых даек (до 3—6 *м* мощности), которые обычно сильно эпидотизированы и хлоритизированы.

В контакте с диоритами вмещающие их кремнистые и слюдяно-кварцевые сланцы переходят в андалузитовые слюдяно-кварцевые сланцы.

Таблица 3

Химический состав габбро и диоритов Гарьского массива

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O+	П. п. п.	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому									
																		a	*c*	*b*	*S*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
1	Роговообманковое габбро	Левый берег р. Гари (по А.И. Кисцу; ДВГУ)	48,90	1,38	17,27	2,57	5,79	0,18	6,22	7,71	2,97	2,19	0,34	0,44	0,30	3,22	99,73	10,1	7,2	22,2	60,3	36,6	50,3	12,4	68,2	1,4	+3,3
2	То же	То же	54,84	0,92	17,98	3,40	6,40	0,15	4,01	6,86	2,45	2,58	0,17	0,09	—	1,25	100,1	9,6	2,9	22,2	65,3	42,3	31,8	25,8	58,8	3,3	+8,5
3	»	Долина р. Гари (по А. И. Кисцу; ДВГУ)	48,50	0,99	20,71	5,35	3,60	0,24	4,23	12,12	1,68	0,15	0,09	0,15	—	1,74	99,50	4,3	12,8	20,7	62,2	44	39	17	93	0,3	+2,1
4	Меланкратовое габбро	Поселок Гарьский (по А. И. Кисцу; ДВГУ)	45,47	0,42	11,95	2,47	6,48	0,18	12,17	14,50	1,62	0,84	0,22	—	1,38	—	98,20	4,6	5,4	39,9	50,1	19	52	29	74,0	0,8	—14,4
5	Кварцевый диорит	Долина р. Гари (по А. И. Кисцу; ДВГУ)	59,87	0,41	19,69	3,95	3,30	0,15	2,76	6,68	2,25	1,55	0,1	0,17	0,34	0,42	100,62	6,8	9,2	18,6	65,4	34	24	42	69,2	0,7	+8
6	Диорит	Река Быки, правый приток р. Гари (по М. В. Сухину)	53,58	1,75	17,98	4,30	4,46	0,09	3,50	6,82	3,94	1,56	0,42	0,0	1,26	1,11	99,75	11,4	6,9	16,4	65,3	51	38	11	79,3	1,8	+0,9

Северо-западный контакт Усть-Гарьского массива совпадает с крупной зоной разлома и наблюдается в хороших береговых обнажениях р. Гари. Здесь с диоритами массива контактируют светлые микроклиновые двуслюдяные граниты нижнепалеозойского возраста. Граниты и диориты вдоль контакта сильно катаклазированы и местами брекчированы. Вблизи контакта с гранитами диориты разгнейсованы в северо-восточном направлении (40°), совпадающем с простиранием зоны разлома, описание которой приведено во второй части работы. Местами степень рассланцевания диоритов настолько велика, что массивные диориты переходят в амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Вблизи тектонического контакта с гранитами диориты пересечены многочисленными мелкими жилками и неправильной формы телами светло-розовых гранитов и аплитов до 5—6 *м* в поперечнике.

Сравнивая между собой описанные массивы, следует отметить, что они весьма близки по составу слагающих пород, хотя каждый из них имеет свои специфические особенности. Наиболее дифференцированным из них является Гарьский массив, в котором мы наблюдаем всю гамму переходных разновидностей, от типичных диоритов через габбро-диориты к габбро. По сравнению с другими массивами он имеет более сложную форму, разветвленную на две неравные части, и образует контакты с вмещающими породами рифея— кембрия сланцево-карбонатного состава. Кроме того, этот массив отличается несколько более повышенной основностью — в нем почти отсутствуют такие разновидности, как гранодиориты и кварцевые диориты, а преобладающими породами являются диориты и габбро. Более близким ему по составу является Инканский массив, в котором вблизи контактов с древними амфиболитами и амфиболовыми сланцами также распространены габбро. Усть-Гарьский массив, наоборот, характеризуется более кислым составом, здесь преобладают кварцевые диориты и диориты.

Такая изменчивость состава диоритовых интрузий, по-видимому, зависит от степени ассимиляции вмещающих пород и их вещественного состава. Это подтверждается приуроченностью более основных габбровых разновидностей интрузий к областям контактов: с одной стороны, с амфиболитами и амфиболовыми сланцами нижнего протерозоя (Инканский массив), с другой — со сланцево-карбонатными породами рифея — кембрия (Гарьский массив).

Соотношение с вмещающими горными породами, близость петрографического состава, а также большое морфологическое сходство описанных массивов, вытянутых в северо-восточном направлении, позволяет считать, что формирование всех трех крупных массивов связано с единым процессом проникновения диоритовой магмы вдоль крупных зон разломов северо-восточного простирания, расположенных на границе Норского синклинория и Селемджино-Благовещенского антиклинория, а также во внутренней зоне Норского синклинория.

Описанные выше контакты позволяют точно установить нижнюю границу времени внедрения диоритовой магмы как нижнепалеозойскую — послекембрийскую. Верхней границей времени внедрения диоритов является интрузия лейкократовых гранитов, прорывающая описанные массивы, вопрос о возрасте которой рассмотрен ниже.

В среднем течении р. Зеи диориты и гранодиориты образуют лишь один довольно крупный массив, расположенный против устья р. Селемджи, вдоль юго-восточного края Селемджино-Благовещенского антиклинория. Он обнажается здесь вдоль правого берега р. Зеи на протяжении 6 *км*. Сравнительно небольшой выход диоритов расположен на левом берегу р. Зеи, выше с. Ново-Умань.

В береговых обнажениях, почти на всем их протяжении, зеленовато-серые крупнокристаллические гранодиориты и диориты пересечены много-

численными дайками и разветвляющимися жилками розовых и красных микроклиновых гранитов. В южной части Усть-Селемджинского массива в гранодиоритах содержатся многочисленные ксенолиты биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов с ортитом. Контакт гранодиоритов с метаморфическими сланцами верхнего докембрия—нижнего палеозоя здесь тектонический.

Основные породы того же типа выходят в долине р. Зеи, против устья р. Деп, где они структурно приурочены к крупной зоне разлома, расположенного на границе Верхне-Амурского палеозойского синклинория и Октябрьско-Новоиннокентьевского антиклинория Зее-Селемджинской складчатой зоны. Здесь, на правом берегу р. Зеи, из-под покрова мезозойских песчаников и конгломератов выходят темно-зеленые неравномерно раскристаллизованные роговообманковые габбро вдоль крупного взброса, по которому выведен на поверхность палеозойский фундамент в краевой части Амуро-Зейского мезозойского прогиба. В северо-западной части обнажения палеозойские габбро сильно раздроблены и развальцованы, в них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, нередко с волнисто изогнутыми поверхностями, преобладающее простирание которых СЗ 320°, при крутом падении на северо-восток. В зоне развальцевания габбро сильно хлоритизированы и озмеевикованы, а местами полностью превращены в змеевики или амфиболиты. На размытой поверхности измененных габбро залегают песчаники и мелкогалечные конгломераты аякской свиты (J_3 — Cr_1), содержащие гальку подстилающих габбро.

Интрузии диоритов и габбро того же состава были описаны нами в юго-западной части Зее-Селемджинской зоны, в хр. Малый Хинган (китайский) и в других местах. Диориты здесь имеют такое же структурное положение и прорывают толщу гнейсов и гранито-гнейсов докембрия в краевой юго-западной части Селемджино-Благовещенского антиклинория; в свою очередь, они прорваны нижнепалеозойскими гранитоидами буреинского интрузивного комплекса.

Диориты и габбро-диориты Верхне-Ганьхинского и Приаргунского антиклинориев. В китайской части Верхнего Приамурья в пределах Верхне-Ганьхинского и Приаргунского антиклинориев автором были также обнаружены небольшие тела диоритов и габбро-диоритов, прорывающие толщу гнейсов и гранито-гнейсов докембрия и, в свою очередь, пересеченных крупнозернистыми розовыми гранитами буреинского типа.

Состав и время внедрения габбро-диоритов и зеленовато-серых гранитов, составляющих единый интрузивный комплекс, позволяет рассматривать его как аналог описанного выше депского интрузивного комплекса.

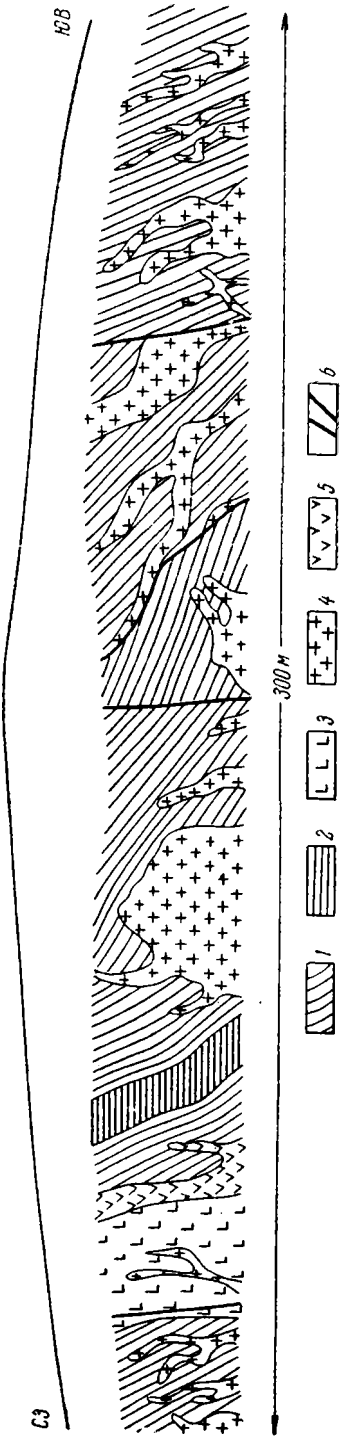
В Приаргунском антиклинории, в долине р. Маритке, вдоль крупной зоны разлома северо-восточного простирания, ограничивающей выступ докембрийских метаморфических пород, располагаются сравнительно небольшие тела диоритов и габбро-диоритов, имеющие не более 10—15 *км* в поперечнике (фиг. 4). Они прорывают здесь гнейсы и кристаллические сланцы докембрия, сильно катаклазированы, актинолитизированы, соссюритизированы и, в свою очередь, пересечены апофизами розовых крупнокристаллических гранитов буреинского типа, крупный массив которых расположен к юго-востоку от рассматриваемой зоны.

Более крупные тела выходят на левом берегу р. Ганьхэ в пределах Верхне-Ганьхинского антиклинория. Здесь обнажаются почти не измененные вторичными процессами роговообманковые диориты, прорванные нижнепалеозойскими розовыми аляскитовыми гранитами, образующими в них многочисленные апофизы.

К тем же структурным зонам, в которых располагаются габбро-диориты, приурочены интрузии зеленовато-серых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов. Эти граниты отмечены нами на левом берегу р. Ганьхэ — в северо-западной краевой части Верхне-Ганьхинского ан-

тиклинория и на правом берегу р. Маритке — в юго-восточной части Приаргунского антиклинория (фиг. 5). Наиболее крупный массив располагается в краевой части Верхне-Ганьхинского антиклинория, где выходы зеленовато-серых биотит-роговообманковых гранитов с небольшими перерывами прослеживаются на протяжении около 20 *км*. Биотит-роговообманковые граниты почти на всем протяжении сильно катаклазированы, а в зоне крупного Восточно-Хинганского разлома, располагающегося на границе Верхне-Ганьхинского антиклинория и палеозойского синклинория Большого Хингана, сильно брекчированы. Здесь выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности, близкие по составу к гранодиоритам. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, циркон, апатит и рудный минерал. Зеленовато-серые биотит-роговообманковые граниты Верхне-Ганьхинского антиклинория сильно изменены вторичными процессами: плагиоклазы пелитизированы и серицитизированы, а темноцветные минералы почти полностью замещены хлоритом. Зеленовато-серые биотит-роговообманковые граниты в юго-восточной части массива прорваны розовыми крупнокристаллическими гранитами буреинского типа. Местами, близ контакта с эффузивами верхнеюрского нижнемелового возраста, слагающими Предхинганскую наложенную мульду, зеленовато-серые граниты пересечены дайками верхнемезозойских гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, около которых биотит-роговообманковые граниты раздроблены, сильно эпидотизированы и хлоритизированы.

Серые биотитовые граниты Приаргунского антиклинория изменены значительно меньше. Массив биотитовых гранитов, как это хорошо видно в обнажениях цокольной террасы долины р. Маритке, с северо-запада и с юго-востока прорван розовыми крупнокристаллическими гранитами буреинского типа. В контакте наблюдаются многочисленные апофизы и жилы розовых буреинских гранитов, пересекающие серые биотитовые граниты описываемого массива.



Фиг. 4. Соотношение нижнепалеозойских габбро-диоритов и гранитоидов буреинского типа, прорывающих толщу гнейсов докембрия. Обнажение на правом берегу р. Маритке (правого притока р. Аргуни).

1 — парагнейсы; *2* — эпидот-слюдяные сланцы; *3* — габбро-диориты; *4* — розовые граниты буреинского типа; *5* — порфириты (Mz); *6* — сбросы и надвиги

Отмеченные особенности структурного положения и изменчивый состав биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов позволяют рассматривать их как крайний ряд дифференциации основной и средней магмы аналогично тому, как это имеет место в нижнепалеозойском депском интрузивном комплексе, приуроченном к крупной зоне Южно-Тукурингрского глубинного разлома, в котором гранодиориты и плагиограниты играют существенную роль.

На советской территории вероятным продолжением крупной зоны Восточно-Хинганского разлома является описанный выше разлом, проходящий в долине р. Зеи, близ устья р. Деп, по которому также проникли палеозойские габбро и серпентиниты.

Лейкократовые микроклиновые граниты. Более поздними по отношению к описанному выше интрузивному комплексу средних и основных пород являются кислые интрузии нижнепалеозойского возраста, представленные лейкократовыми розовыми, красноватыми и светло-желтыми гранитами с мусковитом и биотитом. Интрузивы этих пород в советской части бассейна верхнего течения Амура имеют весьма ограниченное распространение в Зее-Селемджинской складчатой зоне и на южной окраине Гонжинского выступа. Незначительное распространение они также имеют в Северном Дунбее, в пределах Верхне-Ганьхинского и Люотунского поднятий.

Розовые, красные и светло-желтые лейкократовые микроклиновые граниты Зее-Селемджинской складчатой зоны известны в бассейне Мамына, Норы и в долине Амура, между селами Ермаково и Смирновка. Розовые и красные микроклиновые граниты в долине р. Мамын образуют небольшие массивы или жилы, пересекающие древние метаморфические породы (амфиболитовые сланцы и гнейсы и метаморфические сланцы рифея—нижнего палеозоя) и описанные выше диориты и габбро в бассейне р. Гарь. На водоразделе Гари и Мамына, в краевой части Селемджино-Благовещенского антиклинория, располагается наиболее крупный (4 × 10 *км*) массив светло-желтых лейкократовых микроклиновых гранитов, вытянутый в северо-восточном направлении согласно простиранию вмещающих пород.

Массив представлен довольно однообразными по составу светлыми желтоватыми и белыми крупно- и среднекристаллическими двуслюдяными микроклиновыми гранитами, иногда катаклазированными. Местами они сильно развальцованы и гнейсированы, однако эти зоны развальцевания и гнейсификации, имеющие северо-восточное простирание (70°), развиты локально и их мощность не превышает 1—2 *м*. Вмещающими породами являются описанные выше гранодиориты, диориты и габбро Гарьского и Усть-Гарьского массивов. Северо-западный контакт гранитов с диоритами и габбро Гарьского массива не обнажен; юго-восточный контакт с гранодиоритами — тектонический. Граниты вблизи контакта, как было описано выше, образуют ряд мелких апофиз, прорывающих диориты и гранодиориты.

Состав гранитов: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит и рудный минерал; вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот и кальцит. Преобладающими минералами являются кварц и микроклин. Близ контакта с диоритами в значительном количестве содержится плагиоклаз (олигоклаз-андезин и андезин), который в приконтактовой зоне приобретает зональное строение. Листочки биотита редки и обычно полностью замещены хлоритом или, чаще, мусковитом. Структура — гипидиоморфнозернистая.

Вторичные минералы присутствуют обычно в незначительном количестве и лишь в катаклазированных разностях вдоль зон дробления наблюдается интенсивная хлоритизация, серицитизация и мусковитизация гранитов. В зоне разломов, близ юго-восточного контакта с диоритами, особенно значительны процессы мусковитизации. Кроме того, здесь имеет место замещение полевых шпатов альбитом с шахматной структурой.

Вблизи северо-западного контакта с габбро-диоритами в гранитах наблюдаются мелкокристаллические и пегматоидные разновидности. В приконтактовых частях светлые микроклиновые граниты пересечены многочисленными маломощными (до 2 *м*) жилами светло-желтых, почти белых мусковитовых аплитов и реже мелкими кварцевыми жилами.

По химическому составу (табл. 4, анализ 7) они очень близки к описанным ниже лейкократовым гранитам южной части Гонжинского выступа.

В бассейне среднего и нижнего течения р. Норы и по р. Селемдже розовые микроклиновые граниты встречаются сравнительно редко. Выходы их наблюдаются на правобережье р. Норы, на северо-западном склоне сопки «Осетровой», вдоль северного края Норского синклинория и по берегам р. Селемджи, ниже устья р. Норы, где они в виде жил и более крупных тел пересекают серые биотитовые гранито-гнейсы и метаморфические сланцы Селемджино-Благовещенского антиклинория. Это среднезернистые розовые граниты, состоящие из кварца, микроклина, плагиоклаза, мусковита и ничтожного количества темноцветных минералов — зеленого биотита и очень редко мелких зерен пироксена. Из акцессорных минералов присутствуют циркон и сфен. Структура — аллотриоморфнозернистая. Розовые микроклиновые граниты р. Селемджи обладают порфировидной структурой Порфировые выделения в них представлены крупными (до 0,5, реже 1 *см*) кристаллами розового микроклина. Местами в них отмечается гнейсовидная текстура.

По данным В. В. Онихимовского и В. П. Ильина, в верхнем течении р. Норы желтовато-серые и розовые лейкократовые граниты содержатся в гальке мелкогалечных конгломератов фаунистически охарактеризованных силурийских отложений. На этом основании возраст розовых микроклиновых, лейкократовых гранитов определяется как нижнепалеозойский, досилурийский.

В южной части Зее-Селемджинской зоны, на левом берегу Амура, между селами Ермаково и Смирновка, находится небольшой массив лейкократовых микроклиновых гранитов, по-видимому, того же нижнепалеозойского возраста, прорывающий толщу метаморфических сланцев и известняков кембрия (?). Это крупнозернистые породы с розовым полевым шпатом и дымчатым кварцем; они состоят из микроклина, кварца, кислого плагиоклаза, биотита и акцессорного минерала-магнетита; преобладают микроклин и кварц. Микроклин имеет решетчатую структуру и обычно содержит многочисленные тонкие пертитовые вростки альбита. Биотит содержится в ничтожном количестве в виде мелких единичных листочков, часто замещенных хлоритом. Редкие зерна плагиоклаза серицитизированы. Близ контакта с гранитами известняки перекристаллизованы, а граниты содержат ксенолиты амфиболовых скарнов. Жилы тех же гранитов пересекают гнейсы и гранито-гнейсы нижнего протерозоя.

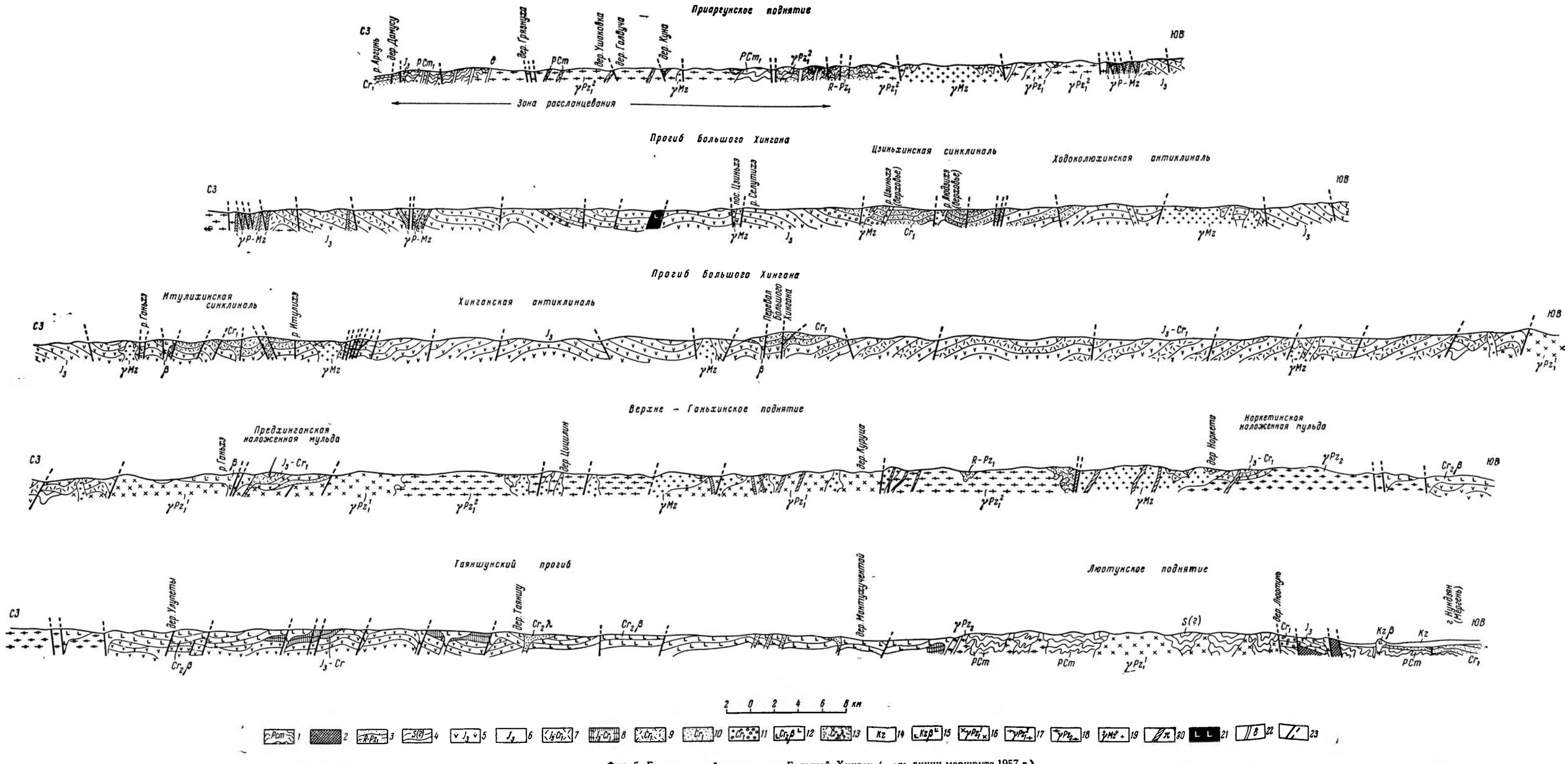
На правобережье Амура, на китайской территории, в хр. Малый Хинган Ю. А. Гатинским и Чжан-Бу-чунем в 1957 г. были также выделены небольшие массивы аляскитовых микроклиновых гранитов, не превышающих 3—5 *км* в поперечнике. Эти граниты прорывают здесь толщу метаморфических сланцев и рассланцованных эффузивов верхнего докембрия — нижнего палеозоя.

Массивы аляскитовых микроклиновых гранитов были описаны к югу от с. Сигоу, близ с. Синькайлин, и к западу от с. Чжандинузы, близ с. Тугоудзы, а также в других местах. Граниты Малого Хингана (китайского) представляют собой средне- и крупнозернистые светлые розовые и желтоватые породы, состоящие из кварца и пелитизированного микроклина. В небольшом количестве в них содержится кислый плагиоклаз, нередко замещенный серицитом и мусковитом, а темноцветные минералы присутствуют лишь в виде мелких зерен роговой обманки и листочков биотита. Из акцессорных минералов присутствует сфен. Структура — аллотриомор-

Таблица 4

Химический состав нижнепалеозойских гранитов

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O+	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	SiO_2	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому									
																			a	*c*	*b*	*S*	*c'*	*l'*	*f'*	*m'*	*n*	*a/c*	*Q*
7	Лейкократовый микроклиновый гранит	Правый берег р. Мамын, выше устья р. Гарь (по А. И. Кисцу; ДВГУ)	74,28	0,03	15,31	0,36	0,27	0,08	0,81	1,32	2,91	3,76	—	—	—	—	—	99,12	11,17	1,5	7,14	80,19	74	—	8	18	54,6	7,4	+37,54
8	Катаклазированный гранит	Река Бурея (по В. В. Васильевой; ДВГУ)	76,20	0,14	13,41	0,51	0,75	0,02	Следы	1,16	3,20	4,62	0,11	0,20	0,12	0,03	—	100,47	13,1	1,4	2,0	83,5	41	—	59	0	51,48	9,35	+39,4
9	Лейкократовый гранит	Река Бурея, выше «Сухих проток»	74,79	0,18	14,09	0,77	0,28	0,01	Следы	1,04	3,92	4,40	0,13	0,21	0,24	0,03	—	100,09	14,5	1,3	2,1	82,1	56	—	44	0	28,6	11,1	+33,9
10	Катаклазированный гранит	Река Бурея, ниже устья р. Нижний Мельгин (по В.В.Васильевой; ДВГУ)	75,69	0,19	13,02	0,44	1,07	0,02	0,14	0,51	3,30	5,30	0,03	0,20	0,08	0,23	0,00	100,14	14,2	0,6	2,7	82,5	43	—	50	7	24,3	23,7	+36,0
11	»	Река Нижний Мельгин (по В. В. Васильевой; ДВГУ)	73,82	0,23	14,63	0,30	1,28	0,02	0,30	2,23	3,14	3,57	0,03	0,25	0,16	0,29	0,00	100,13	11,6	2,6	4,2	81,6	54	—	35	11	28,4	4,46	+37,4
12	»	Река Суларин (по В. В. Васильевой; ДВГУ)	74,40	0,10	14,04	0,55	1,73	0,07	0,10	1,30	2,83	4,00	0,03	0,26	0,08	0,97	0,09	100,47	11,1	1,5	5,8	81,6	69	—	37	3	51,7	7,4	+39,5
13	Лейкократовый микроклиновый гранит	Водораздел рек Магдагачи и Ульдугичи	75,01	Следы	14,65	0,57	0,22	Следы	0,14	0,70	2,80	4,95	0,33	0,10	0,22	0,04	—	99,76	11,94	0,84	5,45	81,77	78	—	18	4	46,4	14,2	+38,8



Фиг. 5. Геологический разрез через Большой Хинган (вдоль линии маршрута 1957 г.).

1 — докембрий (архей — протерозой) — гнейсы и ортогнейсы различного состава и кристаллические сланцы; *2* — нерасчлененные рифейские и силурийские(?) образования; *3* — рифей — нижний палеозой — метаморфизованные песчаники, хлорит-эпидотовые, серицит-хлоритовые сланцы и рассланцованные эффузивы (Верхне-Ганьхинское поднятие), метаморфизованные песчаники, филлиты с графитом, хлорит-эпидотовые и серицит-хлоритовые сланцы (Приаргунское поднятие); *4* — силур (?) — конгломераты, кварциты, метаморфизованные песчаники, рассланцованные кислые эффузивы и их туфы; *5* — верхняя юра — туфопесчаники, аргиллиты и туфы среднего состава; *6* — верхняя юра — порфириты, андезиты, базальты и их туфы (нижняя ганьхинская свита); *7* — кварцевые порфиры и их туфы, переслаивающиеся с порфиритами, андезитами и их туфами, (средняя ганьхинская свита); *8* — верхняя юра — нижний мел — аргиллиты, туфопесчаники и туфы с прослоями углей (средняя ганьхинская свита); *9* — нижний мел — агломератные туфы, пепловые туфы кислого состава, кварцевые порфиры, туфопесчаники и конгломераты (верхняя ганьхинская свита); *10* — нижний мел — светло-серые аргиллиты и алевролиты с пресноводной фауной; *11* — нижний мел — конгломераты и фанглomераты: *12* — верхний мел — базальты, андезиты и их туфы; *13* — верхний [мел] — кислые [эффузивы и их туфы; *14* — кайнозой — рыхлые отложения; *15* — кайнозой — базальты; *16* — каледонские зеленовато-серые биотит-роговообманковые и аляскитовые (катаклазированные) граниты; *17* — каледонские розовые крупнокристаллические граниты (буреинского типа); *18* — герцинские серые биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты; *19* — верхнемезозойские (яньшанские) гранитоиды различного состава; *20* — верхнемезозойские (яньшанские) кварцевые порфиры, гранит-порфиры, спессартиты; *21* — кайнозой — оливиновые долериты; *22* — дайки диоритов и габбро различного возраста; *23* — разломы (сбросы и надвиги)

фнозернистая. В зоне разлома, пересекающего граниты к северу от с. Байшиладзы, они сильно катаклазированы и ожелезнены. Аналогичные лейкократовые микроклиновые граниты изучены автором на левом берегу р. Ганьхэ, где установлен их досилурийский возраст.

Розовые микроклиновые лейкократовые граниты Хингано-Буреинского срединного массива. Среди гранитоидов крупного Хингано-Буреинского срединного массива значительную роль играют розовые среднезернистые микроклиновые граниты, располагающиеся по окраине крупного Буреинского гранитного массива, по составу совершенно аналогичные описанным выше лейкократовым микроклиновым гранитам Зее-Селемджинской складчатой зоны. В долине р. Буреи выходы этих гранитов располагаются на северо-восточной и юго-западной окраине Буреинского гранитного массива, близ устья р. Ушман, и в протоке «Сухие Протоки». Размеры массивов этих гранитов не превышают 6 *км* в поперечнике. Это крупно- или среднезернистые граниты аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита. Преобладающими являются кварц и микроклин, первый из которых составляет обычно около 50%, а второй иногда достигает 50%. Плагиоклаз в виде более слабо серицитизированных кристаллов, принадлежащих к альбит-олигоклазу или олигоклазу, не превышает 10—15%. Зерна калиевого полевого шпата часто несут четкую микроклиновую решетку, но иногда она может отсутствовать. Кроме того, в них наблюдается интенсивная пертитизация вплоть до образования шахматного альбита. Кварц образует крупные неправильные зерна с резким волнистым угасанием, а также слагает полосы и участки, секущие зерна полевых шпатов и состоящиеиз более мелких вытянутых зерен с зазубренными контурами, тоже имеющих волнистое угасание. По-видимому, этот кварц кристаллизовался в интервале между двумя фазами дробления породы. Более позднее дробление сводится к образованию вытянутых участков очень тонкозернистого сложения. Цветным компонентом является хлоритизированный и серицитизированный биотит, количество которого не превышает 2—3% породы. Местами аляскитовые граниты пересечены аплитовыми жилами, которые состоят из аллотриоморфной мелкозернистой массы зерен кварца, альбита и калиевого полевого шпата. На фоне этой массы распределяются многочисленные сферолиты кварц-полевошпатового состава, до 0,7—0,8 *мм* в поперечнике, количество которых достигает иногда 50% объема породы.

На правом берегу р. Буреи, в 1,5 *км* выше впадения Сухой Протоки, наблюдается чередование выходов розовых аляскитовых гранитов и розовато-серых порфировидных биотит-роговообманковых гранитов Буреинского интрузивного комплекса, которые в виде апофиз внедряются в описанные выше лейкократовые граниты.

По химическому составу (см. табл. 4, анализы 8—12) лейкократовые микроклиновые граниты с р. Буреи очень близки к нижнепалеозойским, досилурийским лейкократовым микроклиновым гранитам с р. Гарь и к описанным ниже микроклиновым аляскитовым гранитам южной окраины Гонжинского выступа.

Светло-желтые лейкократовые микроклиновые граниты Гонжинского выступа. На южной окраине Гонжинского выступа, на водоразделе рек Магдагачи и Ульдугичи, светло-желтые лейкократовые неравнозернистые микроклиновые граниты слагают довольно крупный массив (5—10 × 15—18 *км*), вытянутый в широтном направлении согласно простиранию вмещающих мраморизованных известняков кембрия (?). Они состоят из кварца, микроклина, альбит-олигоклаза, мелких листочков мусковита и акцессорных минералов — рудного минерала и циркона. Главными породообразующими минералами являются кварц и микроклин, составляющие около 80—85% породы, с преобладанием то одного, то другого минерала; содержание мусковита — ничтожное.

Структура гранитов неравномернокристаллическая, аллотриоморфнозернистая, в отдельных участках микропегматитовая, текстура — гнейсовидная. Вторичные изменения выражены лишь в слабой пелитизации микроклина и серицитизации альбит-олигоклаза.

Химический состав описанного гранита приведен в табл. 4 (анализ 13). От аляскита среднего состава по Дели он отличается несколько повышенным значением коэффициента *в* и пониженным значением коэффициента *а*. По химическому составу и структурному положению эти граниты наиболее близки к вышеописанным нижнепалеозойским (досилурийским) лейкократовым гранитам бассейна Гари и Мамына Зее-Селемджинской складчатой зоны (анализ 7), а также к палеозойскому порфировидному аляскитовому граниту верховьев р. Урюмкан в Восточном Забайкалье (Катушенок и Нагибина, 1945).

В зоне контакта с вмещающими карбонатными породами кембрия (?) лейкократовые граниты Гонжинского выступа обогащаются роговой обманкой, а карбонатные породы в экзоконтакте содержат новообразования лучистых кристаллов тремолита и хлорита. Описанные граниты пересечены дайками верхнемезозойских гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров.

В краевой части Верхне-Амурского синклинория, в бассейне верхнего течения р. Уркан, С. А. Ивановым, Ю. А. Синаровой и другими в 1958 г. были описаны небольшие выходы светлых гнейсированных аляскитовых и биотитовых гранитов, возможно, того же нижнепалеозойского возраста.

Светло-желтые и розоватые лейкократовые микроклиновые граниты Верхне-Ганьхинского и Люотунского антиклинориев Северного Дунбея.

Наиболее крупный (10—15 *км*) массив светло-желтых и розоватых средне- и мелкокристаллических лейкократовых микроклиновых гранитов располагается в центральной части Верхне-Ганьхинского антиклинория, на левобережном водоразделе р. Ганьхэ, выше бывшего с. Куруца. С юго-востока и северо-запада указанный массив по тектоническим контактам граничит с розовыми крупнокристаллическими биотит-роговообманковыми гранитами буреинского типа. В зоне контакта располагаются штоки верхнемезозойских порфировидных гранитов и гранит-порфиров, жильная фация которых (кварцевые порфиры, гранит-порфиры и спессартиты) обильно пересекает массив лейкократовых гранитов.

Лейкократовые граниты состоят из кварца, микроклина и олигоклаза. В ничтожном количестве в них содержатся мелкие листочки биотита и зерна акцессорных минералов — ортита, сфена, циркона и рудного минерала. Структура — аллотриоморфная, участками пегматитовая. Преобладающими минералами являются микроклин и кварц.

Меньшие по размеру массивы лейкократовых гранитов располагаются в северо-западной краевой части Люотунского поднятия. Они представлены среднезернистыми розовато-желтыми лейкократовыми микроклиновыми гранитами, в составе которых, кроме кварца, микроклина и олигоклаза, в небольшом количестве содержится в виде мелких листочков мусковит.

Гальки лейкократовых микроклиновых гранитов с мусковитом в большом количестве содержатся в базальных конгломератах силура.

Возраст описанных лейкократовых гранитов на этом основании, а также на основании сопоставления их с гранитами того же типа, распространенными на советской территории Верхнего Приамурья, определяется как нижнепалеозойский, досилурийский.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

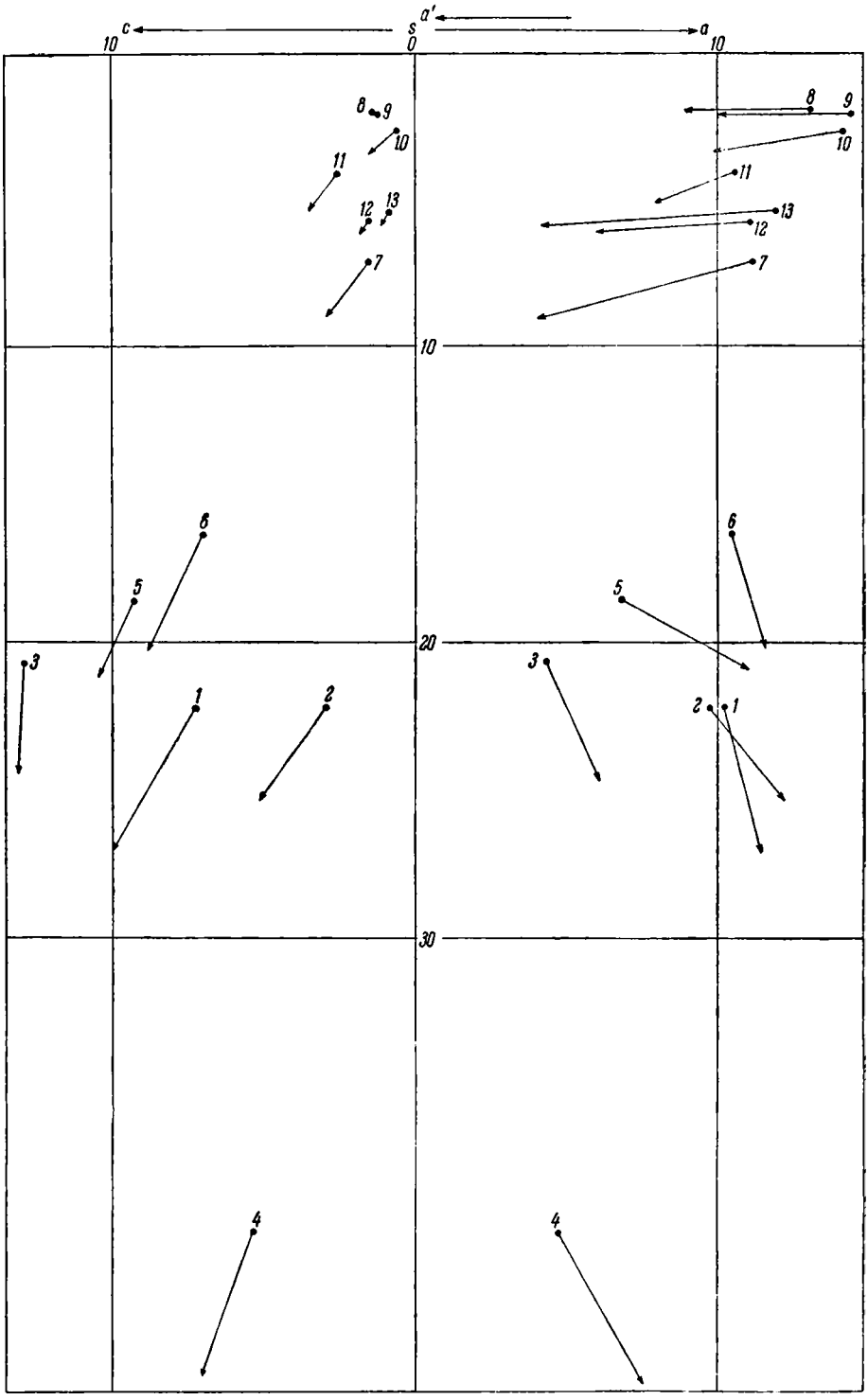
Нижнепалеозойские интрузивные комплексы по химическому составу резко разделяются, как это хорошо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 6), на две крупные группы — породы основного состава и ультракислые гранитоиды. Они также различаются по возрасту и по своему структурному положению.

Группа основных интрузий относится к меланократовым породам типа кварцевого габбро или габбро-диорита, насыщенным SiO_2 и бедными щелочами. Только отдельные разновидности меланократового габбро Гарьского массива (см. табл. 2, анализ 4) представляют собой недонасыщенные кремнекислотой и бедные щелочами породы ультраосновного состава типа горнблендитов. К этой группе пород относится сложно дифференцированный депский интрузивный комплекс и его аналоги. Группа основных пород образовалась в результате наиболее ранних внедрений магмы нижнепалеозойского этапа интрузивной деятельности, охватывающего кембрий — ордовик, и совпала с началом заложения крупных геосинклинальных и геоантиклинальных зон.

Интрузивные образования депского комплекса приурочены к крупным глубинным разломам, заложившимся на границах антиклинорных и синклинорных зон и внутри геосинклинальных зон, где внедрение их также связано с крупными разломами, вдоль которых происходило скалывание основания геосинклинального прогиба и возникали зоны проницаемости для магматических расплавов. Относительно мелкие интрузивные тела основного и среднего состава располагаются вблизи разломов в краевых частях антиклинорных зон.

Для интрузивов депского комплекса и его аналогов характерна сильновытянутая форма, параллельная простиранию глубинных разломов, служивших зонами проницаемости основной магмы. Магматические очаги, породившие эти интрузивы, возникали на больших глубинах, где-то в основании этих разломов и в связи с образованием последних.

Интрузивные образования этой группы отличаются сложным составом пород, образующих непрерывный дифференциационный ряд от основных и реже ультраосновных пород до диоритов, гранодиоритов и близких к ним гранитоидов. Такое разнообразие пород связано с ассимиляцией вмещающих отложений. Внедрение основных интрузий вдоль зон длительно развивающихся глубинных разломов наложило свой отпечаток на характер слагающих пород, которым свойственны бластические и катакластические структуры, а также глубокие преобразования вмещающих пород в зоне эндоконтактов. Особенно ярко проявились все эти характерные черты в породах депского интрузивного комплекса, формировавшегося в зоне одного из крупнейших в Монголо-Охотском поясе Южно-Тукурингрского глубинного



Фиг.6. Диаграмма химического состава нижнепалеозойских интрузивных пород (по А. Н.Заварицкому; цифры соответствуют номерам анализов в табл. 3 и 4)

разлома. Здесь наблюдается превращение метаморфических пород и известняков верхнего докембрия (рифея) и нижнего кембрия в скарны и амфиболиты и образование сложного состава гибридных пород габброидного ряда. Не менее глубокие преобразования вмещающих пород наблюдаются в экзоконтакте Гарьского габбро-диоритового массива близ зоны крупного Гарьского разлома. Большую роль в преобразовании вмещающих пород в зоне экзоконтактов играли гидротермальные растворы, сопровождающие интрузии основных пород, путями для проникновения которых также служили крупные разломы.

Вторая группа пород представляет собой сильно пересыщенные глиноземом, богатые щелочами ультракислые гранитоиды типа аляскитовых гранитов. Внедрение их относится к последующим этапам нижнепалеозойской интрузивной деятельности, так как в ряде описанных районов аляскитовые граниты прорывают породы габбро-диоритового ряда.

Из приведенного описания видно, что интрузивные тела аляскитовых гранитов имеют незначительное распространение и приурочены к центральным частям или к периферии растущих антиклинорных структур палеозойского возраста. Эти тела конкордантны со структурами вмещающих более древних пород. Отдельные небольшие массивы аляскитовых гранитоидов располагаются в периферических частях развивающихся геосинклинальных прогибов в зоне их сочленения с антиклинориями. Ультракислые интрузивные образования отличаются большим однообразием состава. Для них характерно высокое содержание кварца и микроклина, резкое преобладание микроклина над кислым плагиоклазом и ничтожное содержание темноцветных минералов биотита и мусковита. Им свойственна аллотриоморфнозернистая структура, с последующим катаклазом и в отдельных массивах — гнейсификацией.

Приконтактовые изменения ультракислых интрузивов и вмещающих их пород обычно ничтожны. Образование второй группы нижнепалеозойских интрузий связано с магматическими очагами, возникшими в зонах растущих палеозойских антиклинориев на относительно небольших глубинах. Время их внедрения относится к послекембрийскому и досилурийскому периоду.

ГРАНИТОИДЫ БУРЕИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды буреинского интрузивного комплекса пользуются исключительно широким распространением в бассейнах рек Буреи и Зеи, в пределах крупного Хингано-Буреинского срединного массива. Значительное распространение гранитоиды буреинского типа имеют в геоантиклинальных поднятиях Зее-Селемджинской складчатой зоны, причленяющихся с запада к Хингано-Буреинскому срединному массиву. Отдельные массивы буреинских гранитоидов располагаются в зоне краевых антиклинориев Монголо-Охотского пояса, а также в геоантиклинальных структурах внутренних частей рассматриваемой геосинклинальной системы — в Приаргунском и Верхне-Ганьхинском антиклинориях.

Наиболее крупной интрузией этого типа является самый большой в Верхнем Приамурье Буреинский гранитный массив.

Гранитоиды буреинского типа выделены и изучены автором в различных участках Зее-Селемджинской складчатой зоны. Для сравнения между собой буреинских гранитоидов различных районов Верхнего Приамурья с гранитоидами, слагающими собственно Буреинский массив, в 1956 г. автором было сделано маршрутное пересечение Буреинского массива по наиболее хорошо обнаженной его части вдоль долины р. Буреи, от с. Чекунды до ст. Бурея Амурской ж. д. Материалы, собранные при этом пере-

сечении, были петрографически обработаны автором совместно с Т. В. Молчановой в 1959 г.

В пределах так называемого Буреинского гранитного массива, кроме гранитоидов собственно буреинского комплекса, автором выделены гранитоиды различного состава и различного возраста. Главная масса пород, слагающих Буреинский массив, принадлежит гранитоидам буреинского комплекса. По периферии этого массива на северо-востоке,— ниже с. Чекунда, в устье р. Ушман и на юго-западе — в Сухих Протоках р. Буреи располагаются описанные выше мелко- и среднезернистые лейкократовые, микроклиновые катаклазированные граниты досилурийского возраста. Крупнозернистые граниты буреинского комплекса местами прорваны многочисленными мелкими телами мезозойских гранит-порфиров и порфировидных гранитов.

Гранитоиды Буреинского массива. Буреинский гранитный массив расположен в западной части Хингано-Буреинского срединного массива, в бассейнах рек Буреи и Селемджи. Буреинские гранитоиды слагают хребты Туран и Селемджинский. Размеры массива грандиозны — только на советской территории длина его достигает 400 *км*, при ширине 180 *км*. Массив продолжается на юг, вплоть до синеклизы Сунляу. Значительная часть Буреинского массива скрыта под чехлом рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы. Простирание массива северо-восточное, аналогичное простиранию вмещающих допалеозойских и палеозойских структур. В гранитах сохранились ксенолиты древних метаморфических толщ докембрия и карбонатного кембрия (с водорослями), представляющие собой провесы кровли этого массива. По периферии Буреинского массива сохранились участки ранних аляскитовых гранитов, а также участки сахаровидных аркозовых песчаников девона, не претерпевших контактовых изменений.

Главная масса гранитоидов, слагающих Буреинский массив, принадлежит довольно однообразным розовато-серым, розовым или серым крупнокристаллическим породам, обычно имеющим неясно выраженную порфировидную структуру, которые известны под названием буреинских гранитов или гранитоидов буреинского комплекса. В северо-восточной части массива распространены преимущественно крупнокристаллические разновидности.

Розовато-серые крупнокристаллические порфировидные граниты распространены в центральной и юго-западной части массива. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из кварца, калиевого полевого шпата (обычно решетчатого микроклина), плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Из акцессорных минералов были обнаружены апатит, сфен и рудный минерал. Микроклин образует крупные порфировидные выделения, достигающие иногда 1—2 *см*, и нередко содержит включения более мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Кварц, составляющий до 40—50%, обособляется в виде скоплений мелких зерен или образует крупные выделения до 2—3 *мм*. Плагиоклаз (олигоклаз № 25—28) имеет более или менее идиоморфные очертания, местами со слабо выраженной зональностью. Цветные минералы представлены биотитом и обыкновенной роговой обманкой, количественное содержание которых довольно сильно изменяется — нередко преобладает биотит, вплоть до полного исчезновения роговой обманки, чаще же они присутствуют одновременно. Биотит с резким плеохроизмом в бурых или зеленовато-бурых тонах образует крупные пластинки, иногда содержащие мелкие пойкилитовые зерна кварца. Роговая обманка имеет форму удлиненных призм. Общее содержание цветных минералов не превышает 10%.

Кроме гранитов, на участке, расположенном ниже устья р. Тырмы, встречаются и несколько более основные разности, которые можно отнести к гранодиоритам. В них несколько увеличивается содержание плагиоклаза

и цветных минералов, а количество кварца и микроклина уменьшается; из темноцветных возрастает роль роговой обманки.

На участке от устья р. Верхний Мельгин, вверх по р. Бурее, до р. Ушман преимущественным развитием пользуются серые порфировидные граниты и гранодиориты с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, содержание которого в отдельных случаях опускается до 5—10% породы. Плагиоклаз слагает нередко и крупные порфировидные выделения. Кварц скопляется в отдельные участки или неправильные полосы, составляющие 20—30% породы. Биотит в серых гранодиоритах содержится в очень небольших количествах в виде значительно более мелких листочков, а роговая обманка образует редкие, но крупные призматические кристаллы. По-видимому, такое изменение в соотношении компонентов розовато-серых и серых порфировидных гранитов и гранодиоритов связано с тем, что в этом участке среди гранитоидов содержится большое количество останцев вмещающих пород — докембрийских гнейсов и амфиболитов, в результате ассимиляции которых заметно повышается основность гранитов.

В устье р. Тырмы р. Бурея прорезает участок выходов докембрийских гнейсов, в которых наблюдается сильное пропитывание гранитным материалом. Здесь прослеживаются постепенные переходы от гнейсов к породам, внешне очень сходным с порфировидными гранитами. Эти переходы выражаются в том, что в гнейсах сначала возникают отдельные мелкие порфиробласты микроклина, количество и размеры которых затем увеличиваются, достигая 1 *см* и более, и порода приобретает гранитоидный облик. Кроме микроклина, развиваются плагиоклаз, частично замещающий микроклин с образованием мирмекита, крупные неправильные чешуи биотита и грано бластовые зерна роговой обманки. В промежутках между порфиробластами микроклина и другими крупными зернами располагаются неправильные полосы мелко- или среднезернистого строения, в состав которых входят зерна кварца и альбита; мелкие чешуи биотита, выделения роговой обманки, а иногда появляется и мусковит. Встречаются отдельные полосы и участки, целиком сложенные среднезернистым кварцем. В других частях Буреинского массива отмечается достаточно свежий облик слагающих его гранитоидов, вторичные изменения которых обычно сводятся лишь к слабой серицитизации плагиоклаза и небольшой пелитизации микроклина, и только в отдельных зонах близ тектонических разломов, пересекающих буреинские гранитоиды, наблюдается раздробление и милонитизация, сопровождающаяся интенсивными вторичными изменениями (серицитизация и хлоритизация).

Вдоль р. Буреи, между устьями рек Верхний и Нижний Мельгин, в центральной части Буреинского массива, располагается Мельгинский массив, по-видимому, мезозойских гранитов. Вблизи контакта с этим массивом розовато-серые граниты буреинского комплекса сильно раздроблены и катаклазированы, что выражается появлением в породе тонких трещинок, по которым биотит замещается хлоритом, крупные зерна кварца гранулируются или приобретают резко волнистое угасание. По-видимому, по этим же трещинам поступали растворы из мезозойских интрузий, в результате чего отлагались новообразованный мусковит и альбит, частично замещающий микроклин с образованием тонкой оторочки мирмекитов вокруг замещенных зерен.

В нижнем течении р. Верхний Мельгин, по данным Ю. П. Рассказова, наблюдается интрузивный контакт лейкократовых порфировидных гранитов (Мельгинского массива) с розовато-серыми крупно-зернистыми гранитами буреинского комплекса. Ю. П. Рассказов указывает, что розовые лейкократовые порфировидные граниты в эндоконтакте переходят в гранит-порфиры, а жильные породы, связанные с этими гранитами, представлены гранит-порфирами или диорит-порфиритами, также весьма характерными для жильной серии мезозойского комплекса гранитоидов. Кроме Мельгинского

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
14	Розовато-серый биотитовый порфировидный гранит	Река Бурея, ниже устья р. Талакан	65,71	1,78	17,50	1,77	1,72	0,06	0,99	3,08	4,68
15	Биотит-роговообманковый гранодиорит	Верховье р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	59,60	0,73	17,98	1,39	4,03	0,12	3,48	6,64	2,67
16	То же	То же	61,14	0,72	17,84	1,66	3,89	0,24	2,64	5,99	3,14
17	»	»	62,27	0,60	16,97	1,33	6,34	0,19	3,11	5,64	3,00
18	»	»	70,60	0,75	17,46	1,59	3,55	0,11	3,50	6,52	2,73
19	Биотитовый мелкозернистый гранит	»	70,56	0,50	14,37	1,50	1,50	0,12	0,66	2,78	4,35
20	Биотит-роговообманковый гранодиорит	Среднее течение р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ) . . .	63,54	0,61	16,43	1,20	3,58	0,11	2,66	5,41	2,72
21	Биотит-роговообманковый гранодиорит	Среднее течение р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	68,84	0,42	15,57	0,65	2,46	0,08	1,49	3,77	2,51
22	Серый биотитово-роговообманковый гранодиорит	Бассейн р. Суларин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	64,1	0,48	16,47	17,3	3,00	0,10	2,47	5,00	2,94
23	Лейкократовый гранит	Бассейн р. Суларин, приток р. Буреи (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	72,81	0,14	15,56	0,39	1,23	0,04	0,15	1,47	3,52
24	Лейкократовый крупнозернистый гранит	Верховье р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	73,15	0,81	14,07	1,19	0,62	0,12	0,33	1,49	3,01
25	Лейкократовый гранит	То же	74,36	0,23	14,54	0,48	0,78	0,09	0,29	1,06	3,62
26	Крупнозернистый гранит	Верхнее течение р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	74,45	0,32	12,57	0,60	2,00	0,09	0,47	1,25	3,01
27	Лейкократовый гранит	Верховье р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	76,66	0,25	12,26	0,41	0,85	0,11	0,31	0,25	3,31

Таблица 5

буреинского интрузивного комплекса

K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	SO_3	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
							a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*a/c*	*Q*
3,38	0,37	0,32	0,10	0,03	—	100—49	15,3	3,6	6,0	75,2	12	—	57	31	33,9	4,25	+16,1
1,74	0,15	0,72	0,66	0,33	0,02	99,60	9,0	8,5	12,0	70,5	—	2	45	53	70,5	1,06	+14,5
1,30	0,13	0,68	0,62	0,33	0,01	99,71	9,0	7,5	11,0	72,5	5	—	53	42	78	1,2	+19,5
1,69	0,15	0,84	0,67	0,32	0,01	99,76	9,9	6,7	10,5	72,9	—	3	46	51	74,6	1,48	+18,3
1,47	0,15	0,69	0,75	0,20	0,03	99,45	8,5	7,9	11,5	72,1	—	2	45	53	73,3	1,07	+26,7
2,72	0,20	0,56	0,76	0,17	—	99,99	13,3	2,8	4,4	79,5	—	12	62	26	77,7	4,75	+29,6
2,45	0,13	0,08	0,54	—	0,05	99,51	9,8	6,4	9,5	74,3	—	4	48	48	62,8	1,53	+19,5
3,16	0,05	0,22	0,48	—	0,03	99,73	10,1	4,6	7,1	78,2	23	—	41	36	54,1	1,42	+29,1
1,90	0,03	0,26	0,08	0,07	0,15	100,47	11,1	1,5	5,8	81,6	9	—	47	44	70,2	7,4	+20,1
3,53	0,02	0,42	0,52	0,20	0,04	100,04	12,2	1,8	6,3	79,7	71	—	24	—	60,2	6,7	+33,2
3,74	0,07	0,68	0,51	0,13	0,01	99,45	11,6	1,8	5,0	81,6	61	—	30	9	55,2	6,4	+38,2
3,86	0,03	0,66	0,39	0,36	0,01	100,37	12,9	1,3	4,9	80,9	66	—	25	9	58,5	9,9	+34,7
3,56	0,07	0,52	0,25	0,48	0,05	99,44	11,2	1,4	5,6	81,8	42	—	44	14	56,4	8,0	+39,8
3,74	0,03	0,60	0,14	0,17	0,05	99,70	12,0	1,0	3,3	83,7	51	—	35	14	57,6	12,0	+42,4

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
28	Лейкократовый гранит	Верховье р. Верхний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ)	76,74	0,16	12,72	0,41	0,85	0,10	0,02	1,02	3,10
29	То же	Река Нижний Мельгин (по Ю. П. Рассказову; ДВГУ) . . .	75,72	0,20	13,43	0,55	0,96	0,03	0,12	0,86	3,47
30	»	То же	75,83	0,13	13,20	0,35	1,28	0,07	0,24	0,62	2,93
31	»	»	76,52	0,13	13,49	0,36	0,62	0,02	0,16	0,65	3,83

массива, в пределах Буреинского массива палеозойских гранитов располагаются и другие мелкие тела мезозойских гранитоидов (гранит-порфиры и диорит-порфириты). В работах 1953—1958 гг. геологов Дальневосточного геологического управления (ДВГУ) — В. В. Онихимовского, Ю. П. Рассказова, В. В. Васильевой, Л.Г. Васильева, М. С. Оноприенко и других, изучавших буреинские гранитоиды, отмечаются постепенные переходы от биотит-роговообманковых гранодиоритов, приуроченных к зонам контактов, через порфировидные разности к более равномернозернистым гранитам в центральной части массива.

Эти авторы среди гранитоидов буреинского комплекса выделяют две крупные группы — розовато-серые крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, которые они относят к первой фазе, и розовые лейкократовые биотитовые граниты второй фазы внедрения. Между этими разновидностями они отмечают то постепенные переходы, то четко выраженные интрузивные контакты.

По химическому составу (табл. 5) гранитоиды буреинского комплекса также довольно четко подразделяются на две группы (фиг. 7). При нанесении на диаграмму числовых характеристик, пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого, и сопоставлении их со средними типами пород по Дели одна группа гранитоидов ложится в поле гранодиоритовых пород и имеет постепенные переходы от тоналитов (анализы 16, 15 и 18) и кварцевых диоритов (анализ 17), через гранодиориты (анализ 20) к нормальным гранитам[1] (анализ 33). Некоторые из этих гранитов (анализ 21 и 32) имеют небольшое отклонение векторов правой части диаграммы влево, что указывает на небольшую пересыщенность их глиноземом. В левой части диаграммы видно, что в гранодиоритах Na_2O резко преобладает над K_2O (их векторы направлены почти вертикально вниз), при переходе к гранитам содержание K_2O заметно увеличивается.

Вторая группа пород буреинских гранитоидов, так называемые лейкократовые биотитовые граниты, которые предположительно выделены геологами ДВГУ в самостоятельную интрузивную фазу, может быть отнесена к аляскитовым гранитам, наиболее типичными из которых является анализ 29. Эта группа на правой части диаграммы дает резкое отклонение векторов влево, т. е. наблюдается значительная пересыщенность глиноземом (большие значения параметра a'). Соотношение щелочей в этой группе гранитоидов также характеризуется некоторым преобладанием Na_2O над K_2O, хотя

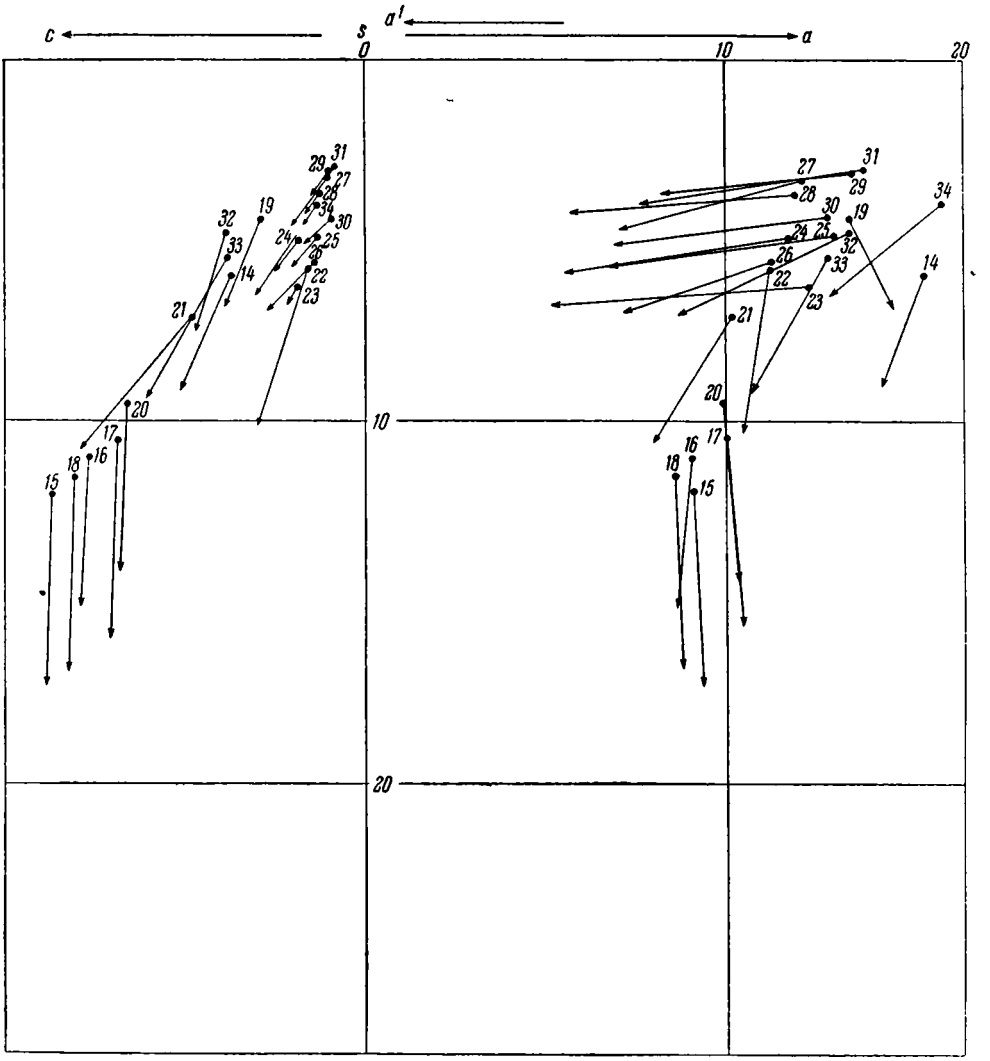
[1] Послекембрийский, по Дели.

Таблица 5 (окончание)

K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	SO_3	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
							a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*a'/c*	*Q*
3,84	0,22	0,40	0,24	0,30	0,01	100,13	11,8	1,2	3,7	83,3	62	—	33	5	55,5	9,8	+41,8
4,43	0,01	0,24	0,07	0,26	0,00	100,28	13,4	1,0	3,1	82,5	54	—	40	6	54,3	13,4	+37,2
4,76	0,01	0,31	0,13	0,38	0,00	100,11	12,7	0,8	4,4	82,1	59	—	34	7	47,9	15,8	+38
4,21	0,00	0,22	0,08	0,20	0,00	100,41	13,7	0,8	3,0	82,5	61	—	30	9	57,5	17,1	+31,9

в отдельных разновидностях (анализы 26, 30 и др.) их соотношение становится равным. Возраст буреинских гранитов в пределах собственно Буреинского массива определяется в широких пределах. Нижней возрастной границей внедрения гранитоидов буреинского комплекса является толща метаморфизованных пород (филлитовидных сланцев и песчаников с линзами мраморов и мраморизованных известняков — суларинская и мельгинская свиты рифея — кембрия) и чергиленская свита карбонатных пород, в которых А. Г. Шендеровой была обнаружена водоросль *Epiphyton fasciculatum* Chapmen нижне-среднекембрийского возраста, по определению Г. И. Кириченко. Гранитоиды буреинского комплекса прорывают эти отложения, образуя четко выраженные зоны контактового метаморфизма. По данным Ю. П. Рассказова и М. С. Оноприенко, филлитовые сланцы в контакте с гранитами переходят в серицитовые, кварцево-серицитовые и кварцево-слюдяные сланцы с кордиеритом. Наблюдаются также и эндоконтактовые изменения в буреинских гранитах. Верхняя возрастная граница буреинского комплекса устанавливается значительно труднее, так как на всем огромном пространстве Буреинского гранитного массива имеются лишь небольшие участки среднепалеозойских отложений.

В бассейне р. Верхний Мельгин Ю. П. Рассказов и М. С. Оноприенко выделили толщу разнозернистых неметаморфизованных песчаников девонского возраста, несогласно залегающих на размытой поверхности интенсивно дислоцированных терригенно-карбонатных отложений чергиленской свиты кембрия. Девонские отложения сложены грубо- и среднезернистыми песчаниками, состоящими из обломков кварца, микроклина-микропертита и плагиоклаза, более крупных обломков биотитовых гранитов, а также обломков подстилающих метаморфических пород кембрия и рифея. Выходы метаморфических пород верхнего докембрия и кембрия в бассейне Верхнего Мельгина представляют собой крупные ксенолиты — остатки кровли среди прорывающих их огромных масс буреинских гранитов. Выходы песчаников девона, судя по карте, нигде не соприкасаются с буреинскими гранитоидами, однако состав обломочного материала, из которого сложены эти песчаники, их относительно пологое (угол падения 15—30°) залегание на размытой поверхности сильно дислоцированных отложений кембрия (угол падения 50—80°), а также относительно слабый метаморфизм указывают на то, что отложение девонских песчаников произошло уже после внедрения главных масс буреинских гранитоидов. Предположение Ю. П. Рассказова и М. С. Оноприенко о том, что аркозовый материал и мелкие облом-



Фиг. 7. Диаграмма химического состава гранитоидов Буреинского массива (по А. Н. Заварицкому; цифры соответствуют номерам анализов в табл. 5 и 6)

ки гранитов в составе девонских отложений получились за счет разрушения нижнепалеозойских аляскитовых гранитов, мне представляется маловероятным, так как ближайший небольшой массив нижнепалеозойских аляскитовых катаклазированных гранитов находится в бассейне р. Нижний Мельгин на расстоянии 33 *км* к западу (по прямой) от выходов девонских песчаников, в то время как буреинские граниты буквально со всех сторон окружают этот небольшой по площади (не более 10 *км*^{2}) выход девонских аркозовых песчаников, не затронутых контактовым метаморфизмом. Девонские отложения, образующие небольшие наложенные мульды в пределах Буреинского массива, по своему составу являются полными аналогами фаунистически охарактеризованных (эйфельский и живетский ярусы) среднедевонских отложений Зее-Селемджинской складчатой зоны, распространенных в бассейне р. Джелтулак и в бассейне правых притоков р. Селемджи — Мамына и Норы, где они также слагают наложенные мульды в пределах Норского силурийского синклинория и сопряженных с ним анти-

клинориев и залегают на размытой поверхности гранитоидов буреинского типа. Таким образом, на основании изложенных данных, верхней возрастной границей буреинских гранитоидов можно условно считать девон. Изучение состава силурийских отложений в бассейне р. Норы дает основание считать, что обильный аркозовый материал, слагающий силурийские песчаники, образовался также за счет разрушения буреинских гранитоидов, выходы которых в долине р. Селемджи располагаются непосредственно к югу от силурийского синклинория, в бассейне р. Норы. Большинство исследователей ДВГУ во главе с В. В. Онихимовским возраст буреинского комплекса гранитоидов определяют как последевонский и даже как послекарбоновый на том основании, что небольшой массив гранитоидов, близких по составу к буреинским гранитам, прорывает в долине р. Ниман фаунистически охарактеризованные девонские отложения. Выходы этих гранитов в долине р. Ниман находятся на расстоянии 80 *км* от ближайшего к ним северо-восточного края Буреинского гранитного массива. Если учесть неоднородность петрографического состава гранитоидов в пределах самого Буреинского массива, то выводы об их возрасте, основанные на таких далеких сопоставлениях, мне представляются недостаточно обоснованными. Определение абсолютного возраста гранитоидов буреинского комплекса, произведенное Н. И. Полевой, в лаборатории ВСЕГЕИ дает разноречивые результаты — от 140 до 210 млн. лет для различных разновидностей. Такое омоложение буреинских гранитов, определенных аргоновым методом, по-видимому, связано с перекристаллизацией этих гранитов под влиянием пропаривания и при внедрении гранитоидов более молодого мезозойского возраста.

Абсолютный возраст биотит-роговообманковых гранитов бассейна р. Чергилен (по биотиту) из коллекции А. Т. Шендеровой был определен в 240 млн. лет, что соответствует карбону.

Таким образом, имеющийся в настоящее время материал заставляет подходить к определению возраста буреинского комплекса гранитоидов весьма осторожно. Несомненным является наличие в составе Буреинского гранитного массива более древних аляскитовых микроклиновых катаклазированных гранитов нижнепалеозойского возраста (описанных выше), сохранившихся в «теле» Буреинского массива в виде небольших участков. Среди гранитоидов буреинского комплекса, слагающих главную часть массива, геологами ДВГУ были выделены различные разновидности, дающие друг с другом интрузивные контакты или связанные между собой постепенными переходами.

По нашим данным, в составе Буреинского гранитного массива, кроме того, представляется возможным выделить небольшие интрузивные тела гранитоидов гипабиссального типа и даже более крупные массивы (Мельгинский массив) биотит-роговообманковых порфировидных гранитов мезозойского возраста.

Имеющиеся геологические материалы по районам, прилегающим непосредственно к Буреинскому гранитному массиву с запада, свидетельствуют о том, что внедрение палеозойских гранитоидов происходило неодновременно в различных структурных зонах восточной части Монголо-Охотского пояса — в интервалах времени от кембрия до силура, от силура до девона, от среднего девона до нижнего карбона (турне) и после нижнего карбона до мезозоя (см. описание средне- и верхнепалеозойских гранитоидов). Не исключена поэтому возможность, что внедрение огромных гранитных масс в пределах Буреинского массива происходило также неодновременно. Расчленение их по возрасту является задачей будущих детальных исследований, однако в настоящее время мы с уверенностью можем говорить о внедрении гранитоидов буреинского комплекса в интервале времени от кембрия до девона, а вероятнее, до силура.

Гранитоиды буреинского комплекса в Зее-Селемджинской складчатой зоне. По мнению А. З. Лазарева, подавляющее большинство гранитоидов,

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
32	Биотит-роговообманковый гранит	Чигоянский массив; р. Зея; ниже с. Чигоян (по М. В. Сухину, ДВГУ) . . .	69,50	0,31	17,28	0,20	1,42	0,04	0,67	3,00
33	Биотитовый гранит	Чигоянский массив; р. Зея; о-в Купец (по М. В. Сухину; ДВГУ)	69,40	0,37	16,04	0,57	1,72	0,06	1,29	3,05
34	Биотит-роговообманковый гранит	Река Ганьхэ, юго-восточный склон Большого Хингана . . .	70,20	0,56	15,22	0,86	0,96	0,08	0,57	1,18

распространенных в бассейнах рек Зеи и Селемджи, а также в долине Амура, выше г. Благовещенска, относятся к гранитоидам буреинского типа нижнепалеозойского возраста. Наши исследования в 1948, 1950 и 1951 гг. позволили во многих районах этой территории, на основании изучения состава, структурного положения и взаимоотношения с вмещающими толщами палеозоя, выделить среди них гранитоиды различного состава и возраста. В основном такое расчленение подтвердилось детальным геологическим картированием последних лет.

Западнее Буреинского массива, в пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны, располагаются отдельные значительно более мелкие гранитные массивы, прорывающие древние метаморфические толщи нижнего докембрия и рифея — нижнего палеозоя в пределах крупного Селемджино-Благовещенского антиклинория. Состав и структурные особенности этих гранитоидов чрезвычайно близки к таковым буреинского комплекса.

Розовато-серые крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты буреинского типа слагают довольно крупный (около 25 *км*) Чигоянский массив в среднем течении р. Зеи, ниже с. Чигоян.

Граниты Чигоянского массива образуют почти сплошные скальные обнажения вдоль берегов р. Зеи, от с. Усть-Дымо до о-ва Бычьего, местами достигающие нескольких десятков метров в высоту. Вмещающими породами этих гранитов являются метаморфические толщи рифея — нижнего палеозоя и кембрийские известняки чигоянской свиты. Преобладающими породами массива являются крупнокристаллические биотит-роговообманковые граниты с порфировидной структурой. Порфировые выделения представлены крупными кристаллами желтовато-розового калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из светлых полевых шпатов, дымчатого кварца и изменяющегося количества темноцветных минералов. В приконтактовых зонах граниты переходят в мелко- и средне-кристаллические. Граниты состоят из кварца, калиевого полевого шпата (микроклина), плагиоклаза, биотита (зеленый) и роговой обманки; акцессорных минералов — сфена, циркона, апатита, ортита и магнетита; вторичных минералов — серицита, хлорита и эпидота. Преобладает калиевый полевой шпат, в большинстве случаев — микроклин с решетчатой структурой, плагиоклаз (олигоклаз № 27—28) присутствует в сравнительно небольшом количестве. Содержание

Таблица 6

гранитов буреинского типа

Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	SO_3	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
								a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*c'*	*f'*	*m'*	*n*	*a/c*	*Q*
4,43	2,50	0,14	0,32	—	0,41	0,00	100,22	13,3	3,7	4,8	78,2	48	—	29	23	72,2	3,6	+26,7
3,54	3,50	0,09	0,35	0,23	0,20	0,00	100,18	12,7	3,7	5,5	78,1	22	—	39	39	60,6	3,4	+27,6
4,20	4,78	0,13	0,18	0,66	0,14	—	99,72	15,9	1,3	4,0	78,8	30	—	45	25	57,1	4,0	+24,5

темноцветных минералов колеблется, наблюдаются разновидности, обогащенные или обедненные ими, причем обычно биотит преобладает над роговой обманкой, которая нередко совсем отсутствует. Значительно реже встречаются разновидности, где роговая обманка преобладает над биотитом.

Структура гипидиоморфнозернистая; крупные кристаллы микроклина содержат многочисленные включения идиоморфных кристаллов обычно зонального плагиоклаза (олигоклаза). Кроме того, нередко калиевый полевой шпат содержит тонкие пертитовые вростки альбита. В зоне контакта с известняками чигоянской свиты биотит-роговообманковые граниты сильно обогащаются темноцветными минералами — роговой обманкой и биотитом — и переходят в меланократовые разновидности.

Известняки чигоянской свиты в контакте с гранитами перекристаллизованы и содержат новообразованные зерна диопсида и полевых шпатов.

Вторичные изменения гранитов ничтожны. Они выражаются в слабой серицитизации плагиоклаза и частичном замещении биотита хлоритом. В единичных случаях вблизи зон дробления граниты интенсивно изменены, грейзенизированы и эпидотизированы. В приконтактовых частях массива граниты пересечены мелкими жилами аплитов и пегматитов.

По химическому составу (табл. 6, анализы 32 и 33) биотитовые и биотит-роговообманковые граниты Чигоянского массива очень близки к розовато-серым биотитовым порфировидным гранитам Буреинского массива (долина р. Буреи, ниже устья р. Талакан), отличаясь от них несколько повышенным коэффициентом кислотности *S* (см. фиг. 7).

В контактовой зоне с древними толщами докембрия и нижнего палеозоя в них наблюдаются многочисленные апофизы гранитоидов Чигоянского массива, сохраняющие тот же минералогический состав и отличающиеся от центральной части массива лишь мелкокристаллическим сложением. Эти апофизы в толще метаморфических пород образуют пластовые и секущие тела, обычно вытянутые в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. Более крупные тела (мощностью от 200 до 600 *м*) содержат многочисленные ксенолиты метаморфических сланцев, превращенных в плагиоклаз-актинолитовые, биотит-амфиболовые, пироксен-кордиерит-биотитовые и биотит-кордиеритовые роговики с эпидотом.

Простирание крупных ксенолитов внутри гранитного массива обычно совпадает с общим простиранием вмещающей толщи. Изменение известняков в контактовой зоне обычно ничтожно, но местами известняки переходят в цоизит-эпидотовые скарны.

К юго-востоку от Чигоянского массива, в окрестностях сел Новая Уфа и Большой Ивер и близ устья р. Громатухи, гранитоиды аналогичного состава образуют ряд мелких массивов, не более 2—3 *км* в поперечнике, прорывающих метаморфические сланцы рифея — нижнего палеозоя и гнейсы и гранито-гнейсы нижнего протерозоя.

По имеющимся данным возраст гранитоидов Чигоянского массива определяется как послекембрийский. Однако М. В. Сухин на основании косвенных признаков условно рассматривает возраст гранитов Чигоянского массива как послесилурийский. Эти признаки следующие: в долине р. Зеи, ее притока — р. Малый Чукан и близ устья ключа Большой Джуркан, уже в пределах западной ветви Норского синклинория, непосредственно к югу от с. Горное Калашниково (примерно в 20 *км* к северо-западу от Чигоянского массива), имеются небольшие тела (не более 1—2 $км^2$) диоритов, прорывающие силурийские песчаники норской серии. Близ устья ключа Большой Джуркан диориты прорваны биотитовыми гранитами, в контакте с диоритами переходящими в гранит-порфиры. М. В. Сухин отождествляет эти граниты с описанными выше биотит-роговообманковыми гранитами Чигоянского массива и возраст последних, на этом основании, считает верхнепалеозойским, послесилурийским. К сожалению, эти косвенные данные недостаточно убедительны, чтобы на них можно было опираться, а вывод, сделанный М. В. Сухиным, мне представляется слишком смелым. Нам кажется наиболее вероятным, что граниты, прорывающие диориты, являются мезозойскими, для которых как раз характерны резкие изменения в степени раскристаллизации и переход в приконтактовых зонах в гранит-порфиры. Подобные эндоконтактовые изменения в палеозойских гранитоидах нигде в Верхнем Приамурье никем не описаны. Изученный М. В. Сухиным небольшой массив биотитовых гранитов и гранит-порфиров в устье ключа Большой Джуркан расположен близ крупного молодого разлома, пересекающего долину р. Зеи у с. Горное Калашниково, вдоль которого в верхнемезозойское время проникли мезозойские гипабиссальные интрузивы и эффузивные образования верхнего мела, поэтому тем более вероятен мезозойский возраст рассматриваемого небольшого гранитного массива.

В северной и северо-восточной части Зее-Селемджинской складчатой зоны, в бассейне Мамына и Зеи, на размытой поверхности гранитоидов буреинского типа, как уже упоминалось выше, залегают девонские отложения.

В китайской части Зее-Селемджинской складчатой зоны, в Малом Хингане, также распространены гранитоиды буреинского типа, по петрографическому составу, структуре и своему геологическому положению неотличимые от описанных выше гранитов Буреинского и Чигоянского массивов.

Два таких крупных сопряженных массива гранитоидов располагаются в юго-западной части Селемджино-Благовещенского антиклинория на правом берегу р. Амур, к западу от г. Хэйхэ, где они прорывают толщу гнейсов и кристаллических сланцев (аналог золотогорской серии) и метаморфические сланцы рифея— нижнего палеозоя. Эти массивы, размером 15×35 и 10×25 *км*, вытянуты в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих гнейсов и гранито-гнейсов, образуя местами инъекционные контакты. Оба массива сложены крупнозернистыми розовато-серыми гранитами, весьма сходными с такими же гранитами Буреинского массива и, возможно, представляют его крупные сателиты. Местами в них видна слабо выраженная порфировидная структура и едва заметная гнейсификация. Буреинские граниты здесь пересечены жилами аплита и пегматита, мощно-

стью до 1—2 *м* и, реже, кварцевыми жилами, представляющими жильные дериваты той же интрузии.

Гранитоиды буреинского комплекса в антиклинорных зонах Северного Дунбея. В антиклинорных зонах Северного Дунбея (в Верхне-Ганьхинском и Приаргунском антиклинориях) автором выделены и изучены довольно крупные массивы крупнокристаллических розовых биотит-роговообманковых гранитов, необычайно сходных по внешнему виду, минералогическому составу и структуре с гранитами, слагающими главную часть Буреинского массива на территории СССР.

Розовые крупнокристаллические биотит-роговообманковые граниты Верхне-Ганьхинского антиклинория. Вдоль левого склона долины р. Ганьхэ в центральной части Верхне-Ганьхинского антиклинория располагаются два крупных массива розовых и розовато-серых гранитов. Один из них находится к юго-востоку от бывшего с. Куруца и имеет около 15 *км* в поперечнике, а другой, несколько большего размера (более 20 *км* в поперечнике), располагается в окрестностях бывшего с. Цицилин. Оба массива сложены довольно однородными крупнокристаллическими розовыми и розовато-серыми биотит-роговообманковыми гранитами и разделены между собой описанным выше массивом светло-желтых лейкократовых гранитов более древнего нижнепалеозойского возраста. Контакты между этими массивами тектонические, и в зоне контактов располагаются сравнительно небольшие штоки и лакколиты верхнемезозойских порфировидных гранитов (см. фиг. 5). На северо-западе Верхне-Ганьхинского антиклинория розовые крупнокристаллические граниты прорывают описанные выше зеленовато-серые катаклазированные биотит-роговообманковые граниты депского интрузивного комплекса.

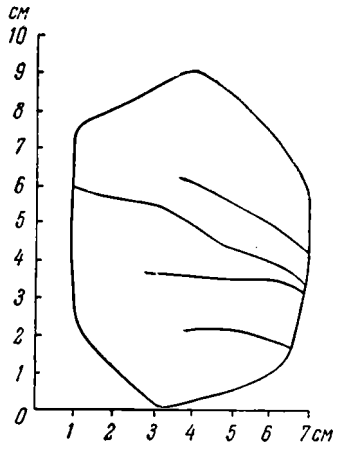
Главными породообразующими минералами розовых крупнокристаллических гранитов являются кварц, микроклин, олигоклаз, биотит и роговая обманка. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, ортит и рудный минерал. Преобладающими минералами являются кварц и микроклин, в значительном количестве содержится олигоклаз. Темноцветные минералы — биотит и особенно роговая обманка — содержатся в небольшом количестве. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с участками аллотриоморфнозернистой, местами наблюдается слабо выраженная порфировидная. Граниты в той или иной степени катаклазированы: кварц с волнистым погасанием, нередко мозаичной структуры, в калиевом полевом шпате наблюдается смещение микроклиновой решетки, а в плагиоклазах — смещение или изгибание двойниковых швов. Вторичные изменения выражаются в пелитизации и серицитизации плагиоклаза и замещении темноцветных минералов хлоритом.

В окрестностях с. Цицилин розовые граниты пересечены многочисленными дайками и штоками молодых верхнемезозойских гранитоидов, вблизи которых во вмещающих гранитах вдоль трещин раздробления наблюдается эпидотизация и карбонатизация полевых шпатов и темноцветных минералов.

По химическому составу (см. табл. 6, анализ 34) эти граниты очень близки к гранитам Буреинского массива, для которых значение параметров *а* колеблется от 10,8 до 15,3, *в* — от 4,4 до 6,3 *с* — от 1,1 до 3,6 и *S* — от 75,2 до 83,4, а также к палеозойским гранитоидам Кутомарского и Кадаинского массивов Восточного Забайкалья.

Розовые крупнокристаллические и гигантокристаллические биотит-роговообманковые граниты Приаргунского антиклинория. Довольно крупный массив розовых крупнокристаллических биотит-роговообманковых гранитов, достигающий около 25 *км* в поперечнике, располагается примерно в центральной части Приаргунского антиклинория, в долине р. Марит-

ке (правого притока р. Аргунь), к юго-востоку от которого, в верхнем течении р. Маритке, ниже устья р. Топокутихэ, располагаются более мелкие массивы тех же гранитов. По минералогическому составу они совершенно не отличимы от описанных выше розовых крупнокристаллических биотит-роговообманковых гранитов Верхне-Ганьхинского антиклинория. В пределах Приаргунского антиклинория граниты прорывают докембрийские гнейсы и гранито-гнейсы и толщу метаморфизованных песчаников и сланцев нижнего палеозоя. В контакте с гнейсами наблюдаются многочисленные жилы и более сложной формы тела размером в несколько десятков метров в поперечнике. Особенно хорошо обнажен северо-западный контакт розовых гранитов с гнейсами; по направлению к контакту крупнокристаллические граниты переходят в средне- и мелкокристаллические и несколько обогащаются темноцветными минералами. В центральной части массива они содержат многочисленные ксенолиты гнейсов и, реже, амфиболитов.



Фиг. 8. Форма кристалла розового микроклина из порфировидных выделений в гранитах буреинского типа

Розовые граниты р. Маритке отличаются особенно крупнозернистым строением и наличием хорошо выраженной порфировидной и местами гигантопорфировидной структуры. Порфировые выделения розового микроклина достигают 9—10 *см* в длину и имеют совершенно правильные кристаллографические очертания (фиг. 8).

В гранитах этого массива особенно в его северо-западной части, прилегающей к крупной Аргунской зоне рассланцевания, протягивающейся в северо-восточном направлении на правобережье р. Аргуни, параллельно Аргунскому разлому, наиболее сильно проявились вторичные изменения. Здесь интенсивно рассланцованы докембрийские гнейсы и серые гранито-гнейсы, а также прорывающие их розовые граниты буреинского типа описываемого массива. Последние почти на всем протяжении Аргунской зоны в различной степени рассланцованы, местами перекристаллизованы и, в свою очередь, превращены в гранито-гнейсы с очковой структурой. Лишь в отдельных участках массива граниты сохраняют первичную кристаллическую структуру и массивную текстуру. В пределах локальных участков рассланцевания, параллельных главной зоне разлома, наблюдаются интересные явления перекристаллизации главных породообразующих минералов. В краевых частях зерен происходит замещение олигоклаза микроклином, появление микростилолитовых структур вдоль контакта зерен полевых шпатов и кварца, перекристаллизация кварца и темноцветных минералов. Крупные листочки биотита распадаются в мелколистоватые агрегаты. Местами наблюдаются катакластические структуры.

Рассланцованные розовые крупнокристаллические граниты буреинского типа здесь, кроме того, пересечены многочисленными более мелкими поперечными разломами, простирание которых близко к меридиональному. Вдоль этих разломов местами наблюдаются небольшие гранитные массивы и штоки гранит-порфиров верхне-мезозойского возраста. Вблизи этих разломов буреинские граниты интенсивно эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы и местами пересечены жилками зеленого эпидота.

Структурное положение, взаимоотношение с вмещающими метаморфическими породами и гранитоидами более ранних этапов нижнепалеозойской интрузивной деятельности, а также удивительная близость минералогического и химического состава описанных гранитов Верхне-Ганьхиинского и

Приаргунского антиклинориев к гранитам буреинского комплекса заставляет нас рассматривать их в составе гранитов буреинского комплекса, время внедрения которых, вероятно, смещалось в различных структурных зонах от кембрия до силура. В пределах Приаргунского антиклинория гранитоиды буреинского комплекса относятся к послесилурийскому времени на том основании, что они прорывают здесь толщу метаморфизованных песчано-сланцевых пород нижнего палеозоя, возраст которых (на основании сопоставления с аналогичными фаунистически охарактеризованными отложениями советской части Приаргунского антиклинория) определяется как кембрий—ордовик и силур (составляющих в Приаргунье единый комплекс согласно залегающих терригенно-карбонатных пород).

Определение абсолютного возраста гранитоидов китайской части Приаргунского антиклинория с р. Англихэ, аналогичных описанным выше гранитоидам буреинского типа, произведенное в лаборатории Геохимического института АН СССР им. В. И. Вернадского по материалам Амурской экспедиции 1959 г., соответствует 350 ± 100 млн. лет, что также указывает на их каледонский возраст.

Сделанный вывод о возрасте описанных гранитоидов буреинского комплекса хорошо согласуется с геологическими данными советской части Приаргунского антиклинория. В юго-западной части Приаргунского антиклинория, в области Аргунского и Кличкинского хребтов, располагаются довольно крупные Урулюнгуйский и Заурулюнгуйский гранитные массивы. По данным В. Н. Козеренко (1956[1]), наибольшая часть этих массивов сложена крупнокристаллическими разновидностями гранитоидов с порфировидной структурой и гнейсовидной или массивной текстурой. Среди них можно выделить лейкократовые и порфировидные биотит-рогово-обманковые разновидности, очень близкие к описанным выше гранитам. Порфировые выделения в этих гранитах, представленные розовым и белым микроклином, также достигают больших размеров (от 3—4 до 6 *см*). В крупнозернистой основной массе присутствуют плагиоклаз (олигоклаз-андезин), микроклин, кварц, биотит и мусковит. Структурные особенности их характеризуются сочетанием гипидиоморфнозернистой и гранобластовой структур. Местами эти гранитоиды сильно разгнейсованы, превращены в очковые гнейсы и гранито-гнейсы с гранобластовыми и катакластическими структурами. Местами, так же как и в Северном Дунбее, особенно интенсивно проявились процессы динамометаморфизма, выразившиеся в рассланцевании, раздроблении и милонитизации гранитоидов и сопровождающиеся интенсивными процессами серицитизации и хлоритизации. Характерной особенностью этих гранитоидов является отсутствие особенностей хорошо выраженной жильной серии. Только в Заурулюнгуйском массиве отмечаются жильные образования, представленные жилами розовых мелкозернистых гранитов, аплит-пегматитов и пегматитов небольшой мощности. Отсутствие жильной серии или ее очень ограниченное проявление также является характерной чертой и буреинского комплекса гранитоидов.

Возраст гранитоидов советской части Приаргунского антиклинория на основании взаимоотношений с вмещающими осадочными толщами определяется как нижнепалеозойский (каледонский). Д. И. Горжевский для Урулюнгуйского массива и его апофиз в виде мелких интрузивных тел установил активный контакт с осадочно-метаморфическими породами кембро-силурийского возраста. В свою очередь, на размытой поверхности гранитов и гранито-гнейсов этого массива залегают обломочные породы верхнеборзинской свиты девонского возраста, в нижней части разреза которой в большом количестве содержатся обломки описанных гранитоидов и прослои дресвяника аркозового состава, образовавшиеся за счет разрушения гранитов. Определение гелиевым методом абсолютного возраста пегматитов, связанных с этими гранитоидами, также указывают на их каледонский возраст.

СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Интрузивные образования средне- и верхнепалеозойского этапа магматической деятельности относятся к последующей завершающей стадии развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Они пользуются наиболее широким распространением как в пределах рассматриваемой области Верхнего Приамурья и Северного Дунбея, так и Монголо-Охотского пояса в целом, особенно в его юго-западной части. Интрузивные комплексы этого возраста наиболее разнообразны (особенно дифференциаты гранитного ряда) по сравнению с более ранними нижнепалеозойскими этапами проявления магматической деятельности.

Выделяются две большие группы пород: 1) основные и ультраосновные и 2) кислые. Более ранними являются основные интрузивные породы — габбро, габбро-диабазы и диориты, более поздними — сильно дифференцированные гранитоиды от крайних кислых разновидностей до диоритов, гранодиоритов и сиенитов. Возраст этих пород устанавливается в большинстве случаев на основании взаимоотношений с фаунистически охарактеризованными силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, а также на основании взаимоотношений магматических пород различного состава между собой.

Верхней возрастной границей для них являются в одних структурных зонах каменноугольные отложения, в других — нижне- и верхнепермские. Мезозойские отложения в пределах всей обширной области Монголо-Охотского пояса залегают на размытой поверхности палеозойских изверженных пород и вмещающих их метаморфизованных отложений.

Для рассматриваемого этапа средне- и верхнепалеозойских интрузивных комплексов, особенно для гранитоидов, характерным являются крупные размеры интрузивных тел, обычно конкордантные по отношению к простиранию складчатых структур вмещающих среднепалеозойских отложений.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО, ОСНОВНОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВА

Интрузивные породы основного, ультраосновного и среднего состава рассматриваемого этапа в области Верхнего Приамурья и Северного Дунбея, а также в других частях Монголо-Охотского пояса пользуются незначительным распространением и приурочены преимущественно к синклинориям палеозойского времени. В пределах антиклинориев интрузивные тела основного и среднего состава очень невелики по размерам и обычно приурочены либо к зоне пограничных глубинных разломов, как это было описано для ранних внедрений основной магмы нижнепалеозойского возраста, либо к сопряженным с ними более мелким разломам.

Габбро-перидотиты, габбро-диабазы и диориты Норского синклинория. В Норском синклинории сравни-

тельно небольшие тела основных и ультраосновных интрузивов в отдельных участках прослеживаются почти на всем его протяжении—от долины р. Норы до долины р. Зеи. На северо-востоке Норского синклинория интрузивы габбро и габбро-диабазов приурочены к центральной его части и к крыльям синклинория, где они прорывают фаунистически охарактеризованные морские вулканогенно-осадочные силурийские отложения норской серии (см. фиг. 76). Эти интрузивные тела, различные по размеру и форме, сложены габбро-перидотитами, авгитовыми габбро и габбро-диабазами. Габбро-перидотиты образуют ряд небольших массивов, до 500 *м* в поперечнике, прорывающих силурийские отложения в осевой части Норского синклинория. Габбро-перидотиты состоят из оливина, авгита и небольшого количества лабрадора и имеют пойкилитовую структуру: крупные кристаллы авгита переполнены включениями более мелких овальных или неправильных зерен оливина. Идиоморфные кристаллы лабрадора располагаются между темноцветными минералами; вторичные изменения проявились в интенсивной серпентинизации и хлоритизации. В приконтактовой зоне габбро-перидотиты переходят в мелкокристаллические разновидности.

Авгитовые габбро- и габбро-диабазы, а также оливиновые габбро обычно также образуют тела небольшого размера, наиболее крупные из которых не превышают 0,5 *км* в поперечнике. Наиболее крупные тела этих пород прорывают силурийские отложения вдоль северного крыла синклинория, от них отходят многочисленные мелкие апофизы, проникающие в толщу силурийских отложений согласно их напластованию. Такие пластовые дайки габбро-диабазов, мощностью от 10—15 *м* и более, можно наблюдать в хороших береговых обнажениях р. Норы, выше сопки Острой.

По минералогическому составу авгитовые габбро и габбро-диабазы очень близки и различаются между собой только по структуре и степени раскристаллизации минералов. Они состоят из авгита и основного плагиоклаза № 45. Отдельные разновидности содержат мелкие единичные зерна оливина, включенные в авгите. Из рудных минералов присутствует титаномагнетит; вторичные минералы представлены хлоритом и эпидотом, реже встречаются серпентин и кварц. Структура пород офитовая с участием пойкилитовой. В эндоконтакте с вмещающими силурийскими породами габбро переходят в мелкозернистые габбро-диабазы. Песчанистые сланцы верхнего силура в контакте с авгитовыми габбро, сохраняя реликты псаммитовой структуры, значительно ороговикованы с новообразованиями мелких листочков биотита и сильно хлоритизированы.

Среди силурийских песчаников и сланцев норской серии в большом количестве содержится вулканический материал в виде силов диабазовых порфиритов, образовавшихся в результате подводных излияний основной магмы и пирокластических пород, представляющих собой туфы диабазовых порфиритов. По своему составу диабазовые порфириты норской серии очень близки к описанным выше габбро-диабазам.

Из анализов, приведенных в табл. 7, видно, что рассматриваемые породы существенно различаются между собой. Габбро-перидотит (анализ 35) по составу отвечает ультраосновным породам (пироксеновому перидотиту) и отличается от него лишь несколько повышенным количеством CaO, которое необходимо для образования плагиоклаза, имеющегося в габбро-перидотите. Габбро-диабаз (анализ 36) по составу близок среднему составу габбро по Дели и отличается от него несколько повышенным содержанием MgO.

Близкими по минералогическому и химическому составу к габбро-диабазам являются упомянутые выше диабазовые порфириты (см. табл. 7, анализ 36*а*), представляющие собой подводные излияния, происходившие в период накопления силурийских отложений норской серии.

По химическому составу диабазовые порфириты очень близки к описанным выше габбро-диабазам, но отличаются от них несколько повышенным коэффициентом кислотности и содержанием мелочей.

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O
											Норский
35	Габбро-перидотит	Река Нора, ниже устья р. Даенихи	41,31	0,60	8,30	1,88	8,59	0,16	5,30	25,90	0,95
36	Габбро-диабаз	Река Нора, выше устья р. Даенихи	48,36	0,96	17,99	1,94	5,95	0,13	9,85	7,72	2,84
36а	Диабазовый порфирит	То же	47,84	1,06	18,88	1,48	6,42	0,15	8,08	8,40	1,75
											Усть-Гилюйский
37	Габбро-норит	Хребет Тукурингра, гора Бекельдеуль	51,32	1,12	19,54	3,03	6,19	0,10	8,64	5,62	3,90

По-видимому, к тому же магматическому комплексу следует относить авгитовые порфириты, пересекающие толщу метаморфизованных и рассланцованных аркозовых песчаников вблизи южной границы Норского синклинория, к югу от устья р. Смолихи.

Возраст ультраосновных и основных пород Норского синклинория, прорывающих силурийские отложения норской серии, является послесилурийским. Относительно верхней возрастной границы вопрос решается несколько сложнее, так как непосредственный контакт между отложениями сахаровидных песчаников девонского возраста и интрузиями габбро и габбро-диабазов, к сожалению, наблюдать не удалось. Однако в связи с тем, что ксенолиты габбро, по данным В. В. Онихимовского и В. П. Ильина, попадают в порфировидные биотит-роговообманковые граниты, додевонского возраста, обнажающиеся в верхнем течении р. Норы, возраст габбро и габбро-диабазов может быть определен как послесилурийский и додевонский.

В пределах западной ветви Норского синклинория, в долине р. Зеи, ниже с. Горное Калашниково, по данным М. В. Сухина, силурийские отложения норской серии прорваны небольшими интрузивами диоритов и кварцевых диоритов, относящимися, по-видимому, также к рассматриваемому комплексу.

На китайской территории Зее-Селемджинской складчатой зоны, в пределах крупного Мало-Хинганского синклинория, также являющегося, вероятно, восточной ветвью Норского синклинория, вулканогенно-осадочные отложения силура (аналоги норской серии) также прорваны небольшими интрузивами серпентинизированных ультраосновных пород, содержащих вкрапленность платины и пентландита.

Серпентиниты располагаются примерно в центральной части Мало-Хинганского синклинория аналогично тому, как расположены интрузии габбро-перидотитов в центральной части Норского синклинория.

Близость минералогического и химического состава, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов Норского синклинория, излияние которых происходило в процессе накопления осадков норской серии, свидетельствует о том, что они произошли из единого магматического очага, длительно существовавшего как в период интенсивного прогибания и накопления осадков, слагающих Норский синклинорий, так и во время формирования его складчатой структуры, о чем свидетельствуют пластовые и секущие тела габбро-перидотитов, оливиновых габбро и габбро-диабазов, прорывающие дислоцированные отложения норской серии.

Таблица 7

и ультраосновных пород

K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
					a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
синклинорий															
0,51	6,25	0,72	0,09	100,56	2,6	3,7	50,8	42,9	—	18	78	4	76,2	0,7	—23,1
0,91	2,65	0,44	0,31	100,05	8,0	8,6	25,3	58,1	—	31	54	15	82,1	0,93	—12,4
1,26	0,79	3,34	0,24	99,73	6,1	10,5	23,4	60,0	—	34,3	65,4	0,3	66,6	0,58	— 2,7
разлом															
0,12	0,20	0,20	0,11	100,00	9,05	4,46	25,03	61,46	26	35	39	—	98,5	2,03	+ 0,3

Габбро, габбро-диабазы и диориты Верхне-Амурского синклинория. Интрузивный комплекс основных пород в верховьях Амура занимает аналогичное геологическое положение и приурочен примерно к центральной части крупного Верхне-Амурского синклинория; однако время внедрения основных интрузий здесь более позднее, чем в Норском синклинории Зее-Селемджинской складчатой зоны. Интрузии габбро, габбро-диабазов, серпентинитов и диоритов в Верхне-Амурском синклинории также имеют небольшие размеры и образуют пластовые или секущие тела, прорывающие девонские песчано-сланцевые и карбонатные отложения в пределах Ильтивусского хребта. По данным И. В. Лучицкого (1947), основные породы здесь образуют единый интрузивный комплекс, в котором преобладающую роль играют габбро, а подчиненную — ультраосновные и средние (диориты).

Контактовое влияние этих интрузий на вмещающие девонские отложения незначительное и сопровождается ороговикованием последних.

В составе девонских песчано-сланцевых отложений вулканогенные породы играют незначительную роль, они приурочены к отдельным горизонтам нижнего девона и представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами, очень близкими по составу к описанным габбро-диабазам и габбро.

Верхней возрастной границей основных интрузий Верхне-Амурского синклинория является нижний карбон, так как габбро и габбро-диабазы Ильтивусского хребта прорваны верхнепалеозойскими гранитами, внедрившимися в посленижнекаменноугольное время.

Все сказанное об основных породах Верхне-Амурского синклинория близко напоминает картину развития единого, длительно живущего магматического очага основного и ультраосновного состава, сопряженного с развитием структуры Норского синклинория.

Аналогичное структурное положение занимает Шантарский интрузивный комплекс Удско-Шантарского синклинория, расположенный в центральной его части, на островах Большой Шантар и Феклистов, где основные и ультраосновные породы, представленные габбро-перидотитами, габбро, горнблендитами, габбро-диоритами и диоритами, прорывают толщу девонских отложений шантарской серии, образуя интрузивные тела, конкордантные с вмещающими породами.

Основные породы, приуроченные к Южно-Тукурингрскому и сопряженным с ним разломам.

Кроме описанных нижнепалеозойских основных пород депского интрузивного комплекса, с Южно-Тукурингрской зоной разлома, отделяющей Верхне-Амурский синклинорий от Тукурингро-Джагдинского антиклинория, связано проникновение основных пород более молодого верхнепалеозойского и нижнемезозойского возраста. Небольшие интрузивные тела основных пород располагаются и вдоль Усть-Гилюйской зоны глубинного разлома. Основные породы представлены габбро-норитами, диабазами и пироксеновыми диоритами. Интрузивные тела этих пород приурочены к системе разломов широтного и северо-восточного простирания, сопряженных с Южно-Тукурингрской и Усть-Гилюйской зонами разломов, местами ограничивающих грабен-синклинали, выполненные мезозойскими отложениями. Основные породы прорывают метаморфические сланцы верхнего докембрия, палеозоя и песчано-сланцевые отложения с фауной верхнего триаса. По данным Н. А. Богданова и В. М. Цейслера, наиболее крупный из этих интрузивов, площадью 50 $км^2$, сложенный габбро-норитами, образует самую высокую вершину хр. Джагды-Бекельдеуль. Это темно-зеленые плотные породы, состоящие из лабрадора (№ 50) и ромбического и моноклинного пироксена; преобладают лабрадор и гиперстен. Вторичные изменения пород незначительны, и только в зоне, прилегающей к разлому, они интенсивно рассланцованы и катаклазированы.

По химическому составу (см. табл. 6) эти породы, по Дели, близки к габбро-норитам без оливина, но отличаются от них резко повышенным содержанием глинозема (a').

Пироксеновые диориты образуют ряд небольших массивов, расположенных к югу от описанного габбро-норита горы Бекельдеуль. Интрузивные тела диоритов имеют небольшие размеры (ширина 0,5—1, длина 5—6 *км*) и вытянутую форму по простиранию разломов, к которым они приурочены. По минералогическому составу диабазы и диориты очень близки к габбро-норитам и состоят из плагиоклаза (андезина № 45), пироксена (ромбического и моноклинного), биотита, амфибола и рудного минерала. Преобладающими являются андезин (около 60 % породы) и пироксен (преимущественно гиперстен). Роговая обманка образует реакционные каймы по моноклинному пироксену или нацело замещает зерна последнего. Структура — гипидиоморфнозернистая.

Возраст габбро-норитов и пироксеновых диоритов, на основании взаимоотношений с вмещающими породами, определяется как верхнепалеозойский и нижнемезозойский. Верхняя возрастная граница для них устанавливается на основании содержания гальки этих пород в континентальных отложениях верхнеюрского — нижнемелового возраста. Кроме описанных разновидностей основных пород, к той же зоне Южно-Тукурингрского разлома приурочены и более молодые верхнемезозойские гипабиссальные диоритовые интрузии, представляющие собой корни покровов верхнемеловых порфиритов.

Для более западных районов рассматриваемой структурной зоны в нижнем течении р. Шилки к крупной Южно-Янканской зоне разлома, являющейся непосредственным продолжением Южно-Тукурингрской, также приурочены небольшого размера интрузивные тела габбро-диоритов и диоритов, по данным Э. А. Портнягина (1962), прорывающие юрские отложения.

Описанная группа основных интрузий в восточной части Монголо-Охотской складчатой системы приурочена к крупным геосинклинальным прогибам среднепалеозойского возраста или к глубинным разломам, имеющим длительное развитие и расположенным на границе крупных антиклинорных и синклинорных зон. Интрузии основных пород в рассматриваемой складчатой системе происходили неодновременно в различных ее структурных зонах. В Зее-Селемджинской зоне, прилегающей непосредственно с запада к Хингано-Буреинскому срединному массиву (в пределах Норского и Мало-Хинганского синклинориев), внедрение ультраосновных и ос-

новных пород происходило в силурийское и послесилурийское время. В Верхне-Амурском и Удско-Шантарском синклинориях проникновение магматических пород основного состава происходило в девонское и последевонское время. В зоне Южно-Тукурингрского и Южно-Янканского глубинных разломов и сопряженных с ними более мелких разломов интрузии магматических расплавов основного состава внедрялись в верхнепалеозойское и нижнемезозойское время.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды средне- и верхнепалеозойского возраста пользуются наиболее широким распространением в области Монголо-Охотской складчатой системы, но распределение их в разных ее структурных зонах различное.

Главная масса интрузивных тел гранитного состава приурочена к зоне краевых антиклинориев и к антиклинориям внутренних частей Монголо-Охотской складчатой системы, а также к зонам сочленения крупных антиклинорных и синклинорных структур. В пределах синклинориев внедрение гранитной магмы происходило только в участках относительных поднятий и воздымания шарниров складчатых структур. Ниже приводится описание состава и структурного положения гранитных тел средне- и верхнепалеозойского возраста в различных структурных зонах восточной части Монголо-Охотского пояса на примере районов Верхнего Приамурья и Северного Дунбея.

Гранитоиды Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев и прилегающего с юга Верхне-Амурского синклинория. Наиболее крупные интрузивные тела гранитоидов верхнепалеозойского возраста располагаются в пределах Янканского антиклинория и в зоне сочленения краевых антиклинориев (Янканского и Тукурингро-Джагдинского) с Верхне-Амурским синклинорием, где длина гранитных массивов достигает более 100 *км*.

В пределах Верхне-Амурского синклинория, для которого характерны сокращенные мощности всего разреза геосинклинальных среднепалеозойских отложений (силура, девона и нижнего карбона), по сравнению с другими, сопряженными с ним синклинориями (фиг. 9) Монголо-Охотского пояса, гранитные массивы также имеют значительные размеры — до 40 *км* в длину при ширине от 5 до 15 *км*. В пределах синклинория эти массивы располагаются в зоне изменения его простирания — с северо-восточного на западе к северо-западному на востоке. К изгибу приурочено воздымание шарниров складчатых структур.

Для гранитных массивов верхнепалеозойского возраста, расположенных как в пределах антиклинорных зон, так и в Верхне-Амурском синклинории, характерна вытянутая форма в направлении простирания вмещающих складчатых структур среднепалеозойских отложений. Описание гранитоидов в указанных районах, кроме собственных исследований, приводится по данным П. М. Барковского, Д. М. Шилина, Б. Н. Ерофеева, С. И. Набоко, М. Н. Петрусевича, Л. И. Казик, Н. П. Саврасова и др.

В пределах Верхне-Амурского синклинория гранитоиды рассматриваемого этапа развития интрузивной деятельности Монголо-Охотской геосинклинальной системы прорывают силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения. Они представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, плагиогранитами и лейкократовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Последние приурочены к эндоконтактовым зонам гранитных массивов и представляют собой гибридные фации гранитных интрузивов, образовавшихся за счет ассимиляции вмещающих среднепалеозойских песчано-сланцевых и карбонатных пород. Кроме того, в контакте гранитов с известняками распространены диориты, габбро-диориты и габбро того же происхождения, связанные постепенными

переходами с гранитоидами центральной части массива. По мнению Б. Н. Ерофеева, к этому типу гибридных габброидных пород относятся лейкократовые габбро и габбро-нориты, распространенные в районе ст. Жанна, в верховьях р. Утени.

Наибольшим распространением среди гранитоидов верхнепалеозойского возраста пользуются биотитовые и биотит-роговообманковые граниты. Значительно распространены также и гранодиориты. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты состоят из микроклина, плагиоклаза (олигоклаз-андезина), биотита (бурого), роговой обманки (густо-зеленой) и акцессорных минералов — апатита, сфера и ортита; вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот и окислы железа. Количественные соотношения породообразующих минералов характеризуются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и изменчивым содержанием темноцветных минералов. Структура их гипидиоморфнозернистая. Характерным для этих гранитоидов является наличие многочисленных шлировых выделений, ориентированных согласно с направлением простирания интрузивных тел, и слабая, но четко выраженная гнейсовидность, обусловленная ориентированным расположением темноцветных компонентов.

По химическому составу (см. табл. 10) эти гранитоиды, с одной стороны, относятся к переходным разновидностям от гранитов к гранодиорит-сиенитам с повышенным содержанием щелочей за счет извести и магнезии, с другой (см. табл. 10, анализы 43—45) — близки к описанным ниже нормальным биотит-роговообманковым гранитам верховьев р. Гальки, расположенным на южной окраине Гонжинского выступа, а также к среднепалеозойским гранодиоритам Кутомарского массива и гранитам Кадаинского массива Юго-Восточного Забайкалья (Козеренко, 1956_1).

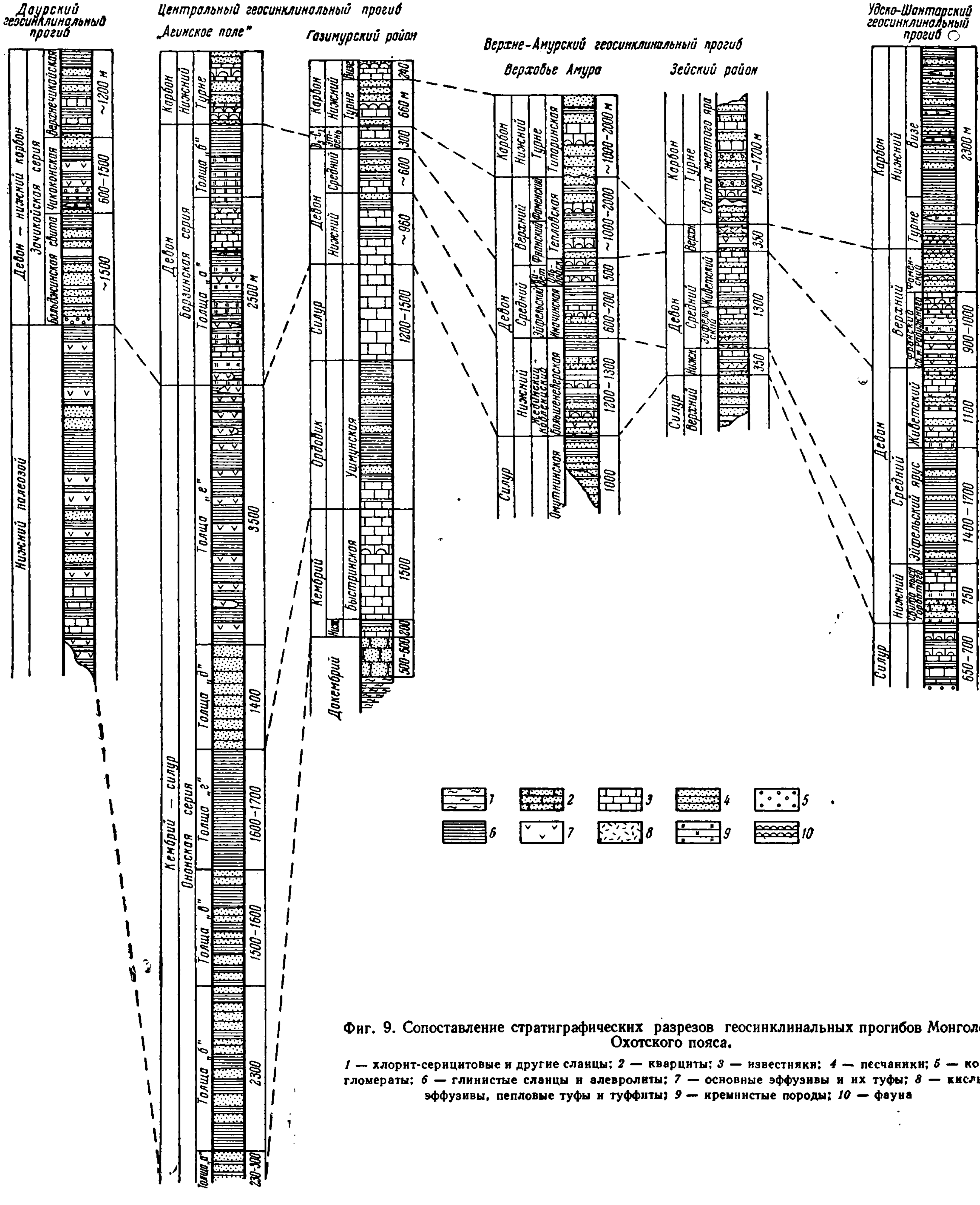
Наряду с биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами в пределах Янканского антиклинория и Верхне-Амурского синклинория пользуются распространением и лейкократовые граниты, слагающие преимущественно центральные части гранитных массивов. По данным Б. М. Борковского и Д. М. Шилина, эти граниты слагают значительную часть Ольдойского массива у линии Амурской ж. д. и Орогжанского массива совместно с биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Два небольших массива тех же гранитоидов расположены в верховьях р. Тынды и на Урканском сурьмяном месторождении. Они связаны постепенными переходами с биотитовыми гранитами и отличаются от них лишь малым содержанием биотита.

Жильный комплекс представлен мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами.

В зоне сочленения Верхне-Амурского синклинория и Тукурингро-Джагдинского антиклинория располагаются крупные гранитные массивы, имеющие более 100 *км* в длину. Один из них — Зейский — находится в краевой части Верхне-Амурского синклинория, непосредственно к югу от Тукурингро-Джагдинского антиклинория, ограниченного с юга крупной Южно-Тукурингрской зоной разлома.

Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты Зейского массива. Зейский массив имеет сильно вытянутую форму параллельно вмещающим складчатым структурам силурийского и девонского возраста краевой части Верхне-Амурского синклинория. Значительная часть Зейского массива близ г. Зеи скрыта под покровом рыхлых кайнозойских отложений Пиканской впадины. Восточная часть массива изучалась нами в 1948 и 1956 гг. и Н. П. Саврасовым в 1956 г., а западная в том же году была изучена Н. А. Богдановым.

Центральная часть массива на востоке сложена крупнозернистыми зеленовато-серыми и розовато-серыми биотитовыми гранитами, состоящими из кварца, идиоморфных выделений плагиоклаза (альбит-олигоклаза), составляющих до 40% породы, редких ксеноморфных зерен калиевого поле-



Фиг. 9. Сопоставление стратиграфических разрезов геосинклинальных прогибов Монголо-Охотского пояса.

1 — хлорит-серицитовые и другие сланцы; *2* — кварциты; *3* — известняки; *4* — песчаники; *5* — конгломераты; *6* — глинистые сланцы и алевролиты; *7* — основные эффузивы и их туфы; *8* — кислые эффузивы, пепловые туфы и туффиты; *9* — кремнистые породы; *10* — фауна

вого шпата, составляющих 5—10% породы, и пластинок биотита, в значительной степени хлоритизированного. Породы имеют более или менее ясно выраженную гипидиоморфнозернистую структуру, которая становится более четкой в приконтактовых частях массива. Плагиоклаз обычно слабо зонален, центральная часть кристаллов более интенсивно серицитизирована и соссюритизирована и, по-видимому, имела более основной состав; по периферии кристаллы обрастают узкой каемкой более позднего, чистого альбита. Калиевый полевой шпат, как правило, сильно пелитизирован и не имеет микроклиновой решетки. Цветные компоненты представлены только биотитом, который в различной степени, а иногда полностью замещен хлоритом. С ним ассоциируют мелкие редкие кристаллы сфена и многочисленные зерна рудного минерала.

На правом берегу р. Зеи, выше устья р. Мокчи, и на левом склоне долины р. Мокчи частично обнажен южный контакт массива с серыми кварцитовидными песчаниками, алевролитами и кремнистыми сланцами фаунистически охарактеризованного силура (аналог омутнинской свиты). Близ контакта граниты становятся мелкозернистыми, обогащенными биотитом с очень резко выраженной гипидиоморфнозернистой структурой, местами образуют небольшие апофизы, интрудирующие в толщу песчаников, и содержат ксенолиты последних. Песчаники и алевролиты в приконтактовой зоне переходят в роговики, аналогичные роговикам, встреченным в ксенолитах внутри массива. По мере удаления от гранитного массива роговики становятся все более мелкозернистыми и в них можно различить первичную псаммитовую структуру мелкозернистого песчаника. Иногда в такой породе видна полосчатость, выраженная в развитии более позднего, несколько более крупнозернистого кварца и крупных чешуй мусковита, вытянутых в одном направлении и имеющих пойкилобластовое строение. Другие полосы содержат больше биотита, переходящего в хлорит, и более мелкие зерна кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Гальки биотитовых гранитов Зейского массива содержатся в конгломератах турнейского яруса нижнего карбона.

Западная часть массива, по данным Н. А. Богданова, в верхнем течении р.р. Тынды и Арби (левых притоков р. Уркан) сложена серыми крупнозернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Биотитовые граниты совершенно аналогичны таковым восточной части массива. Биотит-роговообманковые граниты связаны постепенными переходами с биотитовыми и отличаются от них содержанием большего или меньшего количества зерен обыкновенной роговой обманки. Биотит-роговообманковые граниты состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаза № 21—23), микроклина, бурого биотита и роговой обманки. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, сфен и рудный минерал. Преобладающим минералом является олигоклаз, образующий крупные (1,5—2 *мм*) зерна таблитчатой формы и составляющий 40—50% породы. Некоторые из них имеют слабо выраженное зональное строение. Более мелкие зерна микроклина и кварца имеют ксеноморфные очертания. Содержание темноцветных минералов колеблется от 5 до 20% породы с преобладанием то биотита, то роговой обманки. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Интенсивно развиты процессы серицитизации и хлоритизации; местами плагиоклаз полностью замещен серицитом.

Граниты западной части Зейского массива прорывают толщу девонских (живетских) песчано-сланцевых отложений в краевой части синклинория, а также метаморфические породы докембрия и кембрия на окраине Гонжинского выступа. Вдоль восточной окраины Гонжинского выступа аналогичные граниты также образуют ряд небольших массивов, часть которых представляет собой крупные апофизы Зейского массива.

По химическому составу (см. табл. 10, анализы 40 и 41) биотитовые граниты Зейского массива очень близки к описанным ниже лейкократовым

биотитовым гранитам южной окраины Гонжинского выступа (близ. ст. Нюкжа) и к лейкократовым биотитовым гранитам Кадаинского массива юго-восточного Забайкалья (Козеренко, 1956_1).

Жильными породами Зейского гранитного массива являются мелкозернистые розовато-серые аплиты и аплитовидные граниты, пересекающие крупнокристаллические биотитовые граниты вдоль южной краевой его части. Мощность даек аплитов и аплитовидных гранитов 10—30 *см* и более. Аплитовидные граниты имеют резко выраженную гипидиоморфнозернистую структуру. Наиболее идиоморфные кристаллы принадлежат плагиоклазу (альбит-олигоклазу № 10—12). Калиевый полевой шпат присутствует в равных количествах с плагиоклазом и образует зерна неправильной формы, часто окруженные тонкой каймой чистого альбита с пертитовыми вростками последнего вдоль трещинок спайности. В небольшом количестве (не более 3—5%) присутствуют мелкие листочки биотита. Вторичные изменения в жильных гранитах проявлены слабо; наблюдается пелитизация полевых шпатов, слабая серицитизация плагиоклаза, чешуйки биотита частично замещены хлоритом. Простирание жил мелкозернистых гранитов СВ 20—30°, падение крутое на северо-запад, простирание тонких жил аплитов СЗ 320°, угол падения на северо-восток 15—20°. Характерной особенностью жильных аплитов является микрографическая структура. Имеются промежуточные разности — мелкозернистые граниты, в которых наряду с гипидиоморфнозернистой структурой в пределах одного шлифа выделяются участки микрографического сложения, сходные с жильными аплитами или аплит-пегматитами.

Значительно меньшим распространением, чем в других антиклинориях Монголо-Охотской складчатой области, гранитоиды пользуются в зоне Тукурингро-Джагдинского антиклинория Верхнего Приамурья. Наиболее крупный гранитный массив в этой зоне располагается на Южном склоне хр. Тукурингра, в бассейне рек Хаимкан и Обка, к северу от крупной Южно-Тукурингрской зоны разлома. Небольшие гранитные массивы, площадью от 10 до 30 $км^2$, располагаются в центральной части антиклинория (в долине р. Зеи, ниже устья р. Гилюй) и на северной его окраине, близ устья р. Малый Десс (правого притока р. Темны).

По имеющимся данным, эти массивы сложены биотитовыми, биотит-роговообманковыми и лейкократовыми гранитами. Массивы окраинных зон Тукурингро-Джагдинского антиклинория в долине р. Хаимкан и небольшой массив близ устья р. Малый Десс сложены биотит-роговообманковыми гранитами, очень близкими по составу к аналогичным гранитам Зейского массива. В крупнозернистых серых биотит-роговообманковых гранитах долины р. Хаимкан, в отличие от гранитов Зейского массива, расположенных южнее, наблюдается слабо выраженная порфировидная структура.

В центральной части антиклинория, на правом берегу р. Зеи, ниже устья р. Гилюй, близ устья ключа Смирновского, располагается небольшой (до 3 *км* в поперечнике) массив лейкократовых, сильно катаклазированных гранитоидов, прорывающих метаморфизованные песчаники верхнего докембрия. Небольшой массив таких же лейкократовых гранитов, прорывающих песчано-сланцевые отложения (C_1), выходит на левобережье р. Зеи в 6 *км* от устья ключа Смирновского. Лейкократовые граниты состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза (олигоклаз № 27) и редких листочков биотита. Из акцессорных минералов в них содержатся циркон, апатит и магнетит. Структура пород — аллотриоморфнозернистая. Близ устья ключа Смирновского лейкократовые граниты пересечены серией разломов, сопряженной с крупной Усть-Гилюйской зоной разломов. Вследствие этого граниты сильно раздроблены, катаклазированы и перекристаллизованы. В пределах этого массива выделяются полосы широтного простирания параллельно Гилюйской зоне разлома. В этих участках граниты превращены в милониты и вдоль трещин раздробления и рассланцевания интенсивно изменены —

хлоритизированы, эпидотизированы и серицитизированы. В том же массиве наблюдается гнейсификация гранитов, направление которой также совпадает с простиранием Гилюйской зоны разлома.

Гранитоиды Гонжинского выступа и Приаргунского антиклинория. Гонжинский выступ представляет собой северо-восточную часть крупного палеозойского Приаргунского антиклинория, отчлененную от него тектоническими движениями мезозойского возраста, в результате которых образовался Амуро-Зейский прогиб, выполненный юрскими и нижнемеловыми отложениями, в своей западной части наложенный на Приаргунский палеозойский антиклинорий.

Гнейсы и гранито-гнейсы нижнего палеозоя, метаморфические сланцы рифея и кембрия, а также песчано-сланцевые отложения девона в пределах Гонжинского выступа прорваны гранитоидами, наиболее крупные массивы которых располагаются по периферии Гонжинского выступа.

Эти граниты очень близки по составу к гранитам Янканского антиклинория и Верхне-Амурского синклинория. Наиболее широким распространением здесь пользуются биотит-роговообманковые и биотитовые граниты и плагиограниты и реже встречаются роговообманковые граниты и гранодиориты.

Биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты. Это серые крупно- и среднекристаллические, в большинстве случаев равномернозернистые породы; значительно реже в периферических частях массивов располагаются разновидности со слабо выраженной порфировидной структурой. Минералогический состав их следующий: кварц, калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз, биотит и роговая обманка; акцессорные минералы — апатит, циркон и рудный минерал; вторичные — серицит и хлорит. Преобладающим минералом является плагиоклаз (олигоклаз), в подчиненном количестве присутствуют кварц и микроклин. Содержание темноцветных минералов, роговой обманки и биотита непостоянно и колеблется в значительных пределах с преобладанием то одного то другого.

Структура биотит-роговообманковых гранитов гипидиоморфнозернистая, реже слабо выраженная порфировидная (в приконтактовых частях массива). Постепенными переходами с биотит-роговообманковыми гранитами связаны биотит-роговообманковые гранодиориты, содержащие в большом количестве темноцветные минералы и плагиоклаз.

Изученные граниты (см. табл. 10, анализ 38) отличаются от среднего состава гранита по Дели несколько пониженным показателем кислотности S и более высоким содержанием цветных компонентов. Они наиболее близки по составу к биотитовым порфировидным гранитам бассейна р. Шахтомы (Лучицкий, 1950) среднепалеозойского возраста, от которых отличаются лишь несколько повышенным значением параметра a, а также к гранитам и гранодиоритам того же возраста Кутомарского гранитного массива (Козеренко, 1956_1).

По периферии Гонжинского выступа, наряду с описанными биотит-роговообманковыми гранитами, распространены биотит-роговообманковые граниты, отличающиеся несколько повышенным содержанием плагиоклаза, местами зонального. Эти разновидности могут быть отнесены к плагиогранитам, обнаруживающим большое сходство с палеозойскими, последевонскими плагиогранитами, распространенными в Зее-Селемджинской складчатой зоне, в бассейне среднего течения р. Мамын.

Биотитовые граниты и плагиограниты, как указано выше, связаны постепенными переходами с биотит-роговообманковыми разновидностями и отличаются от них отсутствием роговой обманки. Содержание биотита непостоянно; обычно он составляет 10—15% породы, реже — более, а отдельные разновидности содержат не более 1—2% биотита. Плагиоклаз (олигоклаз) обычно преобладает над калиевым полевым шпатом. Биотитовые граниты представлены крупнокристаллическими и

мелкокристаллическими разновидностями. Структура их в большинстве случаев аллотриоморфнозернистая с участками гипидиоморфнозернистой.

Описанный биотитовый плагиогранит (см. табл. 10, анализ 39) наиболее близок по составу среднепалеозойским лейкократовым биотитовым гранитам Кадаинского массива Юго-Восточного Забайкалья (Козеренко, 1956_1) и биотитовым гранитам Халзанского массива Восточного Забайкалья (Лучицкий, 1950), а от среднего состава палеозойских гранитов по Дели он отличается пересыщенностью глиноземом.

Значительно реже среди гранитоидов Гонжинского выступа встречаются роговообманковые граниты. Они распространены к югу от ст. Гонжа, на правом склоне долины р. Буринды, ниже устья р. Гальки, и представляют собой розовато-серые крупнокристаллические породы, содержащие в качестве темноцветного минерала густо-зеленую обыкновенную роговую обманку ($c : Ng = 22°$). В отличие от биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов они в качестве акцессорного минерала, наряду с цирконом, апатитом и рудным минералом, содержат ортит, образующий довольно крупные (до 0,7 *мм*) резко плеохроичные идиоморфные зерна бурого цвета. Вокруг точечных включений в них хорошо заметны темные плеохроичные оболочки. Структура роговообманковых гранитов гипидиоморфнозернистая. Наличие ортита сближает их с древними гранитоидами древнестанового комплекса и хр. Тукурингра.

Вторичные изменения гранитоидов Гонжинского выступа чрезвычайно неравномерны. Обычно они выражаются в слабой пелитизации микроклина, серицитизации плагиоклазов и частичном замещении темноцветных минералов, особенно биотита хлоритом (чаще всего пеннином). Более интенсивные вторичные изменения наблюдаются близ зон разломов и катаклаза в гранитах и выражаются в сильной трещиноватости минералов, интенсивной серицитизации плагиоклазов и почти полном замещении биотита хлоритом.

Крупные гранитные массивы, расположенные вдоль восточной краевой части Гонжинского выступа, прорывают метаморфические толщи докембрия и карбонатные отложения кембрия, а также песчано-сланцевые и карбонатные породы живетского яруса девона. В результате ассимиляции осадочных и метаморфических пород кровли гранитоиды в нижнем течении р. Уркан отличаются разнообразием своего состава и содержат многочисленные, различные по форме и величине ксенолиты вмещающих пород. Наиболее крупные из них достигают нескольких десятков метров в длину; мелкие ксенолиты обычно полностью перекристаллизованы и представляют собой шлировые образования, обогащенные темноцветными минералами. Среди ксенолитов в гранитах содержатся гнейсы и сильно измененные эффузивные породы (докембрия), а также габбро и диориты нижнепалеозойского возраста. В контакте с девонскими песчаниками живетского яруса граниты содержат многочисленные ксенолиты песчаников и алевролитов, превращенных в кварцево-полевошпатово-биотитовые роговики и слюдяно-хлоритовые сланцы. Некоторые значительные по площади участки песчано-сланцевых девонских отложений, достигающие в поперечнике 5—6 *км* и более, представляют собой крупные провесы кровли гранитного массива. В связи с интенсивным проплавлением гранитной магмой девонских отложений долины р. Уркан для них характерен повышенный метаморфизм по сравнению с одновозрастными (живетскими) отложениями центральных частей Верхне-Амурского синклинория в долине р. Зеи. Аналогично ксенолитам в приконтактовой зоне с гранитами девонские песчаники переходят в кварцево-полевошпатово-биотитовые и двуслюдяные роговики, местами с новообразованными зернами ставролита и дистена, а алевролиты — в серицито-хлоритовые и слюдяные сланцы; роговики обычно сохраняют реликтовую псаммитовую структуру. Карбонатные породы девона и кембрия в контакте с гранитами перекристаллизованы, содержат новообразования диопсида и

многочисленные мелкие зерна магнетита, а местами превращены в кварцево-пироксеновые скарны с магнетитом. Вдали от контакта с гранитами осадочные и метаморфические породы пересечены многочисленными жилами белого кварца. Палеозойские граниты в долине р. Уркан в контакте с вмещающими докембрийскими и палеозойскими отложениями становятся более мелкозернистыми, в контакте с карбонатными породами обогащаются темноцветными минералами (роговой обманкой) и местами переходят в гранодиориты. Для гранитоидов долины р. Уркан особенно характерно изменчивое содержание темноцветных минералов и повышенное содержание плагиоклаза, местами имеющего слабо выраженное зональное строение.

По химическому составу (см. табл. 10, анализ 42) эти граниты близки к биотит-роговообманковым гранитам с верховьев р. Гальки (южная окраина Гонжинского выступа), а также к описанным выше биотитовым гранитам Зейского массива, отличаясь от них повышенным содержанием железомагнезиальных (темноцветных) компонентов и пониженным показателем кислотности S.

Жильный комплекс палеозойских гранитоидов Гонжинского выступа представлен светлыми аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами, пользующимися незначительным распространением. Более часто встречаются светлые аплиты, состоящие главным образом из кварца и микроклина и ничтожного количества мелких листочков биотита и мусковита; структура их микропегматитовая, участками аллотриоморфнозернистая.

Вдоль разломов палеозойские граниты пересечены многочисленными дайками и штоками мезозойских порфировидных гранитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и различных порфиритов.

Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты последевонского и нижнекаменноугольного возраста широко распространены в пределах Приаргунского антиклинория. На советской территории они описаны в ряде работ (Катушенок и Нагибина, 1945; Лучицкий, 1950; Белоусова, Козеренко, 1956_1 и др.). В китайской, относительно слабо изученной части Приаргунского антиклинория в 1957 г. автором, а также В. К. Чайковским и Чжан Цзян-чжаном были выделены и описаны крупные массивы биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и плагиогранитов, прорывающих нижнепалеозойские отложения и отложения девонского (?) и каменноугольного возраста. В контакте с песчано-сланцевыми и карбонатными породами эти граниты обогащаются темноцветными минералами и переходят в гибридные фации гранодиоритов и диоритов.

По химическому составу (см. табл. 10, анализы 62—65) эти гранитоиды близки к герцинским гранитоидам советской части Приаргунья — Кутомарскому и Кадаинскому гранитным массивам (Козеренко, 1956_1). Значение параметров, по А. Н. Заварицкому, для гранитов Кадаинского массива колеблется: $a = 11{,}1—14{,}6$, $c = 1{,}2—5{,}1$, $в = 4{,}6 — 8{,}9$, $S = 74{,}6—81{,}5$, $a' = 14—34$. Для Кутомарского массива: $a = 12{,}2—16{,}1$, $c = 0{,}9—3{,}9$, $в = 4{,}0—8{,}2$, $S = 75{,}7—79{,}4$, $a' = 22—55$.

Гранитоиды китайской части Приаргунского антиклинория отличаются от них несколько более высоким параметром a', что приближает их к аляскитам.

Для некоторых образцов гранитов Приаргунского антиклинория по материалам В. К. Чайковского и Чжан Цзян-чжана в Лаборатории геологии докембрия АН СССР определен абсолютный возраст, результаты которого приведены в табл. 8.

Из этих определений следует, что среди гранитоидов последевонского и нижнекаменноугольного возраста по времени своего образования можно выделить две группы: 1) гранитоиды, возраст которых определен в 265—270 млн. лет (нижний карбон); 2) гранитоиды, возраст которых равен 220—

Таблица 8

Определение абсолютного возраста гранитов

№ п/п	№ образца	Порода (полевое определение)	Место взятия образца	Абсолютный возраст (в млн. лет)
1	10	Серый биотитовый гранит	В 70 *км* к северу от Хайпара	270
2	21в	Розовый биотитовый гранит	Там же	265
3	90а	То же	Близ с. Суси, нижнее течение р. Дэрбул	230
4	1457	Биотитовый гранит, сильно выветрелый	В 15 *км* к юго-юго-востоку от Дилалина	186

230 млн. лет (нижняя пермь). Более молодой возраст образца № 4 (186 млн. лет) несколько сомнителен, как как этот гранит сильно изменен под влиянием более молодых вторичных процессов.

ВРЕМЯ ВНЕДРЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

На основании интрузивных контактов гранитов с вмещающими фаунистически охарактеризованными силурийскими, нижне-, средне- и верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями внедрение гранитоидов в описанные выше структурные зоны Монголо-Охотской складчатой системы следует отнести к среднему и верхнему палеозою. Интрузии гранитов описанной группы в различных участках рассмотренных крупных структурных зон было неодноактным.

Форма гранитных тел, конкордантная вмещающим складчатым структурам силур-девонского и нижнекаменноугольного возраста, позволяет судить о том, что внедрение их происходило одновременно с образованием складчатых структур соответствующего возраста. Это особенно хорошо видно в пределах краевых и внутренних частей Верхне-Амурского синклинория, где отложения указанного возраста пользуются исключительно широким распространением.

Интрузии гранитов в пределах внутренних частей Верхне-Амурского синклинория и его окраин, а также в геосинклинальных зонах, по-видимому, было разновременным. Некоторые указания на такую разновременность получены при изучении состава нижнекаменноугольных отложений в долине р. Зеи, у переката Плевна и обнажения Желтый Яр. Так, в верхней части разреза нижнекаменноугольных отложений (турнейского яруса) в мелкогалечных конгломератах содержатся гальки биотитовых гранитов с мусковитом, совершенно аналогичных гранитам приконтактовой части описанного выше Зейского массива, прорывающих в устье р. Мокчи фаунистически охарактеризованные силурийские отложения, а на восточной окраине Гонжинского выступа — девонские отложения с фауной живетского яруса. Эти данные позволяют уточнить время внедрения зейских гранитов в интервале времени между живетским веком среднего девона и турнейским веком нижнего карбона. Это положение подтверждается анализом состава обломочного материала различных горизонтов турнейских отложений. В краевой части Верхне-Амурского синклинория при общем согласном залегании фаунистически охарактеризованных отложений силура, девона и нижнего карбона, на границе девона и карбона частично происходил размыв нижележащих горизонтов силура и девона, так как продукты размыва этих отложений в виде песчаных зерен и мелких галек содержатся в составе обломков в прослоях грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов турнейского яруса одновременно с гальками гранитов Зейского массива. Это объясняется, вероятно, тем, что при внедрении зейских

гранитов в краевой части Верхне-Амурского синклинория данная его часть оказалась приподнятой и вышла из-под уровня моря. Размыву подверглась сначала кровля гранитного массива, состоящая из отложений силура и девона (с характерными прослоями пепловых туфов и туффитов), а затем и сами граниты Зейского массива. Одновременно с этим в центральной части синклинория продолжалось прогибание и накопление мощных толщ турнейского времени (более 1500—1700 *м*), причем обломочный материал в этот прогиб поступал не только с соседних геоантиклинальных зон, но также и с приподнятой краевой части Верхне-Амурского синклинория.

Внедрение гранитных масс в краевой части Верхне-Амурского синклинория и в более западных районах, в верховьях Амура, вероятно, происходило в том же интервале времени — между верхним девоном и нижним карбоном. Об этом свидетельствует, с одной стороны, наличие интрузивных контактов описанных выше гранитоидов с фаунистически охарактеризованными нижне- и среднеюрскими отложениями, с другой — несогласие между верхним и нижним карбоном с выпадением фаменского яруса верхнего девона, зафиксированное Д. И. Горжевским в 1958—1959 гг. в бассейне р. Амазар (в северной краевой части Верхне-Амурского синклинория).

В 1960 г. геологи Сковородинской экспедиции ДВГУ также обнаружили гальку гранитоидов, прорывающих нижне-и среднедевонские отложения, в составе конгломератов нижнего карбона. Однако главная масса гранитоидов как Верхне-Амурского синклинория, так и крупных антиклинориев краевой и внутренних зон Монголо-Охотского пояса внедрилась позже — в посленижнекаменноугольное и допермское время. Интрузии гранитов этого возраста распространены в пределах Тукурингро-Джагдинского антиклинория, в центральных частях Верхне-Амурского синклинория, обширной зоне Приаргунского антиклинория в Восточном Забайкалье, а также, вероятно, в пределах Янканского антиклинория, хотя в пределах последнего интрузивные контакты гранитов имеют место преимущественно с более древними докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями.

Верхняя возрастная граница описанной группы гранитоидов, по данным А. А. Локермана и В. Н. Козеренко, устанавливается в краевой зоне Приаргунского антиклинория и Центрального синклинория, где на размытой поверхности посленижнекаменноугольных гранитов Кутомарского массива залегают континентальные пермские отложения с растительными остатками (споры и пыльца).

Приведенные выше данные абсолютного возраста гранитоидов для китайской части Приаргунского антиклинория также указывают, что по времени своего образования они подразделяются на две группы — нижнекарбоновые (265—270 млн. лет) и верхнепалеозойские (нижнепермские; 220—230 млн. лет).

Расчленить эти гранитоиды более детально на геологических картах по времени их внедрения, при современном состоянии изученности, пока не представляется возможным; однако попытки такого расчленения на детальных геологических картах съемки 1960 г. (Д. И. Горжевский и др.) уже проводятся.

Все разновидности описанной группы средне- и верхнепалеозойских гранитоидов содержатся в гальке морских или континентальных мезозойских отложений (триасового, юрского и мелового возраста) и поэтому, безусловно, являются домезозойскими.

Гранитоиды Зее-Селемджинской складчатой зоны

В Зее-Селемджинской складчатой зоне исключительно широко распространены гранитоиды различного возраста. Кроме описанных выше нижнепалеозойских лейкократовых гранитов и гранитов Буреинского интру-

зивного комплекса, значительную роль играют также и гранитоиды средне- и верхнепалеозойского возраста, прорывающие фаунистически охарактеризованные силурийские и девонские отложения. На основании изучения взаимоотношений гранитных интрузий с вмещающими породами представляется возможным выделить в Зее-Селемджинской зоне силурийские (додевонские) и последевонские граниты. Первые из них распространены более широко, они представлены преимущественно биотитовыми и биотит-роговообманковыми разностями и плагиогранитами и в подчиненном количестве гранодиоритами и серыми лейкократовыми гранитами.

Наиболее крупные массивы биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и плагиогранитов располагаются вдоль северного края Норского синклинория к югу от Южно-Тукурингрской зоны разлома, в пределах Селемджино-Благовещенского антиклинория и других антиклинориев Зее-Селемджинской зоны.

Последевонские граниты и кварцевые сиениты образуют сравнительно небольшие массивы, прорывающие девонские отложения, несогласно залегающие на силуре.

В ряде мест в бассейне верхнего течения Норы и Мамына в долинах рек Селемджи и Амура, а также в Малом Хингане (китайском) граниты силурийского и девонского возраста были выделены и описаны А. З. Лазаревым, В. И. Славиным, В. В. Онихимовским, В. П. Ильиным, А. П. Кисец, И. П. Вагановым, Н. И. Массеровым, Г. А. Костаньянц, Н. Г. Суминым, М. В. Сухиным, автором и др.

Силурийские — додевонские граниты. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты в северной части Зее-Селемджинской зоны, слагающие крупные массивы вдоль северного края Норского синклинория, в верхнем течении Норы и Мамына и в северо-восточной части Селемджино-Благовещенского антиклинория (бассейны рек Мамына, Гари и Имчикана), очень близки между собой по минералогическому составу и особенностям структуры. Это крупно- и среднезернистые серые, темно-серые и, реже, розовато-серые породы, местами с отчетливой порфировидной структурой, состоящие из кварца, микроклина, плагиоклаза (андезина), биотита и роговой обманки; из акцессорных минералов содержатся апатит, циркон и рудный минерал. Наиболее распространенным минералом является андезин, содержание которого в породе значительно больше, чем зерен микроклина. Темноцветные минералы обычно содержатся в небольшом количестве, причем среди них преобладает бурый биотит.

Основная масса крупнозернистых гранитов имеет гипидиоморфнозернистую структуру, порфировые выделения андезина имеют идиоморфную призматическую форму, промежутки между которыми выполнены мелкими ксеноморфными зернами кварца, микроклина и биотита.

Вдоль северного края Норского синклинория эти граниты прорывают метаморфические сланцы докембрия, нижнепалеозойские диориты и силурийские отложения норской серии. В пределах Селемджино-Благовещенского антиклинория эти граниты прорывают метаморфические сланцы и вулканогенные породы рифея, а также карбонатные отложения кембрия и габбро-диориты нижнего палеозоя. Гранитные тела в рассматриваемой зоне вытянуты в северо-восточном направлении параллельно простиранию вмещающих пород и имеют с ними контакты сложных очертаний благодаря многочисленным апофизам и жилам. Преобладают биотитовые плагиограниты. Вблизи контактов с карбонатными породами кембрия и габбро-диоритами плагиограниты обогащены темноцветными минералами и переходят в биотит-роговообманковые плагиограниты и гранодиориты, в которых наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород (диоритов, метаморфических сланцев и др.). Непосредственный контакт с силурийскими отложениями не обнажен, однако вдоль северного края Норского

синклинория описываемые граниты сопки Осетровой содержат многочисленные ксенолиты пород норской серии (размером от нескольких сантиметров до 10—15 *м* в длину), представленные песчаниками, превращенными в роговики, и диабазовыми порфиритами. Последние по минералогическому составу и особенностям структуры (миндалекаменное строение) совершенно не отличимы от диабазовых порфиритов, переслаивающихся с туфами и песчаниками норской серии (с фауной силура), обнажающимися ниже сопки Осетровой по течению р. Норы.

По химическому составу (табл. 9, анализы 46—52) биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты сопки Осетровой и р. Гарь близки к описанным выше биотитовым гранитам и плагиогранитам Зейского массива, отличаясь от них лишь несколько пониженным значением показателя кислотности *S*. Кроме того, эти граниты также весьма близки по составу среднепалеозойским гранитам Кадаинского массива Приаргунского антиклинория Восточного Забайкалья (Козеренко, 1956_1).

Гранодиориты Гарьского месторождения представляют собой приконтактовые гибридные фации биотит-роговообманковых плагиогранитов и связаны с последними постепенными переходами. Здесь к зоне контакта биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов с терригенно-карбонатными и вулканогенными отложениями рифея — нижнего кембрия приурочено крупнейшее в Верхнем Приамурье Гарьское железорудное месторождение. Осадочные и вулканогенные породы в зоне эндоконтакта превращены в различные скарны и роговики, содержащие в большом количестве магнетит. Среди скарнированных пород залегают крупные пластовые тела магнетитовых руд.

Жильный комплекс гранитоидов представлен так же, как и в Зейском массиве, мелкозернистыми гранитами, гранит-аплитами и аплитами.

Верхняя возрастная граница биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов определяется на основании соотношения их с девонскими отложениями, залегающими на размытой поверхности этих гранитоидов и образующими наложенные мульды как в пределах Норского синклинория, так и антиклинориев Зее-Селемджинской зоны. В верхнем течении р. Мамын, выше ключа Золотого, в хороших береговых обнажениях видно стратиграфическое налегание грубозернистых аркозовых песчаников и седиментационных брекчий девона на размытую поверхность розовато-серых биотит-роговообманковых плагиогранитов. Седиментационные брекчии и грубозернистые песчаники девона состоят из дресвы и обломков подстилающих гранитов.

Вторичные изменения описанных гранитов чрезвычайно неравномерны. Они выражаются в серицитизации и хлоритизации пород, наиболее интенсивно проявившихся в зонах крупных разломов, пересекающих эти граниты, или небольших участках катаклаза и расслаивания последних. В зоне Гарьского разлома, расположенного вдоль южной краевой части Норского синклинория, плагиограниты сильно раздроблены, милонитизированы. По трещинам дробления граниты хлоритизированы, эпидотизированы и содержат многочисленные новообразования мусковита и вкрапленность магнетита. Местами вдоль зоны Гарьского разлома плагиограниты слабо гнейсированы в направлении, параллельном северо-восточному простиранию разлома.

К юго-западу от долины р. Гари, в краевых частях Норского синклинория и крупного антиклинория, проходящего в районе пос. Октябрьского и в долине р. Зеи, М. В. Сухиным изучены выходы плагиогранитов, по своему составу и структурному положению близких к описанным выше биотитовым и биотит-роговообманковым плагиогранитам бассейна р. Гари. По данным М. В. Сухина, эти граниты здесь широко распространены, вплоть до междуречья Гари и Зеи. Это розовато-серые и серые крупнозернистые

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
46	Биотит-рогово-обманковый плагиогранит	Река Нора, сопка Осетровая	64,12	0,50	17,17	1,04	4,26	0,10	1,50	4,08	2,50	3,36
47	Биотит-рогово-обманковый гранит	Река Нора, сопка Осетровая (по В. В. Онихимовскому; ДВГУ) . . .	72,68	0,21	16,80	0,27	0,30	—	0,41	1,60	1,10	5,97
48	Биотит-рогово-обманковый плагиогранит	Долина р. Гари, выше пос. Гарь	72,73	0,12	16,19	0,50	0,30	Следы	0,45	1,16	4,58	3,42
49	Гранодиорит	Река Гарь, Гарьское месторождение (по Н. Г. Сумину) . . .	70,84	0,13	14,43	2,40	0,63	0,06	0,79	2,44	5,49	1,35
50	То же	То же	70,65	0,13	15,01	2,07	1,15	0,07	0,87	1,87	5,67	2,23
51	»	» »	70,47	0,23	15,46	1,36	2,32	0,04	0,74	2,16	2,86	5,46
52	Серый лейкократовый плагиогранит	Река Гарь (по А. П. Кисцу; ДВГУ) . . .	64,64	0,37	18,28	1,64	1,19	0,11	1,00	3,37	5,74	1,99
53	Плагиогранит катаклазированный	Река Тынок, левый приток р. Зеи, близ с. Ураловка (по М. В. Сухину; ДВГУ)	74,22	0,10	14,34	0,00	1,12	0,05	0,20	0,78	3,17	4,80
54	То же	Долина р. Квинтикан, правый приток р. Гари (по М. В. Сухину; ДВГУ)	71,04	0,25	16,56	0,26	2,20	0,04	0,33	2,36	3,65	2,22
55	»	Река Тынок, левый приток р. Зеи (по М. В. Сухину; ДВГУ)	69,60	0,30	16,00	0,90	1,67	0,13	0,80	3,21	4,13	2,18
56	»	Долина р. Гари (по М. В. Сухину; ДВГУ) . . .	63,88	0,35	16,66	2,76	4,34	0,09	2,02	1,90	2,41	2,32

возраста Зее-Селемджинской складчатой зоны

SO_3	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	П. п. п.	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
						a	*b*	*c*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
—	—	1,03	0,22	—	100,09	10,5	10,4	5,1	74,0	27	48	25	—	52,6	2	+21,9
—	0,27	0,44	0,26	—	100,31	10,7	8,2	1,9	79,2	86	6	8	—	35,3	5,6	+35,1
0,08	0,13	0,26	0,28	—	100,27	10,4	5,0	1,4	79,2	73	13	14	—	67,3	10,3	+23,2
—	—	0,60	—	—	99,18	13,9	4,4	2,5	79,2	—	60	31	9	85,5	5,6	+28,1
—	—	0,71	0,08	—	100,51	15,3	2,2	4,3	78,2	—	65	33	2	80	69	+25,9
—	—	0,63	—	—	99,73	13,7	5,7	2,7	77,9	21	58	21	—	44,2	5,0	+25,7
0,01	0,18	0,24	—	1,96	100,12	15,9	4,9	4,2	75,0	11	54	35	—	81	3,7	+14
0,04	0,63	—	0,61	0,00	100,06	13,5	4,5	0,9	81,1	71	22	7	—	50,0	15	+34,3
0,04	0,90	0,52	0,57	0,01	100,23	10,9	7,8	2,8	78,5	64	29	7	—	71,9	3,9	+32,4
0,10	0,50	0,71	0,25	0,00	99,77	13,1	5,4	3,9	77,6	3	73	24	—	74,1	3,9	+29,1
0,14	2,44	1	0,71	0,00	100,02	8,4	18,4	2,3	70,9	48	34	18	—	61,9	3,6	+14,9

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
57	Биотит-рогово-обманковый гранит	Ключ Безродный, левый приток р. Зеи (по М. В. Сухину; ДВГУ)	66,73	0,24	18,46	0,66	1,66	0,06	0,93	4,80	3,03	2,94
58	Биотит-рогово-обманковый плагиогранит	Левый берег Амура, ниже с. Сухотино, Сухотинский массив . . .	56,88	0,96	17,45	1,65	5,46	0,09	3,38	5,86	3,22	2,36
59	Биотитовый гранит	Левый берег Амура, близ с. Кузнецово, Кузнецовский массив . . .	75,51	—	13,54	—	0,97	0,05	0,17	1,18	3,56	4,65
60	Биотитовый плагиогранит	Левый берег Амура, близ с. Корсаково	72,76	—	15,72	0,80	0,49	0,14	0,44	1,76	3,00	2,92

граниты с дымчатым кварцем и зеленой роговой обманкой. Они состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаз № 19), составляющего около 46%, калиевого полевого шпата и роговой обманки. Из акцессорных минералов содержатся сфен, апатит и рудный минерал. Структура плагиогранитов резко выраженная, гипидиоморфнозернистая. Жильная серия гранитов представлена аплитами. Характерным для гранитов и аплитов является повышенный катаклаз и частичная разгнейсованность.

По химическому составу (см. табл. 9, анализы 53—57) катаклазированные плагиограниты очень близки к описанным выше биотит-роговообманковым плагиогранитам и гранодиоритам окрестностей Гарьского железорудного месторождения. Лишь гранодиориты приконтактовых зон Гарьского месторождения отличаются от описанных плагиогранитов повышенным содержанием железа.

В бассейне р. Зеи катаклазированные плагиограниты так же, как и в долине р. Гарь, прорывают метаморфические породы рудоносной свиты верхнего докембрия — нижнего палеозоя. В зоне контакта наблюдается грейзенизация плагиогранитов и образование различных скарнов. Верхняя возрастная граница плагиогранитов в долине р. Зеи определяется так же как и додевонская на основании того, что грубозернистые кварцитовидные аркозовые песчаники и мелкогалечные конгломераты девона залегают на их размытой поверхности близ устья р. Верхнее Ковали (левого притока р. Зеи) и состоят из продуктов разрушения плагиогранитов.

На основании описанного выше соотношения гранитов рассматриваемого интрузивного комплекса в бассейне Норы и Мамына с силурийскими и девонскими отложениями возраст их определяется как послесилурийский и додевонский. Катаклазированные граниты бассейна среднего течения рек Зеи и Гари М. В. Сухин предположительно относит к нижнему палеозою. Приведенные выше сопоставления плагиогранитов р. Зеи с описанными гранитоидами Селемджино-Благовещенского антиклинория (в бассейне р. Гари) и северо-восточной части Норского синклинория позволяют более уверенно определять их возраст как послесилурийский, додевонский.

Таблица 9 (окончание)

SO_3	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	П. п. п.	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
						a	*b*	*c*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
0,4	1,00	—	0,50	0,01	100,23	10,9	5,6	5,9	77,6	35	38	27	—	61	1,8	+27,5
0,55	1,80	0,20	—	—	99,86	8,7	14,4	7,5	69,4	—	51	45	4	68,4	1,16	+13,9
0,16	0,17	0,06	—	—	100,2	14,1	1,8	1,4	82,75	30	55	15	—	53,3	10,0	+35,8
0,10	0,55	0,25	0,97	—	99,9	10,4	7,7	2,1	79,8	75	16	9	—	61,0	4,9	+36,7

В южной части Зее-Селемджинской складчатой зоны, на левобережье Амура и южнее, на ее китайской территории, аналогичные биотитовые, биотит-роговообманковые и плагиограниты также пользуются широким распространением. Они приурочены здесь к крупным антиклинорным структурам (юго-западной части Селемджино-Благовещенского антиклинория и др.) и к краевым частям синклинориев (Мало-Хинганскому и Сухотинскому). Сравнительно небольшие гранитные тела этого возраста располагаются в Малом Хингане (китайском) в пределах Сухотинского синклинория. Наиболее крупный (более 30 *км*) массив биотит-роговообманковых плагиогранитов на советской территории приурочен к западному антиклинорию Зее-Селемджинской складчатой зоны и носит название Кузнецовского. Его выходы вдоль левого берега Амура выше с. Кузнецово образуют ряд живописных скал со своими названиями — Кузнецовские ворота, Два брата и др. На севере граниты перекрыты рыхлыми отложениями цагаянской серии; на юге они продолжаются по правому берегу Амура, где изучены и прослежены Г. П. Леоновым, Т. О. Федоровым и другими на протяжении 10—15 *км* от берега Амура. Более мелкие массивы биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогранитов прорывают толщу метаморфических сланцев и известняков рифея—нижнего кембрия на левобережье Амура, между селами Ермаково и Смирново, или образуют выступы среди мезозойских вулканогенно-осадочных пород (близ с. Корсаково).

Центральная часть Кузнецовского массива сложена светлыми желтовато-серыми крупнозернистыми биотитовыми гранитами, состоящими из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаза) и биотита. Структура гранитов аллотриоморфнозернистая. Преобладающими минералами являются кварц и калиевый полевой шпат, содержащий многочисленные пертитовые вростки альбита.

Периферия массива сложена серыми, крупнозернистыми биотит-роговообманковыми плагиогранитами, состоящими из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаза), биотита, роговой обманки и ак-

цессорных минералов — апатита, магнетита и титаномагнетита. Структура резко выраженная, гипидиоморфнозернистая. Преобладающим минералом является плагиоклаз, крупные идиоморфные зерна которого нередко обладают зональной структурой. Калиевый полевой шпат и кварц выполняют промежутки между ними. Содержание биотита и роговой обманки в плагиогранитах изменчиво и обычно увеличивается в приконтактовых частях массива, где биотит-роговообманковые плагиограниты местами переходят в гранодиориты.

Биотит-роговообманковые граниты аналогичного состава прорывают силурийские отложения (аналог норской серии), слагающие расположенный к юго-востоку Сухотинский синклинорий.

В контакте с плагиогранитами аркозовые песчаники норской серии силура превращены в роговики, обычно сохраняющие реликтовую псаммитовую структуру.

По химическому составу (см. табл. 9, анализы 58, 59) эти граниты различаются между собой. Гранитоиды Сухотинского массива (анализ 58) могут быть отнесены к группе гранодиоритов с несколько повышенным содержанием глинозема, а плагиограниты Кузнецовского массива — к гранитам, также содержащим повышенное количество глинозема.

Кузнецовские гранитоиды пересечены разломами северо-восточного и меридионального простирания, вдоль которых плагиограниты катаклазированы, местами милонитизированы и сильно изменены вторичными процессами хлоритизации и эпидотизации. По данным Т. О. Федорова, одна из зон катаклаза проходит по границе биотитовых гранитов, слагающих центральную часть массива и биотит-роговообманковых плагиогранитов. Аналогичные зоны милонитизации наблюдаются и в краевых частях массива. Вдоль зон катаклаза иногда наблюдаются жилы гранит-порфиров, по-видимому, мезозойского возраста.

На размытой поверхности катаклазированных биотит-роговообманковых гранитов Кузнецовского массива на левом берегу Амура, ниже с. Кузнецово, залегают валунные конгломераты и крупнообломочные осадочные брекчии верхнеюрского—нижнемелового возраста, содержащие неокатанные глыбы, валуны и гальки подстилающих плагиогранитов. На севере граниты Кузнецовского массива граничат с отложениями аякской ($J_3 — Cr_1$) свиты. Контакт между мезозойскими отложениями и гранитами, по данным Т. О. Федорова, здесь также стратиграфический, так как ни граниты, ни песчаники вблизи контакта не изменены.

Возраст гранитоидов Сухотинского и Кузнецовского массивов, на основании описанного интрузивного контакта с песчаниками норской серии силура и стратиграфического контакта с верхнеюрскими отложениями, можно определить как палеозойский — послесилурийский и доюрский. Однако большое сходство этих гранитов с биотит-роговообманковыми плагиогранитами бассейна рек Мамын и Нора додевонского возраста позволяет описанные гранитоиды относить к среднепалеозойскому — силурийскому — додевонскому возрасту. К тому же возрасту следует относить биотитовые плагиограниты, образующие небольшой выступ среди мезозойских вулканогенных пород на левом берегу Амура, ниже с. Корсаково. Эти граниты также сильно катаклазированы в отдельных локальных зонах и пересечены жилами и дайками верхнемезозойских кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров.

По химическому составу (см. табл. 9, анализ 60) плагиограниты с. Корсаково очень близки к биотитовым плагиогранитам Зейского массива. Биотит-роговообманковые и биотитовые граниты и плагиограниты широко распространены на правобережье Амура — в Малом Хингане (китайском), между с. Сухотино и с. Сяосинтун и в других местах. Их наиболее крупные массивы располагаются в юго-западной части Селемджино-Благовещенского антиклинория, вдоль северного края крупного Мало-Хинганского

синклинория и в Сухотинском синклинории. Впервые эти граниты были изучены автором в 1957 г. По нашим исследованиям и материалам Мало-Хинганской экспедиции, граниты прорывают дорифейские гнейсы и гранито-гнейсы и метаморфические сланцы рифея— нижнего палеозоя в пределах Селемджино-Благовещенского антиклинория и вулканогенно-осадочные отложения (аналоги норской серии) силура в Сухотинском и Мало-Хинганском синклинориях.

Форма массивов вытянута в северо-восточном направлении, согласно простиранию вмещающих отложений силура; размеры их около 30×10 *км*, реже встречаются более крупные, порядка 40×20 *км*. Они представлены светло-серыми или розовато-серыми средне- и мелкозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами и плагиогранитами, в составе которых биотит и роговая обманка присутствуют в небольшом количестве, и зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми гранитами с порфировидной структурой, в которых в значительном количестве содержится роговая обманка. Местами в приконтактовой зоне наблюдается переход биотит-роговообманковых гранитов в гранодиориты. Интрузивные контакты этих гранитоидов с палеозойскими (силурийскими) песчаниками, превращенными в роговики, Ю. А. Гатинский наблюдал во многих пунктах Малого Хингана (китайского) и на правом берегу Амура, между селами Сухотино и Сяосинтун. Жильная серия гранитов представлена маломощными (1—2 *м*) пегматитовыми и кварцевыми жилами.

На дислоцированных и прорванных гранитными интрузивами силурийских отложениях (аналог норской серии) в пределах Сухотинского и Мало-Хинганского синклинориев несогласно залегают фаунистически охарактеризованные девонские отложения (Нагибина, Крестовников и др., 1958). Непосредственного контакта гранитов с девонскими отложениями наблюдать не удалось; однако форма массивов, конкордантная вмещающим складчатым структурам Сухотинского и Мало-Хинганского синклинориев, свидетельствует о том, что внедрение их происходило одновременно с дислокацией силурийских отложений (аналогов норской серии), до отложения морских осадков нижнего, среднего и верхнего девона. Девонские отложения здесь так же, как и в северной части Зее-Селемджинской зоны, образуют наложенные синклинальные структуры, приуроченные к осевым частям Сухотинского и Мало-Хинганского синклинориев.

Последевонские граниты и кварцевые сиениты в пределеах Зее-Селемджинской складчатой зоны пользуются небольшим распространением и представлены порфировидными гранитами, плагиогранитами и кварцевыми сиенитами.

В ее северной части известны небольшие массивы, прорывающие девонские отложения. В долине р. Джелтулак (бассейн рек Гарь и Мамын), по данным А. З. Лазарева, небольшой массив серых биотит-роговообманковых гранитов прорывает фаунистически охарактеризованные среднедевонские отложения эйфельского и живетского ярусов, слагающие наложенную мульду на границе западного (Октябрьского) антиклинория и Норского синклинория. Для этих гранитов характерна четко выраженная порфировидная структура и наличие плагиоклазов с зональным строением. К юго-западу от этого массива в северо-западной части Норского синклинория, в нижнем течении р. Тынок (левого притока р. Зеи), М. В. Сухин описал небольшие (0,5—2 $км^2$) интрузивные тела кварцевых сиенитов. Это розовато-серые крупнокристаллические породы, состоящие из калиевого полевого шпата (68%), роговой обманки (17,5%), плагиоклаза (11%) и кварца (3,5%). Структура их гипидиоморфнозернистая. По составу сиениты близки к среднему типу сиенитов по Дели, отличаясь от них низким содержанием магния и повышенным количеством железа и натрия. Кварцевые сиениты содержат ксенолиты метаморфических сланцев рифея — нижнего палеозоя и, в свою очередь, прорваны штоками и дайками верхнемезозойских

кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и спессартитов. Выходы сиенитов в других участках Зее-Селемджинской зоны пока не обнаружены, за исключением сиенито-диоритов, также описанных М. В. Сухиным в составе диоритового комплекса послесилурийского возраста в долине р. Зеи, ниже с. Горное Калашниково. Абсолютный возраст этих сиенитов, определенный аргоновым методом (271 млн. лет), соответствует последевонскому нижнекарбоновому возрасту, что дает основание отнести кварцевые сиениты по времени своего внедрения также к последевонскому верхнепалеозойсому интрузивному комплексу.

В южной части Зее-Селемджинской складчатой зоны, в Малом Хингане (китайском), серые биотит-роговообманковые плагиограниты в окрестностях с. Эрчжань прорывают девонские отложения, образующие крупную наложенную мульду в юго-западной части Мало-Хинганского силурийского синклинория. Биотит-роговообманковые граниты Эрчжанского массива представлены серыми среднезернистыми породами, состоящими из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки. Структура их гипидиоморфнозернистая; преобладающим минералом является плагиоклаз (андезин), идиоморфные кристаллы которого местами имеют слабо выраженное зональное строение.

В контактах с девонскими отложениями граниты образуют многочисленные апофизы, содержат ксенолиты этих пород, становятся мелкозернистыми и обогащаются темноцветными минералами (биотитом и роговой обманкой) с пойкилитовой структурой. Песчаники и сланцы девона в контакте с биотит-роговообманковыми плагиогранитами и в ксенолитах переходят в биотитовые и биотит-роговообманковые роговики, местами с эпидотом и кальцитом.

По химическому составу (см. табл. 10, анализ 61) эрчжанские граниты близки к биотит-роговообманковым плагиогранитам сопки Осетровой (долина р. Норы), отличаясь от них лишь несколько повышенным содержанием темноцветных компонентов (*в*) и натрия, а также к герцинским гранитам Урулюнгуйского массива Приаргунского антиклинория Восточного Забайкалья.

Возраст эрчжанских гранитов определяется как верхнепалеозойский, последевонский.

Силурийские граниты Верхне-Ганьхинского и Люотунского антиклинориев. В 1957 г. нами были выделены и изучены биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты, образующие небольшие массивы (до 5 *км* в поперечнике) в пределах Люотунского антиклинория, прорывающие силурийские отложения, и более крупные массивы (до 10 *км* в поперечнике) на юго-восточной окраине Верхне-Ганьхинского антиклинория. По составу эти граниты очень близки между собою и представлены серыми среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами и плагиогранитами. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаз-андезин), биотита и роговой обманки, из акцессорных минералов присутствуют циркон, сфен, ортит, апатит и рудный минерал. Преобладающими являются плагиоклаз и кварц, в значительном количестве содержатся калиевый полевой шпат и темноцветные минералы. Плагиограниты слабо катаклазированы и изменены вторичными процессами. Полевые шпаты серицитизированы и пелитизированы, темноцветные минералы частично замещены хлоритом. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая; в отдельных зернах плагиоклазов наблюдается слабо выраженная зональная структура.

В пределах Верхне-Ганьхинского антиклинория биотит-роговообманковые граниты содержат ксенолиты роговиков, представляющие собой измененные песчано-сланцевые палеозойские породы. Местами биотит-роговообманковые граниты вдоль зон разлома пересечены дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров и порфиритов мезозойского возраста.

Возраст гранитов на основании соотношения их с вмещающими поро-

дами определяется как послесилурийский и домезозойский. По составу эти граниты близки к послесилурийским гранитам Зее-Селемджинской складчатой зоны. Не исключена возможность, что в пределах Верхне-Ганьхинского антиклинория распространены также и верхнепалеозойские гранитоиды, как это имеет место в соседнем Верхне-Амурском синклинории Большого Хингана.

Сравнительная петрохимическая характеристика средне- и верхнепалеозойских интрузивных пород

На петрохимической диаграмме средне- и верхнепалеозойских интрузивных образований (фиг. 10) резко выделяются два типа пород: 1) габброиды и ультраосновные породы; 2) гранитоиды, различающиеся между собой по составу и возрасту.

Наиболее ранними из описанных пород среднего палеозоя являются габбро-перидотиты, прорывающие силурийские отложения в осевой части Норского синклинория. На диаграмме они занимают крайнее положение по основности и отвечают ультраосновным породам, приближающимся к среднему составу пироксенового перидотита (по А. Н. Заварицкому), отличаясь от него лишь несколько повышенным содержанием CaO, которое необходимо для образования лабрадора, содержащегося в габбро-перидотите с р. Норы. К той же возрастной группе относятся габбро-диабазы с р. Норы, приближающиеся по химизму к среднему составу габбро по Дели. Тот же габброидный состав имеют и диабазовые порфириты подводных излияний, сингенетичных силурийским отложениям норской серии. Близость химического состава основных и ультраосновных пород ранних стадий развития герцинского этапа магматической деятельности указывает на то, что материал для их образования поступал в течение длительного времени от силура до девона (и карбона?) из магматических очагов, расположенных в глубинных частях земной коры.

При рассмотрении химического состава средне- и верхнепалеозойских гранитоидов (табл. 10 и фиг. 10) прежде всего бросается в глаза общая пересыщенность глиноземом, что выражается в постоянном наклоне векторов правой части диаграммы влево. Гранитоиды средне- и верхнепалеозойского возраста Верхнего Приамурья по химическому составу можно разделить на две крупные группы.

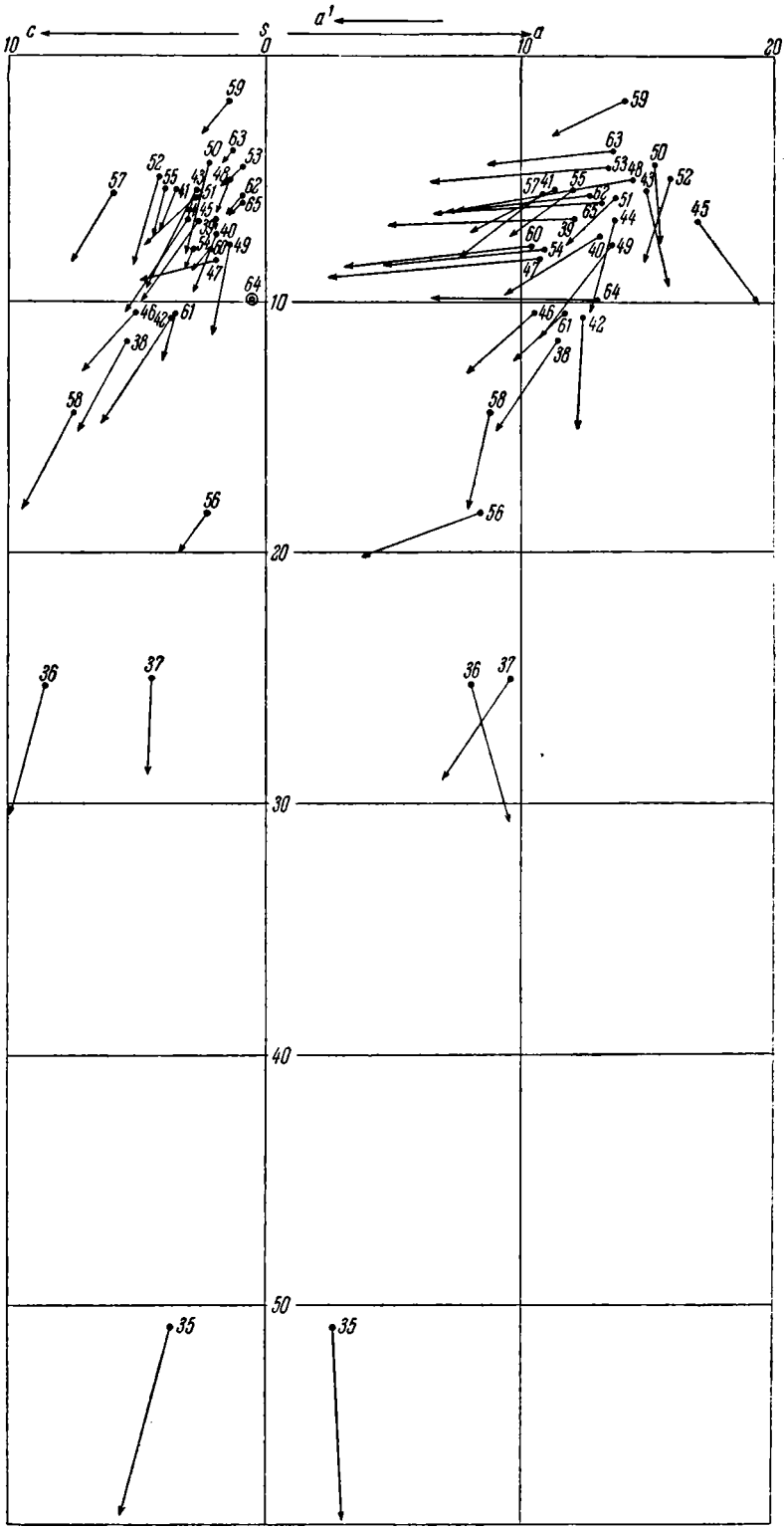
В первую входят биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты Гонжинского выступа, Верхне-Амурского синклинория и Зее-Селемджинской складчатой зоны (табл. 10, анализы 38, 40—46, 49, 50, 52, 55, 57—59), представляющие собой породы, близкие к нормальному гранитному ряду, с постепенными переходами от несколько более основных разновидностей (анализы 38, 46, 58 — биотит-роговообманковые плагиограниты Кузнецовского массива, р. Норы и др.) к типичным гранитам (анализы 40, 44 и 51 — биотитовые граниты Зейского массива, верхнего течения рек Амура и Гари), близким к среднему составу «гранитов всех периодов» по Дели и «щелочноземельных гранитов» вплоть до кислых гранитов (анализ 59 — Кузнецовский массив). Имеются разности гранитоидов, входящих в эту группу, с несколько повышенной щелочностью Одни из них приближаются к щелочным гранитам (анализы 43 и 50 — р. Гарь и верховья Амура), а другие —к кварцевым монцонитам (анализ 45 — верховья Амура). Вся эта группа гранитоидов характеризуется значительным преобладанием Na над K (левая часть диаграммы).

Вторая группа гранитов и плагиогранитов Гонжинского выступа Приаргунского антиклинория и антиклинорных структур Зее-Селемджинской складчатой зоны (анализы 39, 47, 48, 53, 54, 60, 62—65) показывает очень резкую пересыщенность глиноземом при низком содержании MgO — векторы правой части диаграммы имеют почти горизонтальное положение

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
38	Биотит-рогово-обманковый гранит	Верховье р. Гальки, южная окраина Гонжинского выступа	61,27	0,61	17,70	1,71	3,32	0,03	2,55	4,24	3,22
39	Биотитовый плагиогранит	Станция Нюкжа Амурской ж. д.	73,28	Следы	16,31	0,88	0,26	Следы	1,64	0,10	4,92
40	Биотитовый гранит	Зейский массив; р. Зея, выше устья р. Мокчи (по Н. П. Саврасову; ДВГУ)	70,77	0,32	15,17	0,81	2,11	0,08	1,10	1,61	3,70
41	То же	То же	71,22	0,37	15,30	0,80	1,89	0,08	0,62	2,89	3,85
42	Биотит-рогово-обманковый гранит	Долина р. Уркан, среднее течение	63,87	0,79	15,01	2,44	3,54	0,21	2,95	2,77	3,51
43	Гранодиорит	Долина р. Большой Ольдой (по Б. Н. Ерофееву)	68,00	0,43	15,42	1,80	1,25	0,06	1,35	2,69	4,62
44	То же	Окрестности ст. Игнашино Амурской ж. д. (по Б. Н. Ерофееву)	67,52	0,51	15,48	2,69	1,19	0,05	1,54	2,52	3,70
45	»	Орогжанский массив (по С. И. Набоко)	64,30	0,33	17,34	1,06	2,04	0,08	1,21	3,30	4,62
61	Биотит-рогово-обманковый плагиогранит	Малый Хинган (китайский) Эрчжанский массив	65,40	1,23	17,37	2,00	2,46	0,05	1,28	2,92	4,27
62	Гранит	Нижнее течение р. Дэрбул, близ пос. Суси (по В. К. Чайковскому)	73,90	—	13,88	1,12	1,01	—	0,27	0,74	3,32
63	То же	То же	73,62	—	14,24	1,06	0,92	—	0,14	1,10	3,70
64	»	Северо-Западный склон Большого Хингана, в 80 *км* к восток-северо-востоку от с. Дилалин (по В. К. Чайковскому)	71,56	—	16,06	2,08	1,01	—	Нет	0,60	3,92
65	»	Китайское Приаргунье (по В. К. Чайковскому)	73,44	—	14,60	1,44	0,72	—	0,18	0,70	3,44

Таблица 10

K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому										
						a	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
2,82	0,67	1,30	0,20	0,08	99,62	11,4	5,4	11,5	71,7	21	41	38	—	63	21	+15,2
1,34	0,27	0,50	0,20	Нет	99,70	12,1	1,9	6,6	79,4	75	22	3	—	84,9	6,4	+32,7
2,65	0,08	0,36	0,40	0,61	100,04	13,1	1,9	7,2	77,8	38	36	25	—	68,2	6,9	+27,7
2,08	0,10	0,43	0,44	0,41	100,04	11,3	3,5	5,4	79,8	35	46	19	—	73,8	3,2	+33,5
3,43	0,46	0,62	0,12	—	99,72	12,5	10,5	3,7	73,3	3	52	45	—	60,7	3,4	+17,9
3,47	—	0,20	—	—	99,96	14,9	2,7	5,4	77,0	—	49	41	10	66	5,5	+21,5
3,98	—	0,24	—	—	99,89	13,7	3,0	6,6	76,7	10	51	39	—	59	4,6	+20,0
4,60	—	0,12	—	—	99,52	17,0	2,6	6,6	73,8	—	45	32	23	60	6,5	+11,0
2,04	0,20	0,88	0,12	0,06	100,12	11,7	3,5	10,4	74,4	41	39,0	20	—	70,1	3,3	+21,9
4,07	—	0,20	1,32	0,09	99,32	12,7	0,9	5,6	80,8	59	33	8	—	50,5	14,0	+35,4
4,18	—	0,28	0,18	0,07	99,59	13,6	1,3	3,8	81,3	50	43	7	—	57,1	10,4	+34,2
3,54	—	0,51	0,32	0,18	99,63	13,0	0,6	9,8	76,6	68	32	0	—	63,0	20,3	+29,0
4,20	—	0,12	0,59	0,08	99,51	13,2	0,9	5,9	80,0	64	31	5	—	54,9	16,2	+32,9



Фиг. 10. Диаграмма химического состава средне- и верхнепалеозойских интрузивных пород (по А. Н. Заварицкому, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 7,9 и 10)

и направлены влево, а отношение щелочей в них близко к единице, за исключением плагиогранитов, где Na_2O преобладает над K_2O. Резкая пересыщенность глиноземом отличает эти граниты от средних типов гранитоидов по Дели, за исключением гранита с р. Дэрбул (анализ 63), который приближается к среднему составу аляскитового гранита.

Общая пересыщенность гранитов глиноземом и широкое развитие гибридных пород, образовавшихся за счет ассимиляции вмещающих терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений, свойственны не только рассмотренной восточной части Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы, но является также характерной особенностью химического состава средних и верхнепалеозойских гранитоидов Монголо-Охотской зоны в целом. Все это свидетельствует о широком развитии процесса переплавления пород кровли при внедрении гранитной магмы в конечную стадию развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Особенно резкое пересыщение глиноземом имеет место в гранитных интрузивах, внедрившихся в антиклинорные зоны (вторая из рассмотренных выше групп гранитоидов).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОЗОЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ И СЕВЕРНОГО ДУНБЕЯ

Приведенный обзор интрузивных пород палеозойского возраста дает основание выделить два крупных этапа проявления интрузивной деятельности (табл. 11), охватывающих период времени нижнего палеозоя (кембрия и ордовика) и среднего и верхнего палеозоя (силура, девона и карбона), соответствующих каледонской и герцинской стадиям развития структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

Первые проявления магматической деятельности нижнепалеозойского этапа совпадают с началом заложения крупных глубинных разломов, ограничивающих геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклинальные поднятия.

К этому времени относятся внедрения магмы основного и ультраосновного состава (депский интрузивный комплекс и его аналоги), приуроченные к крупным глубинным разломам, которые протягиваются на сотни километров. По составу эти интрузии представляют собой сложно дифференцированный комплекс, куда входят габбро, пироксениты, а также диориты и кварцевые диориты, возникшие в результате дифференциации основной магмы и ассимиляции осадочных пород кровли. Подчиненное значение в составе этого комплекса пород имеют пироксениты, слагающие обособленные «клинья» среди основных и средних пород депского комплекса, возможно, вынесенные из глубинных зон субстрата. Основные и средние породы слагают узкие, сильно удлиненные интрузивные тела, приуроченные к зонам глубинных разломов (Южно-Тукурингрской и др.). Развитие этих разломов наложило свой отпечаток и на характер интрузивных пород, которым свойственны катакластические и бластические структуры, а также глубокие преобразования вмещающих пород (сланцев, эффузивов и известняков тукурингрской серии) с превращением их в скарны, амфиболиты и гибридные породы. Тому же времени соответствует образование и более мелких интрузивов габбро, диоритов и гранодиоритов, также располагающихся вдоль крупных зон разломов, по которым выведены на поверхность обломки фундамента палеозойских складчатых структур, сложенных докембрийскими породами, гранито-гнейсами и амфиболитами в Зее-Селемджинской складчатой зоне и краевых частях Приаргунского и Верхне-Ганьхинского антиклинориев.

Последующее развитие структурных форм в нижнем палеозое сопровождалось внедрением гранитных масс. Внедрение кислых интрузий связано

Этапы интрузивной деятельности	Время	Зона краевых антиклинориев — Янканского и Тукурингро-Джагдинского	Зона глубинных разломов (Южно-Тукурингрский и Южно-Янканский)	Верхне-Амурский синклинорий
Средне- и верхнепалеозойский (герцинский)	Силур — девон — карбон	Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты (гранодиориты, диориты и габбро-гибридные приконтактовые фации)	Габбро-нориты и пироксеновые диориты Габбро, габбро-диабазы и диориты	Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты (гранодиориты, диориты и габбро-гибридные приконтактовые фации) Габбро, габбро-диабазы и диориты
Нижнепалеозойский (каледонский)	Кембрий — ордовик	Гранитоиды буреинского интрузивного комплекса (катаклазированные)	Габбро, диориты, кварцевые диориты и пироксениты (депский интрузивный комплекс)	

с началом роста геоантиклинальных структур каледонской стадии развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Внедрение гранитной магмы этого времени происходило в несколько интрузивных фаз. К наиболее ранним относится внедрение гранитов кислого и ультракислого состава (лейкократовых и аляскитовых), пересыщенных глиноземом.

В рассматриваемой области интрузивы лейкократовых гранитов приурочены к зоне Приаргунского антиклинория, к Гонжинскому выступу, Селемджино-Благовещенскому антиклинорию Зее-Селемджинской складчатой зоны и к антиклинорным структурам в западной части Хингано-Буреинского срединного массива. Для этих гранитов характерно высокое содержание кварца и микроклина, резкое преобладание микроклина над кислым плагиоклазом и ничтожное содержание темноцветных компонентов (биотита или биотита и мусковита). Кроме того, для них также характерна аллотриоморфнозернистая структура, на которую накладываются в той или иной степени выраженный катаклаз, а в отдельных массивах и слабая гнейсификация.

В последующие фазы происходило внедрение огромных гранитных масс буреинского интрузивного комплекса, также приуроченное к геоантиклинальным зонам Монголо-Охотской системы. Внедрение главных масс гра-

Таблица 11

верхнего Приамурья и Северного Дунбея

Антиклинории внутренней зоны — Приаргунский (Гонжинский выступ) и Верхне-Ганьхинский	Зее-Селемджинская складчатая зона		Хингано-Буреинский срединный массив
	синклинории	антиклинории	
Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты (гранодиориты, диориты, сиениты и габбро-гибридные приконтактовые фации)	Кварцевые сиениты Биотит-роговообманковые плагиограниты и порфировидные граниты (последевонские). Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, плагиограниты и гранодиориты (послесилурийские и додевонские)		
Розовато-серые крупно-зернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты с порфировидной структурой, гнейсированные и катаклазированные (аналоги буреинского комплекса)	Габбро-пироксениты, габбро, габбро-диабазы и диориты		Лейкократовые биотитовые граниты с порфировидной структурой (поздние фазы буреинского интрузивного комплекса)
		Розовато-серые крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты с порфировидной структурой (буреинский интрузивный комплекс)	Розовато-серые крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты с порфировидной структурой и гранодиориты (приконтактовые фации) (буреинский интрузивный комплекс)
Габбро и диориты (небольшие тела, связанные с разломами)		Лейкократовые микроклиновые граниты	Лейкократовые микроклиновые граниты

нитоидов буреинского комплекса происходило в пределах Хингано-Буреинского срединного массива и прилегающих к нему антиклинориях Зее-Селемджинской зоны в послекембрийское и досилурийское время. В значительно меньших масштабах внедрение гранитоидов (аналогов буреинского комплекса) происходило в крупных геоантиклинальных зонах как внутренних, так и краевых частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Однако время внедрения гранитов в этих структурных зонах запаздывало примерно на одну систему по сравнению с образованием гранитов буреинского типа в Зее-Селемджинской зоне. Например, в пределах Приаргунского антиклинория это время устанавливается как послесилурийское — додевонское.

Гранитоиды буреинского комплекса слагают огромные батолиты в западной части Хингано-Буреинского срединного массива и крупные гранитные массивы в других антиклинорных зонах, которые в настоящее время глубоко эродированы. Они представлены глубинными крупнокристаллическими фациями нормальных биотит-роговообманковых гранитов, в которых преобладающими минералами являются кварц и калиевый полевой шпат (микроклин). Нередко гранитоидам буреинского комплекса свойственны порфировидные структуры, причем порфировые выделения, размером

от 1—2 до 9 *см* в длину, представлены решетчатым микроклином с четкими кристаллографическими очертаниями. Гибридные фации в буреинских гранитоидах играют подчиненную роль. В пределах Буреинского массива в приконтактовых зонах с гнейсами и амфиболитами в гранитах возрастает роль плагиоклаза и темноцветных минералов, и местами они переходят в гранодиориты.

В отдельных участках внутренних антиклинорных зон Монголо-Охотской системы (Приаргунский антиклинорий) гранитоиды буреинского типа рассланцованы, катаклазированы и местами превращены в очковые гнейсы. Для таких зон характерны процессы перекристаллизации, наличие бластических структур и т. д.

В приконтактовых зонах буреинских гранитов с вмещающими породами наблюдаются явления инъекции. Жильные породы, связанные с этими гранитоидами, чрезвычайно редки и представлены аплитами и пегматитами.

Герцинский этап развития рассматриваемой геосинклинальной системы характеризуется дальнейшим усложнением структур. На фоне продолжающегося роста геоантиклиналей и развития геосинклинальных прогибов происходит дифференциация последних, образуются дополнительные разломы—сколы в фундаменте, вдоль которых возникают зоны проницаемости для магматических расплавов, образующих подводные излияния основного и кислого состава спиллито-кератофировой и диабазово-порфировой формации. Вулканогенные породы переслаиваются с терригенными и терригенно-карбонатными отложениями глубоких геосинклинальных прогибов. Этому периоду развития структур соответствуют также интрузивы основного состава, образующие небольшие пластовые тела, силлы и, реже, секущие штоки и дайки, приуроченные к центральным частям либо к крыльям синклинальных структур (Норский и Верхне-Амурский синклинорий) или к краевым частям антиклиналей. Эти интрузивы представлены габбро-перидотитами, авгитовыми габбро, габбро-диабазами и, реже, диоритами и ультраосновными породами. При этом основные породы по составу очень близки к излившимся — диабазам и диабазовым порфиритам, сингенетичным осадочным породам, выполняющим геосинклинальные прогибы. В результате развития магматического очага, возникшего в глубоких частях земной коры (базальтовом слое), подводные излияния основной магмы и внедрение интрузивов основного состава происходило в пределах геосинклинальных прогибов и ограничивающих их глубинных разломов.

Время внедрения интрузий основного состава в рассматриваемой области было неодинаково в различных структурных зонах: в Зее-Селемджинской зоне (Норском синклинории) — силурийское — додевонское, в Верхне-Амурском синклинории — последевонское.

Главный период интрузивной деятельности среднего и верхнего палеозоя в Верхнем Приамурье совпадает с образованием герцинских складчатых структур и замыканием крупных геосинклинальных прогибов. Для этого периода характерны гранитные интрузии весьма изменчивого состава, образующие многочисленные крупные массивы, конкордантные вмещающим складчатым структурам среднепалеозойского возраста. Наиболее крупные гранитные массивы располагаются в пределах Янканского, Приаргунского и Верхне-Ганьхинского антиклинориев, а также в зоне сочленения последних с Верхне-Амурским синклинорием. Помимо отмеченных закономерностей в распределении гранитоидов этого возраста в пределах Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев и Верхне-Амурского синклинория, наибольшее количество гранитных массивов приурочено к области перегиба простираний этих крупных структур с северо-восточного на северо-западное, имеющих место в верховьях Амура.

Гранитоиды средне- и верхнепалеозойского возраста представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и плагиогранитами, в которых резко выражены гипидиоморфнозернистые структуры, преоблада-

ние плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и весьма изменчивое содержание темноцветных минералов. Для них характерны широкоразвитые процессы ассимиляции вмещающих пород, особенно карбонатных, в контакте с которыми в краевых фациях крупных гранитных массивов образуются гранодиориты, диориты и габбро. Значительно реже, в контакте с песчано-сланцевыми отложениями, граниты переходят в мелкозернистые разности со своеобразными пегматоидными структурами (Зейский массив).

В Зее-Селемджинской зоне в контакте гранитов с карбонатными породами, помимо резко выраженных явлений образования эндоконтактовых фаций (гранодиоритов и диоритов), местами наблюдается широкое развитие процессов скарнирования и метасоматоза с образованием магнетитовых руд (Гарьское и другие месторождения).

Для рассматриваемых гранитоидов характерным является обилие ксенолитов и шлировых выделений, по-видимому, также происшедших за счет перекристаллизации ксенолитов и ассимиляции кровли вмещающих пород. Ориентировка этих шлировых выделений также обычно совпадает с простиранием складчатых структур вмещающих среднепалеозойских отложений.

Все перечисленные особенности гранитных массивов средне- и верхнепалеозойского возраста так же, как широкоразвитые процессы ассимиляции кровли, свидетельствуют о том, что внедрение гранитной магмы происходило в период формирования складчатых структур среднепалеозойского возраста. Соотношение гранитных тел с вмещающими фаунистически охарактеризованными толщами палеозоя позволяет более точно установить время внедрения отдельных интрузивов в различных структурных зонах.

В Зее-Селемджинской складчатой зоне внедрение гранитов происходило в послесилурийское додевонское время, совпадающее с формированием крупных линейных складчатых структур Норского, Сухотинского и Мало-Хинганского синклинориев.

Последевонские интрузивы здесь имеют ограниченное распространение и представлены плагиогранитами и граносиенитами, прорывающими девонские отложения, слагающие наложенные мульды на дислоцированных силурийских и более древних образованиях.

В краевой части Верхне-Амурского синклинория внедрение гранитных масс (Зейский массив) происходило в послесреднедевонское (живетское) время и до отложений нижнего карбона (турнейского яруса), в линзах конгломератов которого содержатся гальки гранитоидов Зейского и других массивов. Однако главная масса гранитоидов в пределах Верхне-Амурского синклинория и синклинориев внутренних частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы (Центрального синклинория Восточного Забайкалья и Большого Хингана) происходило в посленижнекаменноугольное и допермское время.

Жильными породами, связанными с рассмотренным комплексом гранитоидов средне- и верхнепалеозойского возраста, являются аплиты и пегматиты, располагающиеся обычно в пределах самих гранитных массивов, чаще в зоне эндоконтакта, и редко выходящие в приконтактовые зоны вмещающих пород.

Общей характерной особенностью палеозойских пород гранитного ряда каледонского и особенно герцинского этапа интрузивной деятельности Верхнего Приамурья и прилегающих территорий Северного Дунбея является указанная выше пересыщенность их глиноземом, что резко отличает эти породы от средних типов гранитоидов по Дели. Ту же особенность гранитоидов палеозойского возраста в целом отмечают И. В. Лучицкий (1950) по Восточному и В. Н. Козеренко (1956[1]) по Юго-Восточному Забайкалью.

Таким образом, пересыщенность глиноземом является характерной особенностью палеозойских гранитоидов не только Верхнего Приамурья, но и других территорий Монголо-Охотской складчатой системы.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ПАЛЕОЗОЕ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

При сравнении нижнепалеозойского (каледонского) этапа проявления интрузивной деятельности Верхнего Приамурья, Северного Дунбея и прилегающих районов Забайкалья следует отметить, что ранние фазы этого периода (аналоги депского комплекса основных и средних пород) в пределах Восточного Забайкалья проявились лишь в виде малых интрузий и пластовых тел ультраосновного состава среди отложений нижнего палеозоя. Значительно более широко интрузивы основного состава (оливиновые габбро и габбро-диориты) этого возраста распространены за пределами собственно герцинских структур Монголо-Охотской системы в краевой части развития нижнекембрийских структур Джидинского района и Малханского хребта.

Более поздние проявления нижнепалеозойского (каледонского) этапа интрузивной деятельности, представленные различными гранитоидами (главным образом биотитовыми, биотит-роговообманковыми и аляскитовыми гранитами), в Восточном и Центральном Забайкалье играют незначительную роль и так же, как в Верхнем Приамурье и Северном Дунбее, приурочены почти исключительно к ядрам крупных антиклинориев — Приаргунскому (граниты и гнейсо-граниты Урулюнгуйского и Заурулюнгуйского массивов), Борщевочному и Причикойскому (среднее течение р. Ингоды, курорт Дарасун). Эти гранитоиды являются аналогами гранитоидов буреинского комплекса Верхнего Приамурья и Джидинского комплекса Западного Забайкалья, но отличаются от них более интенсивной перекристаллизацией, наличием бластических структур и гнейсовых текстур и местами наложенных катакластических структур.

В юго-восточных районах Верхнего Приамурья и Северного Дунбея роль гранитоидов нижнепалеозойского (досилурийского) возраста значительно возрастает, особенно в пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны и Хингано-Буреинского срединного массива, где они образуют грандиозные по размеру массивы батолитового типа (Буреинский и др.).

Район Западного Приохотья отличается от рассмотренных выше районов Монголо-Охотской геосинклинальной системы отсутствием интрузивной деятельности каледонского этапа.

Такое отсутствие магматических пород нижнепалеозойского возраста находится в тесной связи с историей развития геосинклинальных структур этой части Монголо-Охотской системы, заложившихся здесь в силурийское и девонское время на рифейском складчатом основании.

При сравнении магматических комплексов второго (герцинского) этапа интрузивной деятельности средне- и верхнепалеозойского возраста Верх-

него Приамурья, Северного Дунбея и прилегающих с запада районов Восточного и Центрального Забайкалья можно отметить исключительно большое сходство петрографического состава, особенностей структуры и химического состава, а также положения интрузивных тел в общей геологической структуре Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

К ранним проявлениям интрузивной деятельности герцинского этапа Восточного и Центрального Забайкалья так же, как и Верхнего Приамурья, относятся внедрения интрузивов основного состава так называемого ингодинского комплекса. Интрузивные породы этого комплекса приурочены к центральным и краевым частям Даурского и Центрального синклинориев, где они образуют сравнительно небольшие тела, связанные с разломами и конкордантные простиранию вмещающих песчано-сланцевых и зеленокаменных пород среднего палеозоя. Они представлены оливиновыми габбро, габбро-диабазами, норитами и габбро-норитами, распространенными в верховьях р. Ингоды и в среднем течении р. Унды.

Основные интрузивные породы этого этапа по составу обычно очень близки к подводным излияниям основной магмы (спиллитам и диабазовым порфиритам), происходившим в процессе прогибания и накопления осадков в геосинклинальных прогибах, и, по-видимому, генетически с ними тесно связаны. Проникновение основной магмы в интрузивной и эффузивной форме вдоль зон глубинных разломов происходило в течение длительного времени, причем очередные порции магмы поступали из магматического очага, находящегося в глубоких зонах земной коры, в области геосинклинальных прогибов.

Главный период интрузивной деятельности в западной части Монголо-Охотской геосинклинальной системы, так же как и в Верхнем Приамурье, совпадает с образованием герцинских складчатых структур и замыканием геосинклинальных прогибов. С этим периодом связано внедрение крупных гранитных интрузивов, которым свойственны все перечисленные выше признаки, характерные для гранитоидов герцинского этапа Верхнего Приамурья и Северного Дунбея. К этим признакам относятся: разнообразный петрографический состав, явления гибридизации в зонах эндоконтакта с вмещающими карбонатными и песчано-сланцевыми породами, обилие ксенолитов и шлировых обособлений меланократового состава, процессы скарнообразования и ороговикования в приконтактовых с вмещающими породами зонах и т. д. Однако при всем разнообразии петрографического состава среднепалеозойских пород преобладающими разновидностями среди них являются так же, как и в Верхнем Приамурье, биотит-роговообманковые граниты, плагиограниты и гранодиориты, слагающие обычно центральные части крупных гранитных массивов.

Рассматривая в целом комплекс средне- и верхнепалеозойских пород гранитного ряда и связанных с ними средних и основных пород, следует подчеркнуть, что происхождение их теснейшим образом связано с процессами ассимиляции кровли в том смысле, как это понимал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Приуроченность габбровых пород, диоритов и кварцевых диоритов к зонам эндоконтактов с карбонатными породами, их фациальная связь с гранитами, обилие меланократовых ксенолитов подтверждают этот вывод. Однако не следует приравнивать процесс образования палеозойских гранитоидов Монголо-Охотской геосинклинальной системы к палингенезу. Палингенез можно привлекать для палеозойского этапа лишь в качестве гипотезы, объясняющей развитие процесса в первой его стадии. Вероятно, гранитная магма образовалась на определенной стадии развития рассматриваемой геосинклинальной системы в результате переплавления более древних осадочных пород, но в дальнейшем ходе геологической истории гранитная магма, возникшая на глубине таким путем, перемещалась в более высокие горизонты. Внедрение гранитной магмы, наряду с инъекционными и конкордантными контактами с вмещающими породами, привело к образова-

нию секущих контактов и апофиз, а также к возникновению роговиковых зон и мелкозернистых гранитов в приконтактовых частях массивов.

Упомянутые выше процессы ассимиляции происходили уже в конечную стадию внедрения гранитной магмы, завершающую образование складчатых структур. При этом происходило лишь частичное переплавление пород кровли, особенно карбонатных, ассимиляция которых и привела к разнообразию состава палеозойских глубинных пород.

Внедрение гранитной магмы, а также тектонические движения в среднем и верхнем палеозое обусловили общий региональный метаморфизм палеозойских отложений, проявившийся с различной степенью интенсивности в разных структурных зонах.

Имеющиеся геологические материалы показывают, что внедрение гранитной магмы герцинской стадии развития геосинклинальных структур западных районов Монголо-Охотского пояса происходило минимум в две крупные фазы в послениженекаменноугольное и допермское и в послепермское время.

Главная масса гранитных интрузивов в Восточном Забайкалье, как это отмечалось многими геологами, внедрилась в послекаменноугольное и допермское время. Об этом свидетельствует налегание пермских отложений на глубоко денудированную поверхность среднепалеозойских отложений и прорывающих их гранитов. Налегание пермских отложений на граниты отмечает Д. С. Соколов (1940) в Борзинском районе, В. Н. Козеренко (1956₁) и А. А. Локерман (1960) в Приаргунье, М. С. Нагибина (1950), А. П. Канищев (1958) и другие в Даурской геосинклинальной зоне.

Наиболее крупные гранитные массивы приурочены в западных частях Монголо-Охотской системы также к антиклинориям или зонам сочленения антиклинориев и синклинориев.

Особенно обильны гранитные интрузивы этого возраста в юго-западной части Монголо-Охотской системы, в Зачикойской тайге.

В северо-восточной части Монголо-Охотской системы, в Западном Приохотье, гранитоиды последевонского и нижнекаменноугольного возраста пользуются, наоборот, очень небольшим распространением. Небольшие массивы палеозойских гранитоидов приурочены здесь лишь к зоне сочленения Удско-Шантарского синклинория и Тукурингро-Джагдинского антиклинория и располагаются в краевой части протерозойской складчатой области Станового хребта и Джугджура за границей герцинской геосинклинальной зоны.

Послепермские гранитные интрузивы в Монголо-Охотской области распространены значительно меньше, чем гранитоиды послениженекаменноугольного возраста. Послепермские граниты имеются преимущественно в юго-западной части рассматриваемой области (в Зачикойской тайге и Восточном Забайкалье), где они прорывают пермские отложения, слагающие внутренние брахигеосинклинальные прогибы (Ононский и др.), наложенные на дислоцированные среднепалеозойские отложения Даурского синклинория и в прилегающих районах Восточной Монголии.

Послепермские гранитоиды выделяются здесь в самостоятельный так называемый кыринский и другие интрузивные комплексы.

В результате детальных исследований этих интрузий геологами Читинского геологического управления и ВСЕГЕИ (1959—1960 гг.) высказывается предположение, что среди послепермского интрузивного комплекса можно выделить две фазы внедрения гранитов — послениженепермскую и послеверхнепермскую.

Помимо отмеченных закономерностей в распределении интрузивных пород основного и кислого состава по времени их внедрения, следует отметить большую неравномерность распределения их в пространстве и приуроченности к определенным структурным зонам.

Так, например, интрузивные породы основного состава на протяжении

длительного времени в каледонский и герцинский этапы магматической деятельности внедрялись вдоль системы крупных сопряженных между собой глубинных разломов, проникающих в глубокие зоны земной коры до базальтового слоя и отделяющих краевые антиклинории Монголо-Охотской геосинклинальной системы от синклинориев внутренних зон. Такими разломами являлись Южно-Тукурингрский, Южно-Янканский, Южно-Борщевочный и Ингодино-Шилкинский. Вдоль Южно-Тукурингрского разлома в нижнем палеозое произошло внедрение основной магмы депского интрузивного комплекса. В среднем и верхнем палеозое вдоль Ингодино-Шилкинского, Южно-Борщевочного, Южно-Тукурингрского и сопряженных с ним более мелких разломов также происходило внедрение основной магмы — габбро, габбро-диабазов и габбро-норитов. Вдоль той же системы разломов наблюдалось проникновение магмы основного состава и образование небольших интрузивных тел габбро-диабазов, габбро и других пород даже и более молодого — мезозойского возраста. Мезозойские интрузивные тела основного состава приурочены к Южно-Тукурингрскому, Южно-Янканскому и Южно-Борщевочному разломам.

Кроме того, внедрение основных интрузивов герцинского этапа вдоль разломов в пределах крупных синклинориев Монголо-Охотской системы происходило в разное время — в более раннее, силурийское, в Зее-Селемджинской складчатой зоне и в более позднее, последевонское, в синклинориях внутренних частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы (в Верхне-Амурском, Центральном, Даурском и Удско-Шантарском).

Внедрение гранитоидов на ранней каледонской стадии развития геосинклинальных структур Монголо-Охотской системы происходило только в пределах растущих геоантиклинальных зон и крупных срединных массивов.

Внедрение гранитных интрузий герцинского этапа магматической деятельности, происшедшее в конечную стадию замыкания геосинклинальных структур, охватило более широкие пространства складчатой области не только в пределах антиклинориев, но и в зонах сочленения синклинориев и антиклинориев и в участках воздымания шарниров складчатых структур в пределах синклинориев.

Распределение гранитных интрузивов герцинского этапа по простиранию главных структурных зон Монголо-Охотской системы неравномерное, причем эта неравномерность выражается в чередовании достаточно протяженных участков, в пределах которых отсутствуют интрузии гранитоидов герцинского возраста, и участков, насыщенных гранитными интрузиями. Для объяснения такого явления некоторые авторы высказывали ряд предположений и гипотез. Например, Н. А. Беляевский и Л. И. Красный считали, что в «безинтрузивных участках» геосинклиналей гранитные интрузии находятся на глубине и не вскрыты эрозией. Л. И. Красный (1960₁) предположил, что гранитные массы просто мигрировали из Монголо-Охотской зоны в соседнюю к северу область хребтов Станового и Джугджура, насыщенную магматическими проявлениями, хотя причинная связь этих явлений, как отмечает сам автор, еще неизвестна. Для Западного Приохотья в пределах Удско-Шантарской геосинклинальной зоны, по его мнению, в верхнем палеозое должны были бы иметь место интрузии гранитоидов, но они не проявились. На стр. 102 своей работы Л. И. Красный (1960₁) пишет: «Процессы магматизма, которые в соответствии с установленными историко-геологическими закономерностями должны были бы иметь место в Западном Приохотье в последевонский (верхнепалеозойский) тектоно-магматический этап, проявились позднее в соседних синклинальных зонах (мезозойских прогибах.— *М. Н.*) в виде внедрения гранитоидов (нижнемелового.— *М. Н.*) удского комплекса. Таким образом, постепенно нараставшая в палеозое энергия процессов магматизма «разрядилась» в следующем (нижнемеловом.— *М. Н.*) этапе». Подобные закономерности, по мнению Л. И. Красного,

наблюдаются в Восточном Забайкалье и в других районах Северо-Востока (например, в Колымо-Индигирской области и др.).

Однако на основании анализа мощностей и морфологии структур среднепалеозойских отложений, а также взаимоотношений с ними гранитных интрузий мы приходим к другим выводам для объяснения неравномерности распределения гранитных масс по простиранию структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

В результате такого анализа выяснилось, что внедрение гранитных интрузий связано с определенными зонами проницаемости в пределах антиклинорных структур на границах синклинориев и антиклинориев, но, кроме того, и с особенностями морфологии и развития складчатых форм среднепалеозойского времени. Крупные геосинклинальные палеозойские структуры Монголо-Охотской системы, вытянутые на сотни километров, по простиранию испытывают значительные ундуляции главной оси геосинклинальных прогибов. Мощность среднепалеозойских отложений в геосинклинальных прогибах колеблется от 8—9 *км* в наиболее прогнутых частях до 4—6 *км* в участках воздымания шарниров складчатых структур. Наибольшее количество крупных интрузивных тел гранитоидов, имеющих форму, конкордантную по отношению к вмещающим складчатым структурам среднепалеозойского возраста, приурочено не только к зонам антиклинориев, но и к областям поднятия шарниров складчатых структур в синклинориях. Этими областями являются северо-восточная часть Центрального синклинория Восточного Забайкалья и Даурский синклинорий. Причем наиболее крупные гранитные массивы располагаются в краевых частях синклинориев, на склоне антиклинориев и в антиклинориях. Гранитные интрузивы среднепалеозойского возраста отсутствуют в наиболее прогнутых частях геосинклинальных зон, каковыми являются Центральная геосинклинальная зона Восточного Забайкалья в районе так называемого Агинского палеозойского поля и Удско-Шантарский синклинорий Западного Приохотья.

Большое количество гранитных интрузивов располагается также в зоне перегиба (изменения) простирания палеозойских складчатых структур с северо-восточного на северо-западное в верховьях Амура.

Приведенные описания проявлений интрузивной деятельности в различные стадии развития геосинклинальных структур, а также внедрение различного состава интрузий в определенные структурные зоны на протяжении длительного времени, примером чего является развитие Монголо-Охотской геосинклинальной системы, не согласуются с идеальной схемой развития магматического процесса в геосинклинальных областях, предложенной Г. Штилле для всех складчатых областей земного шара.

На разобранных выше примерах мы не видим резкого разрыва во времени и внезапной смены проявления начального симатического и синорогенного сиалического плутонизма. Напротив, наблюдается сложное сочетание во времени и в значительной мере разобщенное в пространстве проявление симатического и сиалического магматизма. В определенных структурных зонах, например в глубоких геосинклинальных прогибах, подводные излияния основного и кислого состава непрерывно чередуются в течение длительного времени — от нижнего до верхнего палеозоя, о чем красноречиво свидетельствуют многокилометровые толщи отложений, в составе которых существенную роль играют спилито-кератофировые и диабазово-порфировые формации.

Приведенные данные о развитии магматического процесса в Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системе также не согласуются со схемой геологического развития и магматической деятельности подвижных поясов, предложенной Ю. А. Билибиным (1955).

Отсюда следует, что изучение конкретных структурных связей проявления магматической деятельности во времени и пространстве в настоящее время является первоочередной задачей в различных геотектонических об-

ластях, выполнение которой значительно приблизит нас к установлению законов развития магматизма и тектонических форм.

Настоящая работа является одной из попыток установить такие конкретные структурно-магматические связи на примере развития крупной и сложно построенной Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системы.

До настоящего времени в упомянутых выше работах по магматизму различных районов Монголо-Охотской системы вопрос о связи геологической истории и эволюции палеозойского магматизма разбирался лишь в самой общей форме, вне конкретных связей проявления магматизма с развитием тектонических форм. Еще в 1950 г. И. В. Лучицкий писал (стр. 140): «Структура палеозойских отложений Восточного Забайкалья может быть представлена лишь в самых общих чертах в виде разорванного огромными гранитными телами синклинория, сложносмятого. Поэтому крайне трудно подметить какую-либо закономерную связь в распространении палеозойских изверженных горных пород и особенностей ее тектоники». Не дальше ушли в этом вопросе Г. Л. Падалка и Ю. П. Деньгин в своих работах по палеозойскому магматизму западных частей Монголо-Охотской системы, опубликованных в 1958 г. в трехтомном издании «Геологическое строение СССР».

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В пределах Монголо-Охотского пояса мезозойские интрузивные образования пользуются значительно меньшим распространением, чем описанные выше палеозойские интрузивные комплексы, и представлены преимущественно гранитоидами. Выделяя в 1926 г. Монголо-Охотский пояс «как закономерную зону распространения определенных элементов, приуроченных к гранитным интрузиям, залегающим в древней кристаллической свите», А. Е. Ферсман подчеркивал, что эти интрузии более молодого возраста, чем вмещающие породы, во всяком случае, моложе карбона. Значительно позже, уже в 30-е годы, было установлено, что распространение в пределах Монголо-Охотского пояса месторождений олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов и цветных камней, известных еще с прошлого века, связано преимущественно с самыми молодыми мезозойскими и верхнемезозойскими интрузиями гранитного и гранодиоритового состава. Естественно, что изучение этих интрузий привлекало внимание многих геологов, особенно в советский период, когда широко развернулись геологические исследования Восточной Сибири.

Изучение мезозойских интрузивных пород в пределах Монголо-Охотского пояса происходило неравномерно, преимущественно в районах различных месторождений Восточного и Западного Забайкалья, где за последние тридцать пять лет они детально исследовались В. А. Мелиоранским, О. Д. Левицким, С. С. Смирновым, Е. А. Радкевич, И. В. Лучицким, М. С. Нагибиной, А. Д. Зиновкиным, А. А. Арсеньевым, Е. А. Нечаевой, В. А. Заварицким, Е. И. Доломановой, А. А. Якжиным, Т. М. Дембо, О. Н. Белоусовой, В. Н. Козеренко, В. С. Кормилицыным, Н. И. Тихомировым, Н. В. Шталь, Г. Л. Падалкой, Д. М. Шилиным, Ю. П. Деньгиным, А. Д. Щегловым, В. В. Старченко, Н. А. Авдонцевым и многими другими.

Значительно меньше изучены мезозойские граниты восточных частей Монголо-Охотского пояса, в Верхнем Приамурье и в западном Приохотье. В последнем районе они впервые изучались Н. А. Раковым, А. А. Леонтовичем, Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемековым, В. Н. Мошкиным и др. Молодые граниты Верхнего Приамурья исследовались М. П. Материковым, Г. П. Воларовичем, М. И. Ициксоном, Н. И. Бабинцевым, М. С. Нагибиной, В. В. Онихимовским и др. Еще менее изучены мезозойские гранитоиды зарубежной части Монголо-Охотского пояса — Северного Дунбея, где во многих участках они впервые были выделены автором в 1957 г.

Сводной работы, посвященной мезозойским интрузиям всей зоны Монголо-Охотского пояса, до сих пор не появилось, хотя значение этих интрузий для выяснения закономерностей распределения рудных месторождений чрезвычайно велико. Неменьший интерес изучение мезозойских гранитных интрузий представляет и в теоретическом отношении, так как они резко отличаются по петрографическому составу и особенностям структуры, взаимоотношению с вмещающими породами, а также по своему структурному

положению от описанных выше палеозойских гранитных интрузий геосинклинального этапа развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Эти отличия мезозойских гранитоидов от крупных гранитных интрузивов палеозойского этапа развития структур рассматриваемой области неоднократно подчеркивались в предыдущих работах.

И. В. Лучицкий (1950) в сводной работе по вулканизму Восточного Забайкалья указывает, что «мезозойские интрузии этого района имеют достаточно отчетливо выраженный гипабиссальный характер». Большинство исследователей Восточного Забайкалья, в том числе и автор, считали, что геосинклинальный этап геологической истории Восточного Забайкалья закончился в мезозое. Соответственно с этим и внедрение мезозойских гранитоидов является завершающим актом геосинклинального развития.

В. Н. Козеренко (1956₁) попытался даже установить закономерность в размещении гранитных интрузий на фоне «умирающего в теле платформы» юрского геосинклинального овала Восточного Забайкалья. Он пришел к выводу, что крупные мезозойские гранитные массивы (Кукульбейский, Тургинский, Цаган-Олуевский и др.) приурочены к наиболее прогнутым центральным частям геосинклинального овала, а мелкие гипабиссальные тела — к периферическим частям овала, так называемой переходной зоне, где мощности юрских отложений сокращаются до 1—2 *км*. Однако даже при беглом взгляде на структурную схему Забайкалья, составленную В. Н. Козеренко (1956₁) видно, что эта закономерность не подтверждается, так как ведущим фактором в размещении мезозойских гранитоидов этого района являются не мощности юрских отложений, а крупные продольные и поперечные разломы, как ограничивающие юрский Восточно-Забайкальский прогиб, так и пересекающие юрские отложения внутри прогиба.

Новые материалы, полученные в 1950—1960 гг. в восточной части Монголо-Охотского пояса, в Восточном и Западном Забайкалье, а также на сопредельных территориях Станового хребта и Северного Китая, заставили автора пересмотреть изложенную выше точку зрения и прийти к выводу о том, что внедрение специфических мезозойских гранитных интрузий связано с новым мезозойским геотектоническим этапом развития структур Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов более древней допалеозойской складчатости. В связи с этим этапом происходила ревивация (от латинского слова revivatio — оживление) палеозойских и допалеозойских консолидированных складчатых областей, а также образование прогибов, сложенных мезозойскими морскими и континентальными отложениями моласcового типа, и разделяющих их поднятий древнего кристаллического палеозойского и допалеозойского основания. Эти представления были изложены автором в ряде статей (1958₁, 1960₁) и в докладах на Всесоюзных совещаниях в Ереване, 1960 г. и во Владивостоке в 1961 г., а также в специальной статье в соавторстве с Т. В. Молчановой (1961), посвященной структурному положению гранитоидов Монголо-Охотского пояса.

Ниже я остановлюсь на описании состава и структурного положения мезозойских гранитоидов на примере преимущественно восточных районов Монголо-Охотского пояса — Верхнего Приамурья и Северного Дунбея до сих пор не освещенных в литературе.

Мезозойские гранитоиды Верхнего Приамурья и Северного Дунбея образуют относительно небольшие (от 100—150 до 300—400 *км*^{2}) массивы и многочисленные более мелкие штоки и дайки. По составу они довольно разнообразны и представлены гранитами (биотит-роговообманковыми и аляскитовыми), гранодиоритами, диоритами, монцонитами, кварцевыми мангеритами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и различными сопровождающими их жильными породами — диорит-порфиритами, спессартитами, малхитами, вогезитами, кварцевыми порфирами и др., а также кварцевыми, кварцево-турмалиновыми, флюорит-кальцитовыми и эпидот-хлоритовыми жилами.

Мезозойские граниты и их жильные дериваты залегают не только среди осадочных или вулканогенных образований юрского и нижнемелового возраста в пределах крупных мезозойских прогибов, но и в более древних метаморфических породах докембрия и палеозоя, в поднятиях, разделяющих эти прогибы. Они располагаются вдоль крупных, длительно развивающихся продольных разломов или зон разломов северо-восточного простирания и более мелких поперечных разломов близкого к меридиональному и северо-западного простирания, а также в зонах их пересечения.

Наиболее крупные массивы мезозойских гранитов в Советском Приамурье располагаются вдоль границы Гонжинского выступа с Амуро-Зейским мезозойским прогибом, где они приурочены к крупным зонам разломов, ограничивающим Гонжинский выступ, а также к Приаргунской зоне разлома (Междуреченский и Цаган-Олуевский массивы). На китайской территории наиболее крупные массивы мезозойских гранитоидов располагаются вдоль разломов в зоне сочленения Приаргунского поднятия с крупным мезозойским прогибом Большого Хингана, а также в пределах Верхне-Ганьхинского поднятия, сложенного метаморфическими породами докембрия — нижнего палеозоя и палеозойскими гранитоидами.

Мезозойские интрузивы преимущественно дискордантны по отношению к вмещающим отложениям мезозоя и древним складчатым структурам. Значительно реже в пределах крупных мезозойских прогибов наблюдаются штоки, конкордантные брахиантиклинальным структурам верхнего мезозоя, и мелкие пластовые тела и дайки, залегающие среди мезозойских осадочных образований.

Сравнительно небольшие штоки и дайкообразные тела мезозойских гранитоидов располагаются в зоне Приаргунского поднятия домезозойского фундамента и в Зее-Селемджинской складчатой зоне.

Очень крупные массивы мезозойских гранитоидов, достигающие 5000—6000 $км^2$, описаны в последнее время М. Н. Петрусевичем и Л. И. Казик (1957), Ю. К. Дзевановским (1959), В. Н. Мошкиным и другими в зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса (Северо-Янканского и Северо-Удского), у подножия Станового хребта и в осевой части последнего, в области претерозойской складчатости.

Крупные интрузивные тела мезозойских гранитоидов располагаются в краевых частях Хингано-Буреинского срединного массива вдоль разломов, ограничивающих его с севера и северо-востока, а более мелкие дайки и штоки располагаются внутри массива вдоль разломов, пересекающих нижнепалеозойские гранитоиды и метаморфические породы нижнего палеозоя и докембрия. В западной антиклинорной части Хингано-Буреинского срединного массива, представлявшего в мезозое крупное сводовое поднятие, подобное Верхне-Ганьхинскому и поднятию Станового хребта, также располагаются крупные тела мезозойских гранитов (Мельгинский и другие массивы).

Учитывая весьма важную роль мезозойского магматизма в рудообразовании в пределах Монголо-Охотского пояса и прилегающих областей Монголии и Китая, мы несколько подробнее остановимся на описании мезозойских интрузивных пород.

ИНТРУЗИИ ГРАНИТОИДОВ В КРУПНЫХ МЕЗОЗОЙСКИХ ПРОГИБАХ

Мезозойские гранитные массивы в пределах крупных мезозойских прогибов расположены вдоль зон разломов, ограничивающих эти прогибы, или связаны с поперечными разломами, пересекающими их вкрест простирания.

Граниты Амуро-Зейского и Ольдойского прогибов

Мезозойские гранитные массивы и небольшие штоки в бассейне верхнего течения Амура располагаются вдоль северной границы Амурской части Амуро-Зейского юрско-мелового прогиба и Гонжинского выступа кристаллического фундамента, сложенного палеозойскими и более древними метаморфическими и интрузивными породами. К ним относятся Кераксий, Верхне-Буриндинский, Кутичинский и Тыгдинский массивы и многочисленные мелкие штоки и дайки. Наибольшее количество гипабиссальных гранитных массивов и штоков приурочено к разломам северо-восточного простирания, пересекающим юрские отложения по простиранию Ольдойского прогиба (Полосатинский массив, штоки Петровской горст-антиклинали и др.), а также пересекающим юрско-меловые отложения в пределах Амурской части Амуро-Зейского прогиба вкрест его простирания (Ускалинский, Бургалинский, Алминский, Мало-Ульдугичинский, Сиэргеньцихэйский и многие другие массивы).

В Зейской части Амуро-Зейского прогиба также известны многочисленные мезозойские гипабиссальные интрузивные тела, приуроченные к продольным разломам северо-восточного простирания. Они имеют форму штоков, пересекающих юрские и меловые угленосные отложения, или образуют удлиненные пластовой формы интрузивы и дайки, конкордантные простиранию вмещающих мезозойских отложений.

Некоторые крупные массивы рассматриваемой зоны мезозойских прогибов приурочены к участкам пересечения разломов северо-восточного простирания с меридиональными или субширотными разломами.

Кераксий массив. На границе северо-западной части Гонжинского выступа и южной окраины Кераксой синклинали, сложенной юрскими морскими отложениями, проходит крупный разлом северо-восточного простирания, к которому на правом берегу р. Керак приурочен гранитный массив того же названия. Он имеет форму, несколько вытянутую (19,5 × 10 *км*) параллельно разлому, и сложен крупнокристаллическими, разовато-серыми порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами и плагиогранитами, аналогичными порфировидным гранитам и адамеллитам Сретенского массива Восточного Забайкалья.

Вмещающими породами Кераксого массива служат юрские песчано-сланцевые отложения.

Розовато-серые биотит-роговообманковые граниты, слагающие Кераксий массив, представляют собой крупнокристаллические порфировидные породы. Они содержат идиоморфные вкрапленники розового микроклина, размером 2 × 6 *см*, расположенные среди серой крупнокристаллической основной массы, состоящей из светло-серых таблитчатых кристаллов плагиоклаза, дымчатого кварца, темноцветных минералов и более редких мелких зерен розового микроклина.

Порфировидные выделения микроклина с тончайшими пертитовыми вростками альбита имеют пойкилитовую структуру — содержат включения мелких зерен плагиоклаза и темноцветных минералов. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Преобладающими минералами основной массы являются кварц и плагиоклаз; в значительно меньшем количестве содержится микроклин, темноцветные минералы составляют около 15—20% и представлены биотитом и роговой обманкой. Биотит, обычно преобладающий над роговой обманкой, образует идиоморфные шестигранные кристаллы с плеохроизмом в зеленовато-коричневых тонах. Роговая обманка обыкновенная ярко-зеленая, образует идиоморфные и, реже, неправильной формы кристаллы, иногда в виде включений в биотите. Плагиоклаз (олигоклаз и олигоклаз-андезин) обычно идиоморфный, со слабо выраженной зональной структурой. Кварц и микроклин в основной массе ксеноморфны, последний так

же, как во вкрапленниках, содержит многочисленные мелкие пертитовые вростки. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и ортитом. Идиоморфные зерна апатита и магнетита образуют многочисленные включения в биотите и роговой обманке. Редкие зерна ортита, достигающие 0,25 *мм*, окрашены в красновато-бурые тона с отчетливым плеохроизмом. Вторичные изменения в центральной части массива ничтожны или совсем отсутствуют. Местами среди крупнозернистых порфировидных биотит-роговообманковых гранитов встречаются небольшие участки гранит-порфиров с микропегматитовой основной массой.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 1) порфировидные биотит-роговообманковые граниты Керакского массива близки к мезозойским порфировидным адамелитам Сретенского массива Восточного Забайкалья (Маслов и Зиновкин, 1940), отличаясь от них лишь несколько пониженным показателем кислотности *S* и немного повышенными значениями коэффициентов *b* и *c*. Они также очень близки к послеюрским биотит-роговообманковым гранитам Газимуро-Заводского района (Павловский и Лучицкий, 1940).

В области северного контакта крупнокристаллические биотит-роговообманковые граниты Керакского массива постепенно переходят в мелкокристаллические биотитовые гранит-порфиры с микропегматитовой или микрогранитной основной массой. Вкрапленники гранит-порфиров представлены идиоморфными кристаллами олигоклаза до 2—3 *мм* в длину и редкими оплавленными зернами кварца. В юго-восточной приконтактовой зоне распространены мелкокристаллические биотитовые граниты. В приконтактовых частях массива как гранит-порфиры, так и мелкозернистые граниты сильно изменены наложенными процессами грейзенизации (мусковитизации), серицитизации и хлоритизации.

Порфировидные граниты Керакского массива пересечены дайками спессартитов и роговообманковых порфиритов. В контакте с последними граниты милонитизированы, причем милонитизацией не затронуты жильные породы; по-видимому, их внедрение было связано с ослабленными зонами дробления в гранитах.

На правом склоне долины р. Ангарыч (правого притока р. Керак), близ северного контакта гранитов наблюдается ороговикование среднеюрских глинистых сланцев, которые содержат многочисленные новообразования мелких листочков лапчатого бурого биотита и местами имеют пятнистую структуру, обусловленную новообразованиями довольно крупных (до 2 *мм*) зерен полевых шпатов неправильной формы и ставролита. Новообразования полевых шпатов, имеющие неправильные лапчатые очертания, содержат многочисленные включения мелких листочков мусковита.

Вдоль юго-восточной окраины Гонжинского выступа и в пределах самого выступа располагаются небольшие массивы биотит-роговообманковых порфировидных мезозойских гранитов и большое количество штоков и даек гранит-порфиров, кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров, представляющих жильную серию последних.

Верхне-Буриндинский массив. К юго-востоку от Керакского массива, вдоль границы юго-западной части Гонжинского выступа и крупного мезозойского Амуро-Зейского прогиба, также располагается несколько гранитных массивов мезозойского возраста. Наиболее крупный из них Верхне-Буриндинский (не менее 5 *км* в поперечнике) находится в верховьях р. Буринды. В его южной части прослеживается активный контакт порфировидных гранитов с юрскими песчаниками и глинистыми сланцами.

Массив сложен серыми крупнокристаллическими порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами, состоящими из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаза), биотита, роговой обманки и акцессорных минералов — апатита, циркона и магнетита; вторичные минералы — хлорит, серицит и карбонат — присутствуют в ничтожном количе-

стве. Преобладающим минералом является олигоклаз, крупные (до 3—4 *см*) порфировидные выделения которого представлены идиоморфными кристаллами, нередко имеющими зональную структуру. Местами порфировидные выделения олигоклаза содержат мелкие включения биотита и роговой обманки и реже — кварца и калиевого полевого шпата. Основная масса гранитов имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из таблитчатых кристаллов олигоклаза (нередко зонального строения), зеленовато-бурого биотита, ярко-зеленой роговой обманки, образующих как идиоморфные кристаллы, так и неправильные зерна, а также кварца и калиевого полевого шпата.

В приконтактовой части крупнокристаллические порфировидные граниты переходят в более мелкокристаллические порфировидные граниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Вдоль южного контакта Верхне-Буриндинского массива вмещающие юрские песчаники, алевролиты и аргиллиты перекристаллизованы, местами превращены в роговики, сохраняющие первичную псаммитовую или алевролитовую структуру и слоистую текстуру. Цемент аркозовых песчаников и алевролитов в приконтактовой зоне нацело перекристаллизован и состоит из агрегата кварца и слюдистых минералов (биотита и мусковита), аргиллиты содержат новообразования мелких листочков бурого биотита лапчатой формы и зерна мелкокристаллического кварца. Местами аргиллиты и алевролиты содержат многочисленные новообразования актинолита и пересечены тончайшими кварцево-актинолитовыми прожилками.

В эндоконтакте Верхне-Буриндинского массива на расстоянии нескольких километров от него юрские песчаники и сланцы местами брекчированы и пересечены дайками и мелкими штоками гранодиорит-порфиров, кварцевых и роговообманковых порфиритов, очень близких по структуре и минералогическому составу к дайкам гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов приконтактовых частей массива; по-видимому, это жильная серия или апофизы гранитного массива. В контакте с гранодиорит-порфирами вмещающие породы сильно эпидотизированы.

В центральной части Верхне-Буриндинского массива выходят светло-желтые лейкократовые равномернозернистые биотитовые граниты аллотриоморфнозернистой структуры. Соотношение их с порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами не наблюдалось. Лейкократовые граниты, резко отличающиеся по минералогическому составу и по структуре, возможно являются более древними — палеозойскими гранитами краевой части Гонжинского выступа, которые были захвачены при внедрении верхнебуриндинских мезозойских гранитов.

Восточнее Верхне-Буриндинского массива, вдоль юго-западного края Гонжинского выступа, в верховьях рек Правой Буринды и Магдагачи, в окрестностях с. Малая Тыгда и других местах, располагается ряд мелких массивов мезозойских гранитоидов. По составу и структуре эти гранитоиды очень близки между собой и представлены порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами (Кутичинский, Тыгдинский и другие массивы).

Кутичинский массив расположен в среднем течении р. Кутичи (правого притока р. Магдагачи). Центральная часть массива сложена серыми неравномерно раскристаллизованными биотит-роговообманковыми гранитами со слабо выраженной порфировидной структурой. К периферии массива граниты становятся мелкокристаллическими и переходят в гранит-порфиры с прекрасно выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами светлого олигоклаза размером от 0,2 до 1 *см*.

Вторичные изменения в гранитах и гранит-порфирах отсутствуют, за исключением частичного замещения биотита хлоритом. Граниты Кутичинского массива прорывают более древние палеозойские гранитоиды вдоль зоны разлома. К той же зоне разлома приурочены многочисленные дайки

кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров и спессартитов, прорывающих палеозойские граниты.

Восточнее Кутичинского массива, вдоль той же южной окраины Гонжинского выступа домезозойского кристаллического фундамента и северного края Амурской части Амуро-Зейского прогиба, с системой северо-восточных поперечных разломов связано внедрение небольших гранитных массивов (до 2—3 *км* в поперечнике) и многочисленных мелких штоков и даек, сложенных биотит-роговообманковыми гранитами и жильными породами, близкими по составу гранитам Кутичинского массива.

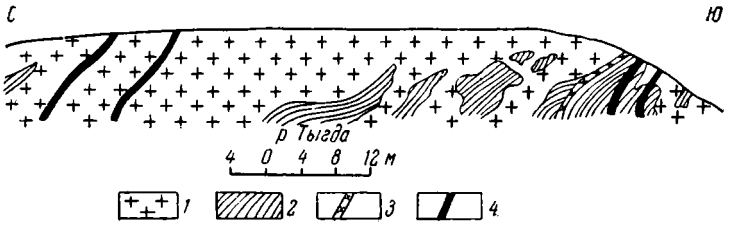
Самый крупный из этих массивов — Тыгдинский располагается в зоне перекрещивающихся разломов субширотного и северо-восточного простирания, ограничивающих Гонжинский выступ с юга и востока.

Тыгдинский гранитный массив располагается в краевой части крупного палеозойского гранитного массива, на границе Гонжинского выступа и Амуро-Зейского мезозойского прогиба, в окрестностях бывшего села Малая Тыгда. Центральная часть массива сложена серыми порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами с крупными (до 1,5 *см*) идиоморфными кристаллами олигоклаза во вкрапленниках, нередко с хорошо выраженным зональным строением. Основная масса гипидиоморфнозернистой структуры состоит из олигоклаза, кварца, зеленой роговой обманки, зеленовато-бурого биотита и калиевого полевого шпата. Количественные соотношения главных породообразующих минералов непостоянны, обычно преобладает олигоклаз, в значительном количестве содержатся темноцветные минералы. Содержание калиевого полевого шпата сильно колеблется, и поэтому в пределах Тыгдинского массива наблюдаются переходные разности от гранитов до гранодиоритов. Из акцессорных минералов содержатся крупные (до 0,5 *мм* в длину) кристаллы ортита и касситерита. Вторичные минералы — серицит и хлорит — присутствуют в ничтожном количестве. В краевых частях массива порфировидные граниты и гранодиориты переходят в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры.

В обнажениях левого берега р. Тыгды, близ с. Малая Тыгда, хорошо виден контакт порфировидных гранитов с песчано-сланцевыми отложениями верхнеюрского нижнемелового возраста, в которые порфировидные граниты проникают частично вдоль плоскостей напластования, частично с образованием секущих контактов. Близ контакта граниты буквально переполнены различного размера ксенолитами вмещающих песчаников и сланцев (фиг. 11). В контакте с гранитами осадочные породы сильно изменены и превращены в роговики с многочисленными новообразованиями бурого биотита и мусковита. В ксенолитах наблюдается более глубокая перекристаллизация мезозойских осадочных пород, глинистые сланцы переходят в кварцево-слюдяные сланцы, а в песчаниках происходят фельдшпатизация и новообразования слюд и роговой обманки. Новообразования калиевого полевого шпата и роговой обманки в ксенолитах имеют пойкилитовое строение и содержат включения мелких зерен кварца и других минералов. При перекристаллизации в ксенолитах местами почти утрачивается реликтовая псаммитовая структура.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры в контакте с мезозойскими осадочными породами грейзенизированы (плагиоклазы переполнены включениями мелких листочков мусковита, биотит замещен мусковитом и хлоритом), местами породы карбонатизированы. Порфировидные граниты Тыгдинского массива пересечены дайками гранодиорит-порфиров, мощностью 5—8 *м* и более, имеющих простирание СЗ 330° и падение на северо-восток под углом 80°. Кроме того, граниты пересечены тонкими (2—5 *см*) прожилками серого дымчатого кварца. Вблизи контакта с гранитным массивом вмещающие мезозойские осадочные породы пересечены жилами гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, содержащими зерна касситерита.

В верхнем течении Амура ряд массивов мезозойских гранитоидов расположается в пределах крупных мезозойских прогибов — Амуро-Зейского и Ольдойского. Массивы и штоки здесь связаны с разломами или зонами разломов, пересекающими мезозойские осадочные отложения и имеющими преимущественно северо-восточное простирание, а также с участками пересечения этих разломов, с поперечными разломами меридионального и северо-западного простирания.



Фиг. 11. Контакт порфировидных биотит-роговообманковых гранитов Тыгдинского массива с пресноводно-континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела. Обнажение на левом берегу р. Тыгды близ с. Малая Тыгда.

1 — порфировидные граниты; *2*— ороговикованные ксенолиты юрско-меловых песчано-сланцевых пород; *3* — кварцево-полевошпатовые жилы; *4*— кварцевые жилы

Гранитные массивы, расположенные вдоль ольгинской зоны разлома. Два небольших массива порфировидных гранитов приурочены к крупной Ольгинской зоне разлома северо-восточного простирания, обрамляющей с северо-запада горст-антиклиналь Петровского хребта, в ядре которой выходят палеозойские докембрийские метаморфические породы. Эта горст-антиклиналь разделяет Ольдойский и Амуро-Зейский мезозойские прогибы. Массивы порфировидных гранитов этой зоны были описаны И. В. Лучицким в 1949 г. Один из них располагается в северной части Петровского хребта, другой — в 20 *км* к северо-востоку по простиранию упомянутой выше зоны разлома, где слагает вершину так называемой Луковой горы (см. фиг. 89). Массивы эти имеют форму штоков от 2 до 5 *км* в поперечнике. Оба массива сложены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, содержащими небольшие (1—1,5 *см*) неправильно рассеянные порфировидные выделения калиевого полевого шпата, местами образующие скопления, в то время как другие участки породы почти лишены их.

В контактовой зоне Петровского массива, не превышающей 100 *м*, вмещающие юрские песчаники и глинистые сланцы биотитизированы, а непосредственно вблизи контакта содержат новообразования силлиманита. Вокруг массива Луковой горы контактовая зона вмещающих юрских пород, шириной до 0,5 *км*, рассечена густой сетью различно ориентированных даек гранит-порфиров, кварцевых порфиров и лампрофиров.

К юго-западу от Петровского массива, вдоль той же северо-восточной зоны разлома, в среднем течении р. Ульдугичи (левого притока р. Большой Невер), Т. О. Федоровым описаны небольшие интрузивные тела, сложенные меланократовыми гранитами и биотит-роговообманковыми гранодиоритами, прорывающими юрские песчано-сланцевые отложения.

К северу и югу от Луковой горы выходит ряд гранитных массивов, располагающихся совершенно точно на одной прямой линии субмеридионального направления.

К югу от Луковой горы располагается описанный выше Керакский массив и массивы Ускалинский, Бургалинский и Алминский, пересекающие юрские и нижнемеловые отложения Амуро-Зейского прогиба вкрест их простирания. К северу от Луковой горы, близ рудника Кировского,

располагается штокообразный гранодиоритовый массив, прорывающий древние кристаллические образования Янканского антиклинория. Он располагается вблизи крупной Южно-Янканской зоны разлома широтного простирания, проходящей вдоль северной границы Северного мезозойского прогиба, выполненного континентальными юрскими отложениями. Кировский массив расположен в зоне пересечения Южно-Янканского разлома с упомянутым поперечным разломом меридионального направления.

Полосатинский массив. К западу от северо-восточной зоны разлома, обрамляющей с северо-запада горст-антиклиналь Петровского хребта, почти параллельно ей, вдоль юго-восточного крыла Амазарской синклинали проходит вторая крупная зона разлома, пересекающая юрские и среднепалеозойские отложения. К этому разлому приурочен довольно крупный массив мезозойских гранитоидов площадью около 90 *км*^{2}. Небольшая часть массива, обнажающаяся на левом берегу Амура, близ устья падей Верхний, Средний и Нижний Полосатик, изучена мною в 1954 г., главная же часть массива, располагающаяся на китайской территории, описана Т. О. Федоровым в 1958 г. Массив сложен розовато-серыми порфировидными биотитовыми гранитами с вкрапленниками розового полевого шпата длиной до 2 *см*. В контакте с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями граниты становятся мелкокристаллическими и образуют небольшие послойные апофизы во вмещающих осадочных породах. Порфировые выделения представлены микроклином; плагиоклаз основной массы имеет идиоморфные очертания и отчетливо выраженную зональную структуру. По данным Т. О. Федорова, главная часть Полосатинского массива на китайской территории сложена среднезернистыми морионовыми биотитовыми гранитами, подчиненное распространение преимущественно в приконтактовых частях имеют порфировидные разновидности, а также аплитовидные граниты с пегматоидной структурой. Местами вдоль зоны разлома граниты этого массива отчетливо гнейсированы.

На левом и правом берегах Амура выше по течению и в долине Аргуни Т. О. Федоровым описано еще несколько более мелких гранитных массивов и штоков гранит-порфиров, прорывающих юрские отложения. Все они пространственно связаны с разломами, пересекающими мезозойские и более древние отложения.

В западной части Амуро-Зейский мезозойский прогиб пересечен системой крупных поперечных разломов северо-восточного простирания. К этим разломам местами приурочены гранитные массивы различной величины и формы, изученные автором (Ускалинский, Бургалинский и др.), а также Т. О. Федоровым (Мало-Ульдугичинский, Магдагачинский и др.).

Ускалинский массив мезозойских гранитов располагается к югу от Кераксого массива, в верховьях р. Ускали, левого притока р. Осежины, в северном крыле Амурской части Амуро-Зейского прогиба. Этот массив приурочен к крупной Албазинской северо-восточной зоне разлома и пересекает почти вкрест простирания нижне- и среднеюрские песчано-сланцевые отложения. Он имеет форму штока размером около 9 *км* в длину и 5—6 *км* в поперечнике.

Ускалинский массив сложен светло-серыми биотит-роговообманковыми гранитами с четко выраженной порфировидной структурой и гранит-порфирами, располагающимися в периферических приконтактовых частях. Граниты состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки, биотита и акцессорных минералов — сфена, циркона и апатита; вторичные минералы почти отсутствуют. Преобладающими являются полевые шпаты и кварц, темноцветные минералы содержатся в небольшом количестве, составляя не более 10—15% породы. Вкрапленники, представленные идиоморфными таблитчатыми кристаллами микроклина и плагиоклаза (олигоклаза), в центральной части массива достигают 1 *см* и более, а к периферии значительно уменьшаются, при этом порфировидные граниты

переходят в гранит-порфиры. Вкрапленники микроклина обладают характерной решетчатой структурой, местами переполнены тончайшими пертитовыми вростками альбита, нередко они имеют пойкилитовую структуру и содержат многочисленные включения мелких зерен кварца, таблитчатых кристаллов олигоклаза и единичные выделения темноцветных минералов. Вкрапленники олигоклаза, значительно меньших размеров (3—4 *мм*), имеют резкие идиоморфные очертания и нередко прекрасно выраженное зональное строение.

Основная масса состоит из более мелких кристаллов дымчатого кварца, микроклина, олигоклаза, роговой обманки и биотита, выполняющих промежутки между порфировыми выделениями микроклина и олигоклаза. Количественные соотношения между вкрапленниками и основной массой не постоянны, в одних разновидностях преобладают вкрапленники, в других — наоборот; последнее характерно для гранит-порфиров приконтактовой части массива. Преобладающим минералом основной массы является кварц, в подчиненном количестве присутствуют микроклин, олигоклаз, роговая обманка и биотит. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая.

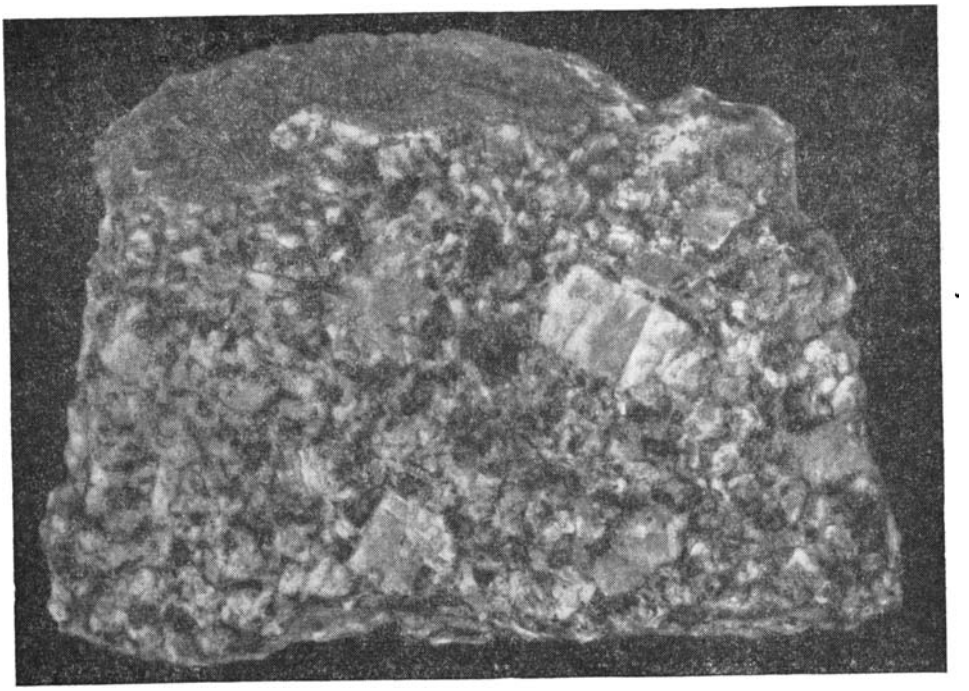
Роговая обманка образует идиоморфные кристаллы (до 1 *мм*), имеющие правильные поперечные сечения ромбической формы, нередко сдвойникованные. Роговая обманка обыкновенная, ярко-зеленая; угол угасания $c : Ng = 25°$. Биотит плеохроирует от темно-зеленого до лимонно-желтого. Кристаллы олигоклаза в основной массе сохраняют те же идиоморфные очертания, что и во вкрапленниках; микроклин и кварц — ксеноморфные. Мелкокристаллический совершенно прозрачный кварц часто выполняет промежутки между остальными минералами. Акцессорные минералы — сфен, апатит и циркон — образуют включения преимущественно в темноцветных минералах.

Биотит-роговообманковые граниты Ускалинского массива по химическому составу (см. табл. 13, анализ 2) очень близки к послесреднеюрским гранитам Борзинского района Восточного Забайкалья, слагающим массивы гор Белуха и Букука и хр. Кукульбей (Левицкий, 1939), а также к среднему составу биотитовых гранит-порфиров типа сан-францисских, по А. Н. Заварицкому, и отличаются от них лишь несколько повышенными коэффициентами *c* и *b*.

Контактовая зона гранитов с юрскими песчано-сланцевыми отложениями неровная; близ контакта граниты содержат ксенолиты сильно перекристаллизованных песчано-сланцевых пород. Отчетливо наблюдаются также и эндоконтактовые изменения гранитоидов, порфировидные граниты становятся более мелкозернистыми и переходят в гранит-порфировые разности.

Аргиллиты вблизи контакта приобретают пятнистую структуру за счет новообразований чешуек серицита, местами переходящих в мелкие листочки мусковита и тончайшие листочки биотита, образующие в породе гнездообразные скопления (пятна) неправильной формы. Непосредственно в контакте с гранитами аргиллиты и песчанистые сланцы переходят в роговики, содержащие многочисленные новообразования мелких листочков биотита лапчатой формы и мусковита. Местами в глинистых сланцах наблюдается окварцевание, образование линзовидных скоплений и тончайших прожилков мелкозернистого кварца. В песчаниках на контакте с гранитами наблюдается перекристаллизация глинистого цемента, также выражающаяся в новообразованиях многочисленных листочков мусковита и биотита, обычно более крупных, чем в глинистых сланцах. Такая же степень перекристаллизации остается и в ксенолитах песчаников. Указанные изменения во вмещающих породах происходят в сравнительно узкой полосе, прилегающей непосредственно к гранитному штоку, и уже на расстоянии нескольких десятков метров от контакта не наблюдаются.

Ускалинские гранитоиды, так же как и вмещающие мезозойские породы, пересечены серией даек спессартитов, роговообманковых порфиритов,



Фиг. 12. Порфировидный биотит-роговообманковый гранит Бургалинского массива. Нат. вел.

пироксеновых порфиритов, роговообманковых диорит-порфиритов и габбро-порфиритов. Плохая обнаженность не позволяет установить точные размеры и простирание этих даек.

Бургалинский массив, сложенный также порфировидными гранитами, расположен в северном крыле Амурского прогиба, в 15 *км* к югу от Ускалинского, в верховьях рек Большая и Малая Бургали (левых притоков Амура). Бургалинский массив имеет форму штока, несколько вытянутого в меридиональном направлении, размером 8 × 5 *км*. Он прорывает песчано-сланцевые и пирокластические отложения осежинской свиты (J_3— Cr_1) (см. фиг. 87) почти вкрест их простирания и приурочен к крупной поперечной зоне разлома северо-восточного направления, пересекающей мезозойские отложения у с. Бекетова и к северо-востоку от него.

Этот массив сложен светло-серыми крупнокристаллическими порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами с крупными порфировидными выделениями светло-серого и слабо-желтоватого полевого шпата таблитчатой формы и серым дымчатым кварцем в основной массе (фиг. 12).

Для Бургалинского массива, так же как для Ускалинского, характерным является однообразный состав слагающих их гранитоидов; в эндоконтактовой зоне наблюдаются лишь изменения в степени раскристаллизации. Граниты Бургалинского массива состоят из кварца, микроклина, олигоклаза, биотита и роговой обманки, акцессорных минералов — сфена, апатита, циркона и рудного минерала; вторичные — серицит. Порфировидные выделения, достигающие 2, реже 3 *см* в длину, представлены решетчатым микроклином, а более мелкие — олигоклазом, обычно зонального строения. Порфировидные выделения микроклина имеют правильную таблитчатую форму и переполнены тончайшими пертитовыми вростками альбита. Местами они содержат пойкилитовые вростки (фиг. 13) олигоклаза (идиоморфного с зональным строением), кварца, роговой обманки, биотита и, реже, сфена. В мелкокристаллических разновидностях порфировидных гранитоидов, распространенных в эндоконтактовой зоне, обычно преобладают

вкрапленники олигоклаза и в меньшем количестве — вкрапленники микроклина. Основную массу породы слагают более мелкие кристаллы кварца, микроклина, олигоклаза и темноцветных минералов, выполняющие промежутки между вкрапленниками полевых шпатов. Преобладающими минералами основной массы являются кварц и полевые шпаты. Количественные соотношения между вкрапленниками и основной массой не постоянны — в центральной части они почти равны, а к периферии основная масса преобладает над вкрапленниками. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая.

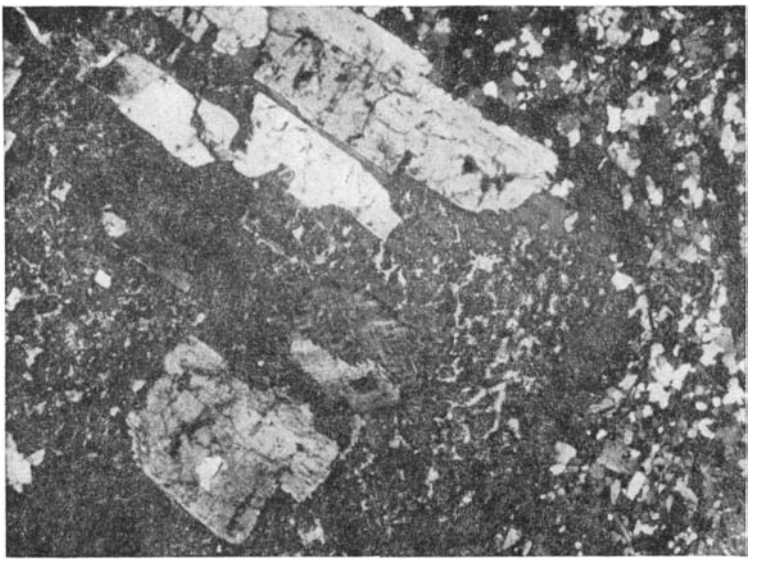
По химическому составу (см. табл. 13, анализ 3) эти граниты очень близки к биотит-роговообманковым гранитам Ускалинского массива, отличаясь от них лишь несколько повышенным значением *c* и *b* и пониженным значением коэффициента кислотности *S*. Близ южного контакта гранитов черные аргиллиты вмещающей толщи филлитизированы и окварцованы. В тонкозернистых песчаниках наблюдается полная перекристаллизация цемента с новообразованиями мелких листочков бурого биотита и мелкокристаллического кварца и серицита; при этом песчаники приобретают бластопсаммитовую структуру. Вдоль южного контакта массива местами наблюдаются брекчии порфировидных гранитов и филлитизированных сланцев, пронизанные кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами с включениями пирита. Перекристаллизация песчано-сланцевых и пирокластических отложений осежинской свиты наблюдается также и на северо-западном контакте массива. Возраст бургалинского гранита, определенный аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, оказался равным 115 млн. лет.

К востоку от Бургалинского массива, в долине р. Алмы (левого притока Амура), располагается такого же типа небольшой Алминский массив биотит-роговообманковых порфировидных гранитов. По материалам П.Н. Пономарева и других, Алминский и Бургалинский массивы разделены между собой полосой мезозойских осадочных пород шириной от 1 до 2 *км*, которая протягивается вдоль всего водораздела в верхнем течении рек Большой Бургали и Алмы; причем в верхней части водораздела осадочные породы почти не изменены и в них сохранились многочисленные отпечатки юрско-меловой флоры. Размеры Алминского массива примерно те же, что и Бургалинского. Вероятно, на глубине они соединяются вместе и представляют собой единое интрузивное тело.

Мало-Ульдугичинский массив располагается к северу от с. Толбузино, в среднем течении р. Малой Ульдугичи, левого притока р. Буринды. По данным Т. О. Федорова, этот небольшой массив мезозойских гранитоидов имеет сильно вытянутую в северо-восточном направлении форму (длина его около 10 *км* при ширине не более 2—3 *км*). Он приурочен к разлому северо-восточного простирания, сопряженному с системой поперечных разломов Толбузинской группы, пересекающему как верхнеюрские отложения Амуро-Зейского прогиба, так и палеозойские гранитоиды юго-западной окраины Гонжинского выступа. Массив сложен среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами, состав которых меняется в зависимости от количества темноцветных минералов; наблюдаются все переходы от лейкократовых разновидностей до гранодиоритов. В приконтактовой зоне граниты переходят в гранодиориты и диориты, по-видимому, за счет ассимиляции вмещающих юрских песчаников с карбонатным цементом. Сами песчаники ороговикованы и содержат новообразования биотита.

Сиэргеньцихэйский массив. На правобережье Амура юрские и нижнемеловые отложения юго-западного крыла Амуро-Зейского прогиба, так же как и на территории Советского Союза, пересечены многочисленными разломами северо-восточного и меридионального простирания, к которым приурочены сравнительно небольшие гранитные массивы, описанные Т. О. Федоровым.

Наиболее крупный из них — Сиэргеньцихэйский, площадью около 150 *км*^{2}, располагается на правом берегу р. Сиэргеньцихэ и сложен средне-



Фиг. 13. Порфировидный биотит-роговообманковый гранит. Увел. 20

зернистыми порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами, порфировидные выделения которых представлены идиоморфными кристаллами (до 2 *см*) микроклин-пертита, обычно содержащими пойкилитовые включения плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки. Отдельные кристаллы плагиоклаза имеют зональную структуру. Роговая обманка окрашена в сине-зеленые тона, $c : Ng = 26°$. В эндоконтакте граниты становятся мелкозернистыми и переходят в гранит-порфиры и аплитовидные граниты. Последние образуют небольшие апофизы во вмещающих юрских песчаниках и сланцах, которые в контакте с гранитами метаморфизованы. Зона контактовых изменений вокруг Сиэргеньцихэйского массива расширяется к югу, достигая 1,5 *км*. Песчаники и сланцы в этой зоне ороговикованы и содержат новообразования биотита и реже роговой обманки. Вдоль северного контакта с гранитами песчаники сильно катаклазированы. Вокруг массива располагаются дайки гранит-порфиров, пересекающих мезозойские песчаники и алевролиты. В 3 *км* к востоку от Сиэргеньцихэйского массива находится другой небольшой массив порфировидных гранитов, в контакте с которым вмещающие его песчаники и аргиллиты ороговикованы, мусковитизированы и биотитизированы.

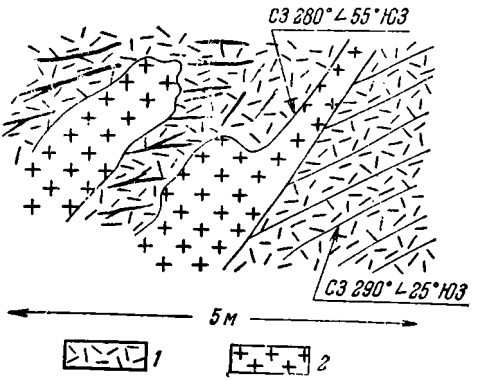
Граниты и монцониты окрестностей с. Черняево. На правом берегу Амура, к югу от с. Черняево, расположен небольшой (до 1 *км*) гранитный массив, приуроченный, по данным Т. О. Федорова, к меридиональной зоне разлома, пересекающей верхнеюрские и нижнемеловые песчаники и аргиллиты. Центральная часть массива сложена роговообманково-биотитовыми гранитами с порфировидной структурой, в которых вкрапленники представлены розовым калиевым полевым шпатом и более мелкими идиоморфными зернами плагиоклаза с зональной структурой. Вмещающие породы верхней юры и нижнего мела в контакте с гранитами ороговикованы и биотитизированы.

Вблизи массива, в 3 *км* к западу от с. Черняево, на левом берегу Амура расположена дайка сильно ожелезненных темно-серых мелкозернистых порфировидных монцонитов с хорошо выраженной скорлуповатой отдельностью. Вкрапленники представлены авгитом и андезином; в основной массе

содержатся калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, пироксен и красновато-бурый биотит.

Небольшие штоки аналогичных монцонитов располагаются в той же зоне разлома на правобережье Амура, в 3 *км* к западу от пос. Лаоцяцунь, в долине р. Фулахань. Т. О. Федоров считает эти монцониты дифференциатами той же гранитной магмы. По минералогическому составу монцониты близки к андезитам и, возможно, являются корнями верхнемеловых андезитовых покровов, широко распространенных в окрестностях с. Черняево и связанных с той же системой разломов.

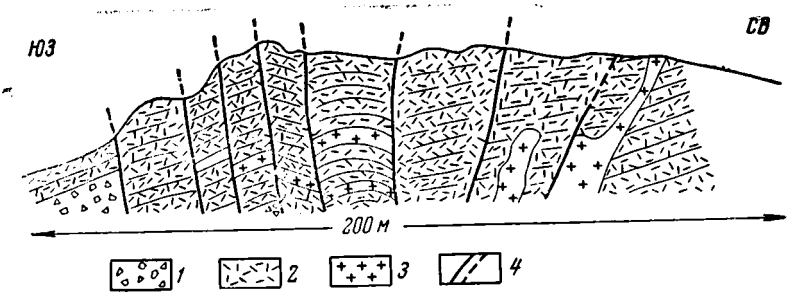
Невенские биотитовые гранодиорит-порфиры. На правом берегу р. Невен (левого притока р. Осежины) толща мелкогалечных конгломератов, песчаников, кислых пепловых туфов и туффитов осежинской свиты (J_3—Cr_1) пересечена многочисленными сбросами северо-восточного простирания. Местами вдоль разломов здесь наблюдаются небольшие интрузивные тела — пластовые и секущие жилы серых биотитовых гранодиорит-порфиров мощностью от 1 *см* до 1,5 *м* (фиг. 14, 15). По внешнему виду они близки к мелкокристаллическим разновидностям гранодиорит-порфиров приконтактовых зон или жильных образований гранитных массивов, описанных выше. Биотитовые гранодиорит-порфиры содержат многочисленные таблитчатые вкрапленники светлого, местами слабозонального андезина (№ 35—37) размером до 4 *мм* и биотита, по размерам лишь немного уступающего плагиоклазу. Биотит плеохроирует от темно-бурого по *Ng* до коричневато-бурого по *Np*.



Фиг. 14. Жилы гранодиорит-порфиров, пересекающих вулканогенные породы осежинской свиты. Обнажение на правом берегу р. Невен.

1 — пепловые туфы и фельзиты (J_3 — Cr_1); *2* — гранодиорит-порфир

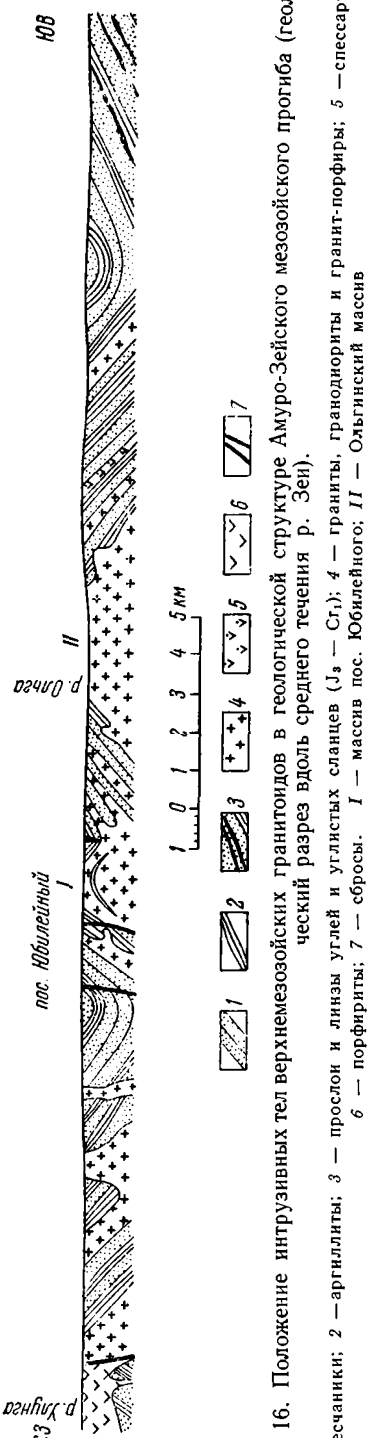
Вмещающие пирокластические породы непосредственно в контакте (5—7 *см*) с гранодиорит-порфирами обычно ороговикованы и заключают многочисленные новообразования мелких лапчатых листочков бурого биотита.



Фиг. 15. Обнажение на правом берегу р. Невен.

1 — конгломератовые туфы; *2* — пепловые туфы (J_3 — Cr_1); *3* — гранодиорит-порфиры; *4* — ступенчатые сбросы

Гранитоиды пос. Юбилейного. В восточной части крупного Амуро-Зейского прогиба, огибающего с востока Гонжинский выступ, располагаются многочисленные мелкие интрузивные тела гранитов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, пронизывающие юрские и нижнемеловые угленосные отложения. Они имеют форму небольших штокообразных массивов (до 4 *км*),



Фиг. 16. Положение интрузивных тел верхнемезозойских гранитоидов в геологической структуре Амуро-Зейского мезозойского прогиба (геологический разрез вдоль среднего течения р. Зеи).

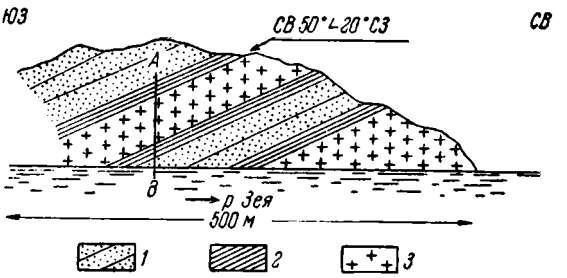
1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — прослои и линзы углей и углистых сланцев ($J_3 - Cr_1$); *4* — граниты, гранодиориты и гранит-порфиры; *5* — спессартиты; *6* — порфириты; *7* — сбросы. *I* — массив пос. Юбилейного; *II* — Ольгинский массив

конкордантных по отношению к складчатым структурам вмещающих отложений, и многочисленных секущих и пластовых даек, мощностью от 1—1,5 до нескольких десятков и сотен метров, обычно сопровождающих более крупные массивы. Гранитные массивы располагаются примерно в центральной части Амуро-Зейского прогиба и местами приурочены к ядрам брахиантиклинальных складок верхнеюрских — нижнемеловых отложений. В береговых обнажениях среднего течения р. Зеи и в долине ее крупного левого притока р. Деп можно хорошо видеть форму и взаимоотношение интрузивных тел с вмещающими угленосными отложениями. В районе пос. Юбилейного известно несколько штокообразных массивов гранитов и гранодиоритов. На левом берегу Зеи, против пос. Юбилейного, песчано-сланцевые отложения верхнего мезозоя прорваны небольшим (около 1,5 *км* в поперечнике) массивом кварцевых диоритов с хорошо выраженной порфировидной структурой. Северо-западный контакт массива, падающий на северо-запад довольно круто, под углом 40—50°, проходит близ зоны сильно раздробленных и трещиноватых черных глинистых и песчанистых сланцев. Юго-восточный контакт с песчано-сланцевыми отложениями падает на юго-восток более полого, под углом 30—40°, и обнажен значительно хуже. Мезозойские песчаники и сланцы здесь также пересечены сбросами небольшой амплитуды. В эндоконтактовой зоне массива отчетливо видно, как с изменением степени раскристаллизации кварцевые диориты переходят в кварцевые диорит-порфириты.

В приконтактовой части кварцевых диоритов наблюдаются многочисленные мелкие, беспорядочно расположенные ксенолиты черных глинистых сланцев, превращенных в роговики; в апикальной части отмечаются более мощные пачки ороговикованных глинистых сланцев, простирание слоев в которых совпадает с простиранием слоев вмещающих сланцев. Они образуют выпуклость в форме антиклинального свода (фиг. 16) параллельно изгибу поверхности массива. Таким образом, массив кварцевых диоритов у пос. Юбилейного приурочен к ядру сравнительно небольшой антиклинальной складки Амуро-Зейского прогиба, осложненной на крыльях разрывами. Форма этого массива очень напоминает форму гранитного штока, носящего название Богова утеса, расположенного около ст. Оло-

вянной и прорывающего юрские морские отложения Восточно-Забайкальского прогиба.

Порфировидные кварцевые диориты Юбилейного — это серые и зеленовато-серые породы с хорошо выраженной порфировидной структурой. Порфировидные выделения принадлежат плагиоклазу (андезину), кварцу, биотиту и роговой обманке; количество их в центральной части массива настолько велико, что они по объему преобладают над основной мелкокристаллической массой. Подавляющее большинство вкрапленников принадлежит идиоморфным кристаллам плагиоклаза (кислому андезину) размером до 5—7 *мм*. Вкрапленники кварца имеют неправильно оплавленные контуры, совершенно прозрачны и равномерно угасают. Вкрапленники биотита довольно многочисленны, представлены мелкими идиоморфными, реже, неправильной формы листочками, обычно целиком замещенными зеленоватым хлоритом (пеннином) и кальцитом; отдельные вкрапленники биотита переполнены включениями игольчатого сагенита. Вкрапленники роговой обманки редки и присутствуют в кварцевых диоритах периферической части массива, где обычно нацело замещены хлоритом и кальцитом. Основная масса породы состоит из мелкокристаллического плагиоклаза и агрегата вторичных минералов — серицита, хлорита и кальцита. Для кварцевых диоритов Юбилейного вообще характерны интенсивные вторичные изменения, особенно проявляющиеся в приконтактовой части, где породообразующие минералы нацело замещены вторичными минералами, и о первичном составе породы можно судить лишь по реликтовой структуре. Из второстепенных минералов присутствуют апатит и сульфиды (пирит).



Фиг. 17. Пластовые дайки кварцевого диорит-порфирита в песчано-сланцевых отложениях (I_3—Cr_1) левого берега р. Зеи.

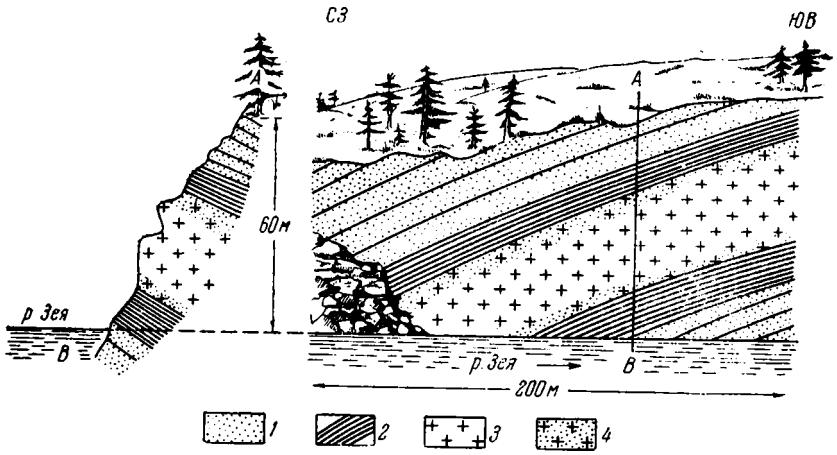
1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — кварцевый диорит-порфирит

К юго-востоку от кварцевых диоритов Юбилейного во вмещающей песчано-сланцевой толще (J_3 — Cr_1) заключена серия пластовых даек кварцевых диорит-порфиритов мощностью не более 30 *м*; в береговых обнажениях р. Зеи можно наблюдать непосредственно их оба контакта (фиг. 17, 18). По минералогическому составу и структуре пластовые дайки очень близки к кварцевым диоритам Юбилейного.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 6) кварцевый диорит-порфирит с р. Зеи близок к среднему составу кварцевых диоритов по Дели. Из изверженных пород Монголо-Охотского пояса он очень близок к верхнемезозойским кварцевым диоритам, описанным В. П. Масловым и А. Д. Зиновкиным (1940) из долины р. Унды (Восточное Забайкалье). Числовая характеристика кварцевых диоритов следующая: $a = 10/3$; $c = 7{,}7$; $b = 17{,}5$; $S = 64{,}5$; $f' = 45{,}9$; $m' = 45{,}0$; $c' = 9{,}1$; $n = 77{,}4$. Кварцевый диорит-порфирит сходен с верхнеюрскими порфиритами, описанными Т. М. Дембо из долины р. Унды. Числовая характеристика последних следующая: $a = 10{,}7$; $c = 3{,}0$; $b = 18{,}6$; $S = 67{,}7$; $f' = 34{,}2$; $m' = 50{,}9$; $a' = 14{,}9$; $n = 64{,}2$.

В пластовых дайках кварцевых диорит-порфиритов обычно четко выражена эндоконтактовая зона, не превышающая 0,5 *м*; непосредственно в контакте с мезозойскими сланцами диорит-порфириты становятся микрокристаллическими и даже стекловатыми. Глинистые сланцы в контакте с дио-

рит-порфиритами слабо ороговикованы и серицитизированы и содержат новообразования отдельных мелких листочков мусковита и мелких зерен эпидота и кальцита. В 0,5 *м* от контакта в песчанистых сланцах наблюдается слабая перекристаллизация, они приобретают пятнистую структуру, обусловленную наличием многочисленных гнездообразных скоплений мелкокристаллического кальцита, пересечены мелкими жилками хлорита (пеннина) и кальцита с включениями зерен пирита и новообразований эпидота.



Фиг. 18. Пластовая дайка кварцевого диорит-порфирита в песчано-сланцевых отложениях (J_3 — Cr_1) на левом берегу р. Зеи близ пос. Юбилейного.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — кварцевый диорит-порфирит; *4* — стекловатый диорит-порфирит

Глинистый цемент конгломератов в контакте с дайками переходит в хлоритовый. Дайки кварцевых диорит-порфиритов, расположенные к югу от массива Юбилейного, по составу и характеру вторичных изменений почти не отличимы от кварцевых диоритов самого массива. Лишь в более удаленных от массива дайках возрастает количество вкрапленников роговой обманки при том же составе основной массы. Указанные признаки, а также непосредственная территориальная близость с массивом порфировидных кварцевых диоритов пос. Юбилейного не оставляют сомнения в том, что эти дайки генетически тесно с ним связаны и представляют собой его апофизы. К северу от пос. Юбилейного кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры образуют также ряд секущих и пластовых тел различной величины — от десятков до нескольких сотен метров в поперечнике. Эти дайки располагаются вдоль крыльев крупной синклинальной складки, осложненной сбросами небольшой амплитуды. На правом берегу р. Зеи близ пос. Юбилейного хорошо обнажен юго-восточный контакт одной из таких даек диорит-порфиритов с черными глинистыми сланцами и песчаниками верхнего мезозоя. Дайка диорит-порфирита имеет несколько десятков метров мощности и сечет здесь вмещающие породы под острым углом к слоистости. Падение контакта почти вертикальное, поверхность контакта неровная. От упомянутой дайки диорит-порфирита отходят небольшие, меньше 1 *м* в длину, апофизы, проникающие по слоистости в песчано-сланцевые отложения. Контакт дайки и сланцев проходит близ зоны разлома, в которой сланцы сильно раздроблены.

Секущие и пластовые дайки в мезозойской песчано-сланцевой толще севернее пос. Юбилейного, примерно у устья р. Улунги, несколько отличаются по составу от даек, описанных выше, и относятся к более кислым разностям гранодиорит-порфиров. В их состав входят: плагиоклаз, роговая

обманка, биотит, кварц и калиевый полевой шпат; акцессорные минералы — сфен, апатит и пирит; вторичные минералы — серицит, мусковит, хлорит, кальцит и эпидот. Вкрапленники в подавляющем большинстве представлены плагиоклазом (олигоклазом), реже кварцем, роговой обманкой и биотитом. Вкрапленники плагиоклаза идиоморфны, местами имеют четко выраженную зональную структуру, обычно слабо серицитизированы и содержат включения мелких зерен кальцита, эпидота и листочков мусковита. Основная масса микрогранитовой структуры состоит из кварца, калиевого полевого шпата и более идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Близ контакта с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями она становится микрокристаллической и даже стекловатой.

В биотит-роговообманковых гранодиорит-порфирах, расположенных близ устья р. Улунги, вторичные изменения почти отсутствуют, наблюдается только слабая серицитизация плагиоклаза и частичное замещение биотита хлоритом по трещинкам спайности; иногда в породе встречаются мелкие зерна кальцита и эпидота, и лишь в приконтактовых частях содержание вторичных минералов возрастает. В дайках гранодиорит-порфиров, расположенных южнее (у массива Юбилейного), вторичные изменения весьма интенсивны: цветные минералы — биотит и роговая обманка — целиком или почти целиком замещены хлоритом (пеннином), кальцитом и эпидотом, фенокристаллы плагиоклаза сильно серицитизированы, а в основной массе породы содержатся многочисленные гнездообразные скопления кальцита и хлорита с включениями кристалликов пирита.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 7) гранодиорит-порфиры с р. Зеи очень близки к описанным выше биотит-роговообманковым порфировидным гранитам Ускалинского и Бургалинского массивов.

В биотит-роговообманковых гранит-порфирах близ контакта с осадочными породами у устья р. Улунги содержатся ксенолиты вмещающих песчано-сланцевых пород мезозоя. Глинистые сланцы в них перекристаллизованы, имеют типичную мелкокристаллическую роговиковую структуру и переполнены новообразованиями мелких зеленовато-бурых листочков биотита.

Вдоль северо-западного края Амуро-Зейского прогиба, на правом берегу р. Зеи, между устьями рек Уркан и Улунга, мезозойские отложения также пронизаны пластовыми дайками кварцевых диорит-порфиритов (мощностью до 8 *м*), чрезвычайно близких по составу кварцевым диорит-порфиритам массива Юбилейного.

Ольгинский массив. К юго-востоку от пос. Юбилейного, в долине Зеи, близ устья р. Ольги, находится второй крупный (около 5 *км*) штокообразный массив гранитоидов, прорывающих верхнемезозойские (J_3— Cr_1) отложения. Он приурочен к ядру Ольгинской брахиантиклинали северо-восточного простирания, сложенной песчано-сланцевыми отложениями верхнеюрского — нижнемелового возраста. Падение слоев вмещающих пород близ северо-западного контакта массива на северо-запад под углом 20°, близ юго-восточного контакта — на юго-восток под углом 30°. Центральная часть массива сложена серыми мелкокристаллическими биотит-роговообманковыми гранитами со слабо выраженной порфировидной структурой, а периферическая — порфировидными биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. В северо-западной части массива, близ контакта с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями, в гранодиоритах заключены крупные ксенолиты, в значительной степени перекристаллизованных, превращенных в роговики юрско-меловых песчано-сланцевых пород. Близ контакта с гранитами мезозойские отложения прорваны пластовыми дайками гранодиорит-порфиров и спессартитов мощностью от 0,5 до 10 *м*.

Главная часть Ольгинского массива представлена светло-серыми мелкокристаллическими порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, кварцем, роговой

обманкой и биотитом. Основная масса состоит из кварца и калиевого полевого шпата и, в меньшем количестве, олигоклаза и темноцветных минералов. Из акцессорных минералов в породе присутствуют сфен, апатит, циркон и пирит; последний образует в основной массе многочисленные мелкие идиоморфные кристаллы. Вторичные минералы — серицит, хлорит и эпидот — играют ничтожную роль. Большинство порфировых выделений принадлежит плагиоклазу (олигоклазу), образующему крупные, до 6 *мм* в длину, идиоморфные кристаллы, почти не затронутые вторичными изменениями, нередко содержащие включения зеленой роговой обманки. Порфировые выделения кварца также крупные, неправильных очертаний, совершенно прозрачны и содержат включения роговой обманки. Порфировые выделения роговой обманки идиоморфны, реже неправильной формы, но по размерам значительно уступают таковым кварца и олигоклаза, не превышая 1—2 *мм*. Они представлены обыкновенной зеленой роговой обманкой, местами образующей двойниковые срастания и нередко содержащей включения апатита, сфена и рудного минерала. Порфировые выделения биотита в виде некрупных (1—2 *мм*) зеленовато-бурых листочков неправильной формы, частично замещены хлоритом. Основная аллотриоморфнозернистая масса выполняет промежутки между порфировидными выделениями.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 8) они очень близки к биотит-роговообманковым гранитам Бургалинского и Кераксского массивов и отличаются от них лишь повышенным значением коэффициента *c'*.

По направлению к периферическим частям массива ольгинские граниты становятся мелкозернистыми, кроме того, в них резко сокращается содержание кварца и калиевого полевого шпата и возрастает содержание плагиоклаза и темноцветных минералов, особенно роговой обманки, вследствие чего нормальные граниты переходят в плагиограниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, связанные между собой постепенными переходами. Для всех них характерны порфировые структуры, различающиеся между собой лишь степенью раскристаллизации.

Порфировидные гранодиориты краевой части массива содержат многочисленные порфировидные выделения светло-серого плагиоклаза (андезина) в виде идиоморфных кристаллов (до 3—4 *мм*) зонального строения, с повышением основности от периферии к центру кристалла. Вкрапленники обыкновенной зеленой роговой обманки значительно мельче, чем вкрапленники андезина, имеют идиоморфные очертания и местами переполнены включениями зеленовато-бурых листочков биотита и идиоморфных кристаллов магнетита. Основная масса породы аллотриоморфной структуры состоит из андезина, часто зонального, биотита и незначительного количества калиевого полевого шпата и кварца.

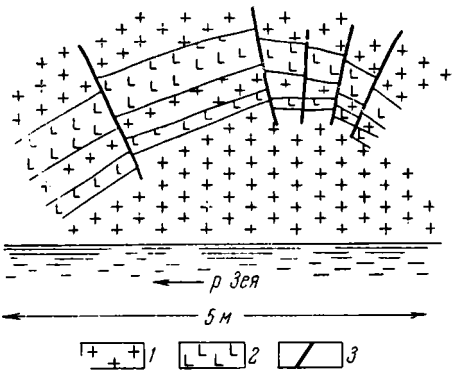
В приконтактовых частях массива гранодиориты переходят в гранодиорит-порфиры, характеризующиеся тем же минералогическим составом; повышается лишь содержание роговой обманки, наблюдается резко выраженная порфировая структура и основная масса становится микрокристаллической. Близ контакта с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями гранодиориты и гранодиорит-порфиры содержат их ксенолиты. В зоне эндоконтакта глинистые сланцы превращены в плотные биотитовые роговики с типичной роговиковой структурой, состоящие из мелкокристаллического кварца и многочисленных мелких чешуек зеленовато-бурого биотита. Ороговикованные песчаники в контакте с гранитоидами сохраняют реликтовую псаммитовую структуру, но цемент в них нацело перекристаллизован и превращен в агрегат мелкокристаллических зерен кварца и мелких листочков биотита; реже в цементе содержатся новообразования роговой обманки. Роговики и ороговикованные песчаники местами пересечены тончайшими жилами кварца и хлорита.

В центральной части массива отмечаются редкие маломощные (20—30 *см*) дайки плотных розовато-серых аплитов СЗ простирания 290° с паде-

нием на северо-восток под углом 45—50°. Местами жилы аплита разбиты системой ступенчатых сбросов северо-восточного направления, плоскости сбрасывателей которых расположены веерообразно (фиг. 19).

К северу и югу от Ольгинского массива, близ его контактов, наблюдаются секущие и пластовые дайки (до 10 *м*) гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров (см. фиг. 16) и темно-серых спессартитов с редкими удлиненными вкрапленниками светлого полевого шпата. Близость минералогического состава и некоторых особенностей структуры спессартитов и гранодиорит-порфиров, а также приуроченность даек спессартитов к приконтактовой зоне массива свидетельствуют о том, что эти породы являются его диасхистовыми жильными отщеплениями.

Простирание пластовых даек совпадает с простиранием вмещающих пород угленосной толщи (СВ 40°, падение на юго-восток под углом 25—30°), которая слагает юго-восточное крыло крупной Инжанской брахисинклинали. Зальбанды даек параллельны напластованию мезозойских отложений. Близ контакта с вмещающими породами гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры становятся микрокристаллическими и даже стекловатыми. Ширина полосы эндоконтактовых изменений невелика и измеряется несколькими сантиметрами.



Фиг. 19. Расположение веерообразных трещин смещения в центральной части Ольгинского массива на правом берегу р. Зеи.

1 — граниты Ольгинского массива; *2* — аплиты; *3* — трещины смещения (сбросы)

По составу и структуре гранодиорит-порфиры даек совершенно не отличаются от гранодиорит-порфиров приконтактовых частей массива. Для них также характерно резко выраженное зональное строение вкрапленников андезина и обильное содержание зеленой роговой обманки. Так же, как и гранитоиды массива, они почти не затронуты вторичными изменениями.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 9) гранодиорит-порфиры очень близки к гранодиорит-порфирам пос. Юбилейного (анализ 7) и к мезозойским порфировидным гранитам и кварцевым диоритам Запокровского и Донинского штоков Восточного Забайкалья (Козеренко, 1956_1).

Слабая перекристаллизаця глинистых сланцев наблюдается лишь в непосредственном контакте с гранодиорит-порфирами. В аргиллитах появляется пятнистая структура, обусловленная присутствием небольших, неправильной формы «пятен» мелкокристаллического кварца, неравномерно распределенных среди чрезвычайно тонкозернистой основной массы породы. При больших увеличениях в пятнистых сланцах различимы единичные новообразования мелчайших идиоморфных (шестиугольных) кристаллов биотита и мелких листочков мусковита. Мощность зоны перекристаллизации в лежачем боку дайки не превышает первых десятков сантиметров.

Сравнение химического состава аргиллитов из контакта с аргиллитами вдали от него показывает, что в контакте с дайкой гранодиорит-порфиров в аргиллитах наблюдается привнос Al_2O_3, FeO и MgO, а также некоторого количества CO_2, CaO и K_2O. Такое изменение химического состава аргиллитов в контакте с гранодиорит-порфирами находится в полном соответствии с отмеченными выше новообразованиями слюдистых минералов (биотита и мусковита) и карбонатизации осадочных пород.

Дайки гранит-порфиров, встречающиеся значительно реже даек гранодиорит-порфиров, представляют собой серые плотные породы с прекрасно выраженной порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены

идиоморфными кристаллами плагиоклаза (олигоклаза), кварца и бурого биотита (фиг. 20, 21). Основная масса состоит из микрокристаллических кварца и калиевого полевого шпата, с незначительным количеством вторичных минералов, образующих небольшие скопления в породе, по-видимому, замещающие вкрапленники роговой обманки. Большая близость минералогического состава, структуры и условий залегания пластовых даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и пород Ольгинского массива позволяет предполагать, что они произошли из одного магматического очага и весьма близки по возрасту.

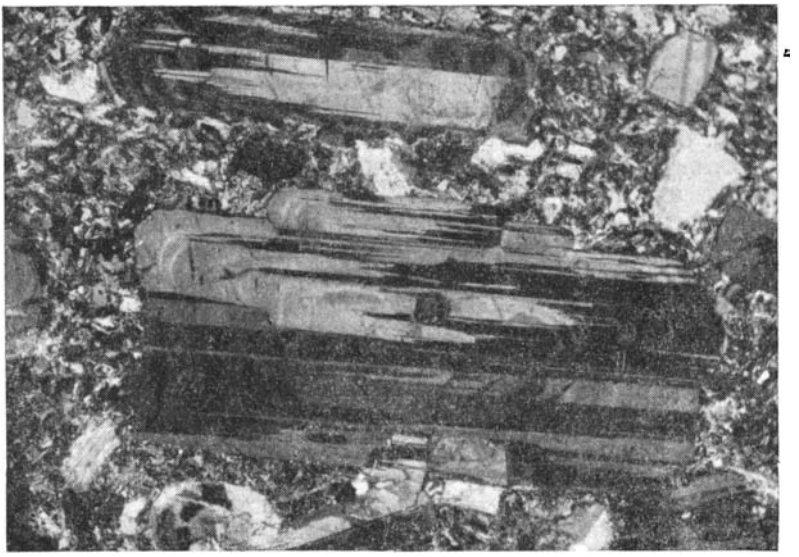
В угленосной верхнемезозойской толще вблизи описанных двух крупных массивов гранитоидов и тяготеющей к ним серии пластовых и секущих даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, помимо описанных контактовых изменений, наблюдается общий несколько повышенный метаморфизм осадочных пород по сравнению с нормальными мезозойскими отложениями, залегающими вдали от магматических пород.

Малые интрузивные тела северо-восточной и восточной частей Амуро-Зейского прогиба. К северо-востоку от р. Зеи, в северо-восточной части Амуро-Зейского прогиба, складчатые угленосные отложения верхнеюрского и нижнемелового возраста также пересечены многочисленными пластовыми дайками и, реже, секущими телами серых гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов. На водоразделе рек Деп и Зея, по простиранию оси прогиба, располагается несколько более крупных тел гранодиорит-порфиров. В верхнем течении ключа Ясного (левого притока Депа) и в долине р. Деп, близ устья Ясного, обнажается ряд таких тел гранодиорит-порфиров, прорывающих верхнемезозойские песчано-сланцевые отложения. Долина р. Деп пересекает некоторые из них вкрест простирания, так что в береговых обнажениях местами удается наблюдать их форму. Поперечный разрез одного из тел обнажается на правом берегу р. Деп, ниже устья р. Усы. Гранодиорит-порфиры здесь прорывают толщу почти горизонтально залегающих мезозойских грубозернистых аркозовых песчаников, содержащих мелкие линзы конгломератов. Тело гранодиорит-порфиров имеет форму асимметричного лакколита видимой мощности по горизонтали около 500 *м* (фиг. 22). Южный контакт лакколита с вмещающими породами круто падает на юг под углом 85°. Северный контакт имеет пологое падение на юг под углом 30°. Центральная часть его сложена серыми гранодиорит-порфирами с прекрасно выраженной порфировой структурой. В приконтактовой части гранодиорит-порфиры переходят в темно-серые плотные микрокристаллические кварцевые диорит-порфириты. И те и другие характеризуются одинаковым минералогическим составом и структурными особенностями и очень близки к кварцевым диорит-порфиритам пос. Юбилейного в долине р. Зеи, отличаясь от них лишь несколько повышенным содержанием лейст плагиоклаза в основной массе породы.

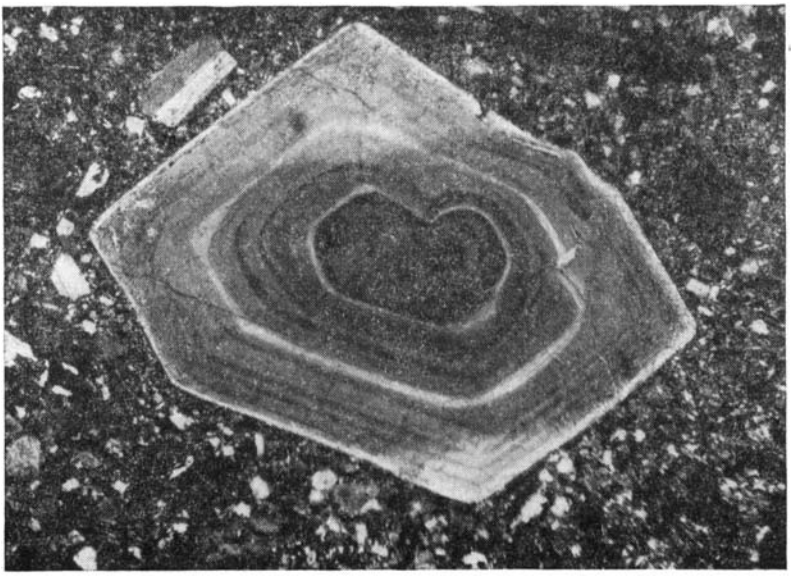
Ниже по течению р. Деп, у устья ключа Ельничного, находится более крупный (свыше 1,5 *км*) массив гранодиорит-порфиров, пересеченный жилами розовато-фиолетовых, фиолетовых и серых биотит-роговообманковых порфиритов, покровы которых залегают с обеих сторон Ельничного массива.

Мелкокристаллические серые гранодиорит-порфиры с прекрасно выраженной порфировой структурой по минералогическому составу и структуре совершенно аналогичны гранодиорит-порфирам, слагающим описанный лакколит, и отличаются от них лишь повышенным содержанием роговой обманки во вкрапленниках, отсутствием или ничтожным содержанием вкрапленников биотита и интенсивным проявлением вторичных процессов (вкрапленники андезина альбитизированы и содержат большое количество включений крупных зерен эпидота и цоизита).

В верховьях ключа Ясного верхнемезозойские песчано-сланцевые отложения пронизаны дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов и порфиритов. На правом склоне долины ключа Ясного, на



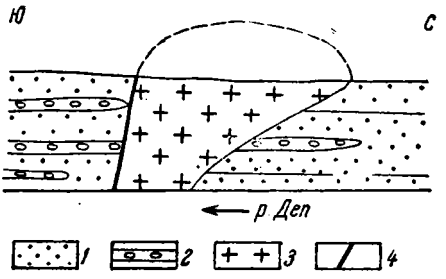
Фиг. 20. Гранодиорит-порфир. Увел. 30, с анализатором.



Фиг. 21. Гранодиорит-порфир. Увел. 20, с анализатором.

юго-восточном склоне Зейской горы, обнажаются серые мелкокристаллические биотит-роговообманковые плагиограниты, аналогичные таковым краевых частей Ольгинского гранитного массива.

Плагиограниты ключа Ясного имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Преобладающим минералом в них является плагиоклаз (олигоклаз-андезин), образующий идиоморфные кристаллы и нередко имеющий зональное строение; в значительном количестве присутствуют цветные минералы — биотит и роговая обманка, а кварц и калиевый полевой шпат содержатся в небольшом количестве. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и сульфиды. Вторичные изменения в плагиогранитах почти отсутствуют или проявлены в ничтожной степени (слабая серицитизация плагиоклаза, появление в породе единичных зерен эпидота, цоизита и чешуек хлорита) вблизи маломощных (до 5 *см*) кварцево-турмалиновых жил, пересекающих эти граниты.



Фиг. 22. Лакколит гранодиорит-порфира на правом берегу р. Зеи ниже устья р. Усы.

1 — песчаники (J_3 — Cr_1); *2* — конгломераты; *3* — гранодиорит-порфиры; *4* — разлом

Кварцево-турмалиновые жилы состоят из крупных зерен кварца, пронизанных веерообразными сростками кристаллов турмалина с резким плеохроизмом; окраска по *Ng* — темно-зеленая, по *Np* — розовато-желтая. В виде включений в турмалиновых жилах присутствуют сульфиды.

В верховьях ключа Ясного гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты и порфириты распространены более широко, чем плагиограниты.

По минералогическому составу и структуре гранодиорит-порфиры ключа Ясного совершенно аналогичны гранодиорит-порфирам среднего течения р. Зеи, но среди них имеются разновидности, отличающиеся своей структурой, интенсивностью, характером вторичных изменений и различной степенью раскристаллизации. Здесь распространены разновидности с микрогранитной структурой, наряду с которыми встречаются породы с микролитовой основной массой, а также целая гамма переходных разностей. Наблюдаются колебания в количественном соотношении между вкрапленниками и основной массой, а также между вкрапленниками тех или других породообразующих минералов. Обычно во вкрапленниках преобладает плагиоклаз. Содержание вкрапленников кварца и цветных минералов весьма непостоянно, чаще среди последних преобладает биотит. Из акцессорных минералов в них встречаются апатит и сульфиды.

Гранодиорит-порфиры ключа Ясного сильно изменены вторичными процессами; вкрапленники темноцветных минералов — биотита и роговой обманки, за редким исключением, полностью замещены хлоритом, эпидотом и цоизитом, а вкрапленники зонального плагиоклаза альбитизированы и нередко полностью замещены серицитом. Особенно интенсивны вторичные изменения вблизи кварцево-турмалиновых жил, пересекающих гранодиорит-порфиры.

Химический состав гранодиорит-порфиров Партизанского участка (см. табл. 13, анализ 10) близок к таковому послеюрских гранодиорит-порфиров Приаргунья Запокровского района (падь Малая Загольская и водораздел падей Каргантуй и Донинская Борзя; Козеренко, 1956[1]) и отличается от них лишь повышенным значением коэффициента *b* и несколько пониженным значением *a*.

В значительно меньшем количестве в верховьях ключа Ясного распространены кварцевые диорит-порфириты. Они очень близки к гранодиорит-пор-

фирам, с которыми связаны постепенными переходами, но отличаются от них основной массой, состоящей из мелких таблитчатых кристаллов плагиоклаза и незначительного количества кварца и темноцветных минералов.

На левом склоне долины ключа Ясного, в канавах Партизанского участка вскрыты зеленовато-серые плотные туфы гранодиорит-порфиров, обладающие пирокластической структурой. Они состоят из остроугольных обломков и, реже, идиоморфных кристаллов плагиоклаза, остроугольных, иногда оплавленных зерен кварца и темноцветных минералов. Обломки сцементированы микрокристаллической основной массой, состоящей из мелких кристаллов кварца и калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы полностью замещены эпидотом, хлоритом и турмалином. Зерна плагиоклаза альбитизированы и частично замещены эпидотом.

Туфы пересечены жилами серых гранодиорит-порфиров с прекрасно выраженной порфировой структурой и тонкими жилками турмалина; кроме того, в них наблюдаются гнездообразные скопления более крупных игольчатых кристаллов турмалина.

Кроме описанных разновидностей, в верховьях ключа Ясного встречаются роговообманковые порфириты — темные, зеленовато-серые плотные породы с редкими вкрапленниками темно-зеленой роговой обманки. Вкрапленники плагиоклаза в породе редки, они мелкие и почти целиком замещены серицитом. Основная масса порфиритов состоит из лейст плагиоклаза и удлиненных мелких кристаллов роговой обманки.

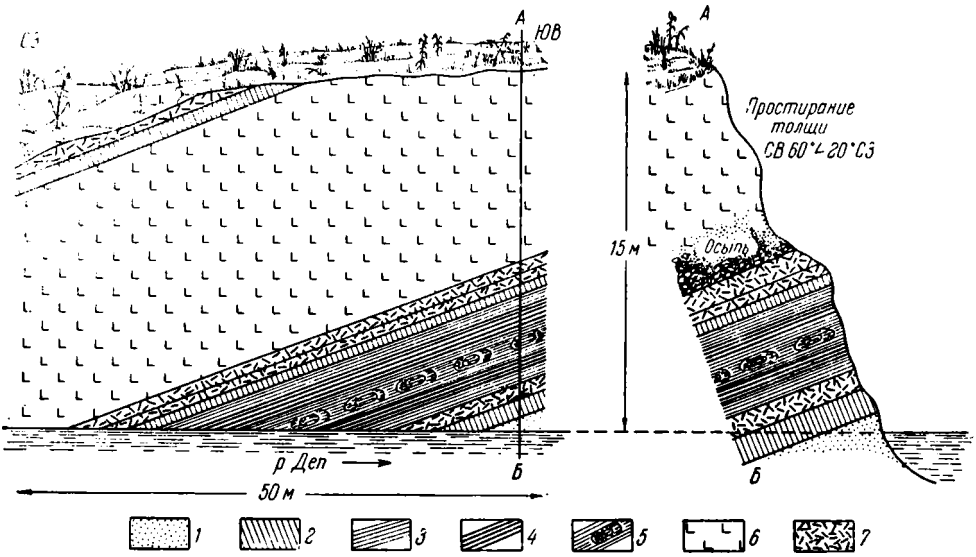
В различной степени раскристаллизованные гранодиорит-порфиры и связанные с ними постепенными переходами кварцевые диорит-порфириты в верховьях ключа Ясного образуют экструзивный комплекс, формирование которого происходило в результате многократных извержений магмы, о чем свидетельствуют жилы гранодиорит-порфиров, пересекающие туфы гранодиорит-порфиров.

Среди кварцево-турмалиновых пород в верховьях ключа Ясного наблюдается ряд разновидностей, различающихся по структурным взаимоотношениям минералов и реликтов структур вмещающих пород. Кварцево-турмалиновые породы образуются вдоль разломов и зон дробления, пересекающих как описанные выше гранодиорит-порфиры и их туфы, так и вмещающие песчано-сланцевые породы нижнего мела. Причем, помимо кварцево-турмалиновых пород, состоящих из неравномерно раскристаллизованного кварца и турмалина, среди которого располагаются неправильной формы гнезда и жеоды крупнокристаллических кварца и турмалина, образующего веерообразные и радиально-лучистые срастания, широко распространены кварцево-турмалиновые породы с реликтовой порфировой структурой.

Они состоят из основной массы мелкокристаллического кварца, в которой заключены порфировые выделения крупных зерен кварца округлых очертаний, подобные оплавленным вкрапленникам кварца, гранодиорит-порфиров, и агрегатные скопления мелкокристаллического турмалина. Очертания последних напоминают идиоморфные крупные порфировые выделения плагиоклаза и более мелкие порфировые выделения темноцветных минералов. Внешний облик кварцево-турмалиновых пород сохраняет первичную структуру гранодиорит-порфиров. Иногда вкрапленники, имеющие реликтовые очертания биотита или роговой обманки, замещены хлоритом или эпидотом и хлоритом, а порфировые выделения кварца местами содержат включения акцессорных минералов (апатита и др.). По-видимому, кварцево-турмалиновые породы с реликтовой порфировой структурой произошли за счет метасоматического замещения гранодиорит-порфиров под влиянием гидротермальных растворов.

Значительным распространением также пользуются кварцево-турмалиновые породы брекчиевидной структуры, состоящие из светлых обломков кварца различной величины и формы, сцементированных темно-зеленым турмалином

В области распространения описанных экструзивных пород и кварцево-турмалиновых жил в аллювии верховьев ключа Ясного разрабатывается богатая золотая россыпь, в которой найдены многочисленные плохо окатанные обломки кварца с самородным золотом и более крупные самородки золота, свидетельствующие о ничтожном расстоянии переноса от коренного месторождения, генетически связанного с плагиогранитами и гранодиорит-порфирами и сопровождающей их серией кварцево-турмалиновых пород.



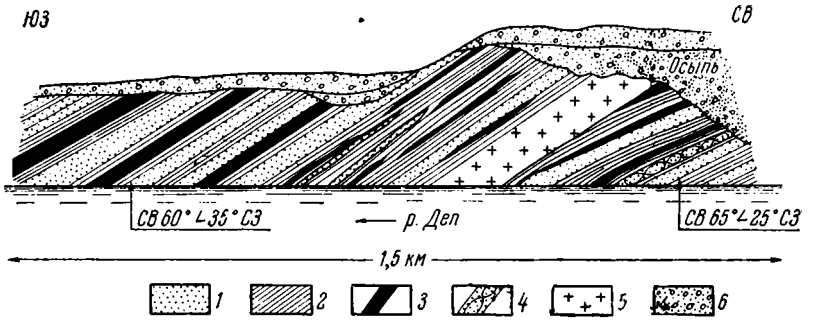
Фиг. 23. Пластовая дайка гранодиорит-порфира, прорывающая угленосные отложения (J_3 — Cr_1) на левом берегу р. Деп выше устья ключа Золотого.

1 — песчаники; *2* — туффиты; *3* — аргиллиты; *4* — углистые аргиллиты; *5* — конкреции в алевролитах; *6* — кислые пепловые туфы; *7* — гранодиорит-порфиры

В юго-восточной части Амуро-Зейского прогиба, ниже по течению р. Деп, верхнемезозойские песчано-сланцевые, пирокластические и угленосные отложения также прорваны гипабиссальными телами гранодиорит-порфиров (фиг. 23—25) и, реже, габбро-порфиритов. В долине р. Деп, в интервале между поселками Утесным и Угольным в крыле крупной синклинальной складки верхнемезозойские отложения пронизаны серией пластовых даек серых гранодиорит-порфиров мощностью от нескольких метров до 30 *м*. Дайки сложены биотит-роговообманковыми гранодиорит-порфирами, аналогичными по составу и структуре гранодиорит-порфирам р. Деп, близ устья р. Усы, а также среднего течения р. Зеи. Породы здесь в значительной степени изменены вторичными процессами серицитизации и карбонатизации. Южнее, в нижнем течении р. Деп (ниже сопки Змеиной), в краевой части Амуро-Зейского прогиба, верхнемезозойские отложения также прорваны крупными (до 1—2 *км*) пластовыми телами гранодиорит-порфиров. По составу они очень близки гранодиорит-порфирам долины р. Зеи и ключа Ясного.

Кроме пластовых даек гранодиорит-порфиров, мезозойские отложения восточной части Амуро-Зейского прогиба пронизаны пластовыми дайками габбро-порфиритов мощностью около 1,5 *м*. Те и другие залегают согласно с напластованием вмещающих пород северо-восточного простирания (см. фиг. 25). Эндоконтактовые изменения в обоих случаях выражены очень четко; близ контакта с глинистыми сланцами дайковые породы становятся мелкокристаллическими и даже стекловатыми, но в самих глинистых слан-

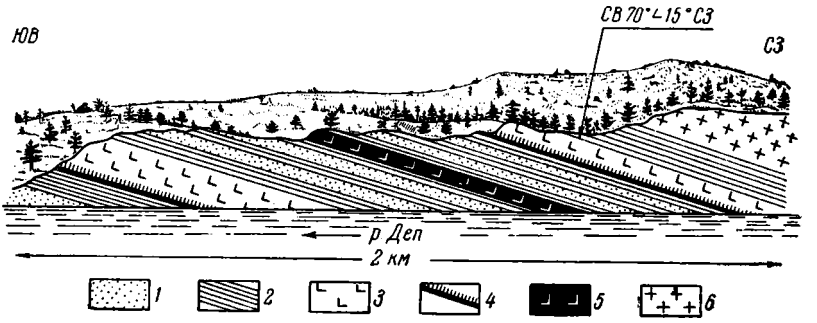
цах наблюдается лишь слабое ороговикование в зоне непосредственного контакта. Кроме того, мезозойские песчано-сланцевые отложения ниже с. Утесного прорваны довольно крупными (до 40 *м*) секущими дайками пироксен-роговообманковых порфиритов, обычно расположенными вблизи тектонических разломов.



Фиг. 24. Дайка гранодиорит-порфира, прорывающего угленосные отложения (J_3 — Cr_1) на правом берегу р. Деп близ пос. Угольного.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — угли; *4* — железистые конкреции в песчаниках; *5* — гранодиорит-порфиры; *6* — аллювий

Пироксен-роговообманковые порфириты представляют собой темно-серые породы, обладающие хорошо выраженной порфировой структурой с вкрапленниками роговой обманки, пироксена и плагиоклаза (андезина).



Фиг. 25. Пластовые дайки габбро-порфиритов и гранодиорит-порфиров в песчано-сланцевых отложениях (J_3 — Cr_1) на правом берегу р. Зеи ниже пос. Утесного.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — гранодиорит-порфиры; *4* — стекловатые гранодиорит-порфиры; *5* — габбро-порфириты; *6* — гранит-порфиры

Основная масса состоит из мельчайших таблитчатых кристаллов плагиоклаза, мелких зерен темноцветных минералов и кварца. Кроме того, в породе встречаются миндалины неправильной формы, выполненные крупнокристаллическим кварцем. Вторичные изменения ничтожны — темноцветные минералы частично замещены хлоритом, а зерна плагиоклаза слабо серицитизированы, а местами эпидотизированы и карбонатизированы.

Малые интрузивные тела Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского глубинных разломов

Южно-Янканский и Южно-Тукурингрский длительно живущие, сопряженные между собой глубинные разломы протягиваются на расстояние более 1600 *км* от нижнего течения р. Шилки до бассейна р. Селемджи

(см. фиг. 87) и ограничивают с юга систему краевых палеозойских антиклинориев Монголо-Охотской системы. Простирание этих разломов меняется от северо-восточного на западе (Южно-Янканский) до северо-западного субширотного на востоке (Южно-Тукурингрский). К этой зоне разломов приурочены отдельные небольшие мезозойские интрузивные тела гранитного ряда от порфировидных гранитов и гранит-порфиров до гранодиорит-порфиров и кварцевых мангеритов, а также основные и средние породы.

Наличие основных пород мезозойского возраста резко выделяет эту зону глубинных разломов от других структурных зон Монголо-Охотского пояса. С этой же зоной глубинных разломов связаны вулканогенные образования верхнемезозойского и более молодого возраста, преимущественно основного и среднего состава, выполняющие узкие приразломные мульды.

В бассейне верхнего течения Амура с системой поперечных субмеридиональных разломов, сопряженных с Южно-Янканским глубинным разломом, связаны небольшие штоки и дайки порфировидных гранитов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Они прорывают юрские грубообломочные и угленосные отложения краевой части узкого приразломного Северного мезозойского прогиба, также сопряженного с Южно-Янканским разломом, и кристаллические породы докембрия Янканского поднятия. Порфировидные граниты и гранит-порфиры располагаются в восточной части Северного прогиба, а в западной его части находится небольшой Кировский массив более сложного состава, с которым связано коренное месторождение золота и редких металлов.

Кировский массив расположен непосредственно к северу от крупной Южно-Янканской зоны разлома, вдоль которой проходит контакт юрских песчано-конгломерато-сланцевых отложений Северного прогиба с докембрийскими гнейсами, амфиболитами и мигматитами Янканского поднятия. По данным Н. И. Бабинцева, это небольшое штокообразное тело гранитоидов, размером 5×8 *км*, слагающее центральную часть Джалиндинского гольца и представленное гипабиссальными породами — гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, диорит-порфиритами, кварцевыми мангеритами и плагиопорфирами, связанными между собой постепенными переходами.

Наиболее широкое площадное распространение в пределах массива имеют гранодиорит-порфиры, слагающие наиболее возвышенные части Джалиндинского гольца и гор Рифманской и Николаевской. Широким распространением также пользуются кварцевые мангериты, обнажающиеся на северном участке главного рудного поля. Они состоят в основном из плагиоклаза (олигоклаз-андезина), образующего идиоморфные кристаллы, зеленой роговой обманки и биотита. Калиевый полевой шпат и кварц содержатся в небольших количествах. Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты пользуются преимущественным распространением на западном участке главного рудного поля, образуя приконтактовые части массива.

Гранитоиды Кировского массива сопровождаются дайковой серией пород, располагающейся как внутри массива, так и в зоне эндоконтакта, где они пересекают кристаллические сланцы и гнейсы докембрия. Дайки представлены спессартитами, плагиопорфирами, порфиритами, кварцевыми порфиритами, диорит-порфиритами, диабазовыми порфиритами. Исключительно редки маломощные (до нескольких сантиметров) жилы аплитов и пегматитов. Значительно распространены рудоносные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы. Диорит-порфириты слагают многочисленные дайки мощностью от 2 до 6 *м*, широтного простирания, секущие гнейсовую толщу. Плагиопорфиры образуют ряд даек на восточном участке рудного поля в приконтактовой части массива.

Для характеристики химического состава пород Кировского массива и сопровождающих его жильных образований ниже приведены результаты

пересчетов химических анализов по данным Н. И. Бабинцева (табл. 12). Полные химические анализы гранодиорит-порфира и плагиопорфира приведены в табл. 13 (анализы 4 и 5).

Таблица 12

Числовые характеристики гипабиссальных и жильных пород Кировского массива
(по А. Н. Заварицкому)

№ анализа	Порода	*a*	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
1	Гранодиорит-порфир . .	14,6	3,4	4,9	77,1		62	34	4	65,0	4,3	+21,6
2	Плагиопорфир	14,8	3,8	6,3	75,1		58	40	2	71,0	3,8	+16,77
3	Кварцевый диорит-порфирит	13,7	4,3	7,9	74,1		46	45	9	70,3	3,2	+16,5
4	Кварцевый мангерит . .	13,2	4,5	11,3	71,0		40	48	12	69,0	2,9	+11,1
5	Диорит-порфирит	12	4,6	11,7	71,7		41	49	10	69,6	2,6	+14,8
6	Аплит	13,4	0,4	3,4	82,8	71	19	10		38,4	33,5	+38,4
7	Спессартит . .	12,7	5,1	12,7	69,5		40	47	13	70,9	2,4	+8,3
8	Порфирит . .	10,3	6,3	15,7	67,7		32	60	8	68,5	1,6	+8,5
9	Шаровой порфирит (долерит)	9,2	6,9	22,9	61,0		32	52	16,0	61,6	1,3	—3,3

По химическому составу гипабиссальные породы (см. табл. 13, анализы 1—5) Кировского массива очень близки между собой и представляют дифференциаты гранодиоритовой магмы. Гранодиорит-порфиры, слагающие центральную часть массива и резко преобладающие над прочими разновидностями, обнаруживают исключительно большое сходство с порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами Бургалинского и Ускалинского массивов. Плагиопорфиры близки к гранитам Керакского массива и адамеллитам Сретенского массива Восточного Забайкалья.

Дайковые породы Кировского массива (спессартиты и порфириты) по химическому составу близки к кварцевым мангеритам и диорит-порфиритам и связаны с ними постепенными переходами.

Резко выделяются по химическому составу так называемые шаровые порфириты, представляющие, по Н. И. Бабинцеву, наиболее молодые жильные образования в районе Кировского месторождения. Шаровые порфириты по химическому составу приближаются к долеритам, диабазам и габбродиабазам послеюрского возраста Восточного Забайкалья, а также к меловым андезито-базальтам и базальтам Верхнего Приамурья и, по-видимому, соответствуют им по возрасту.

Дайки гранодиорит-порфиров приурочены к открытым тектоническим трещинам и сбросам северо-восточного простирания (от 10 до 30—65°) с падением на северо-запад под углом 60—90°, поперечным по отношению к Южно-Янканской зоне разлома, и располагаются в приконтактовой зоне Кировского массива. К контактам даек гранодиорит-порфиров приурочены золотоносные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, характеризующиеся неправильной формой и непостоянной мощностью при частых пережимах или раздувах. Вдоль зальбандов жил наблюдаются зеркала скольжения, а жильный кварц брекчирован и минерализован. Кварцевые жилы пересечены многочисленными мелкими сбросо-сдвигами с амплитудой перемещения 1—1,5 *м*. По Н. И. Бабинцеву, они содержат следующие рудные минералы: арсенопирит, пирит, висмутин, галеновисмутит, козалит, золото, халькопирит, борнит, пирротин, ковеллин, халькозин, сфалерит, галенит,

молибденит, джемсонит, буланжерит, тетраэдрит, станин, серебро и теллуриды. Таким образом, Кировское месторождение является не только золоторудным, но и месторождением редких металлов и полиметаллов.

К юго-западу от Кировского массива мезозойских гипабиссальных пород с той же зоной Южно-Янканского глубинного разлома связано проникновение небольших интрузивных тел основного и среднего состава диоритов и габбро-диоритов, описанных Э. А. Портнягиным (1962). Эти интрузии приурочены непосредственно к Южно-Янканской зоне разлома, где они прорывают метаморфические породы, катаклазированные палеозойские граниты и юрские песчано-сланцевые отложения северной краевой части приразломного Усть-Шилкинского юрского прогиба. Они сложены комплексом различных пород — от кварцевых диоритов до пироксеновых габбро, связанных между собой постепенными переходами. Жильная серия их представлена спессартитами и габбро-диабазами.

С той же зоной Южно-Янканского разлома и сопровождающих его более мелких сбросов связано проникновение мелкозернистых лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, образующих небольшие штоки (до 1,5 *км*^{2}) и дайки, имеющие различное простирание. Кислые гипабиссальные породы прорывают, по данным Э. А. Портнягина, диориты и габброиды и обнаружены в гальке меловых вулканогенно-осадочных отложений. Последние слагают небольшие приразломные мульды, также приуроченные к зоне Южно-Янканского глубинного разлома; они представлены фельзитами, дацитовыми порфирами и андезитовыми порфиритами и их туфами.

Далее к западу, уже в пределах Восточного Забайкалья, с глубинными разломами, ограничивающими систему краевых палеозойских антиклинориев с севера и юга (Южно-Борщевочный и Ингодино-Шилкинский), также связано внедрение небольших интрузивов основного и среднего состава.

Восточнее описанных интрузивов, приуроченных к Янканскому разлому, вдоль зоны Южно-Тукурингрского разлома и сопряженных с ним более мелких сбросов, также расположены небольшие гипабиссальные тела биоритов и диоритовых порфиритов.

Южно-Тукурингрская зона разлома сложного строения, как отмечено выше, с нижнего палеозоя являлась зоной проницаемости для магматических расплавов основного и среднего состава. В верхнем мезозое вдоль этой же зоны проникли новые порции диоритовой магмы, вероятно, совпадающие по времени с внедрением гранодиоритов и мангеритов Кировского массива и основных пород юго-западной части Южно-Янканского разлома.

Вдоль Южно-Тукурингрской зоны разлома к северу от г. Зеи, у Зейских ворот, где река прорезает нижнепалеозойские диориты депского комплекса, располагаются небольшие (300—400 *м*), вытянутые вдоль зоны разлома гипабиссальные тела мелкозернистых кварцевых диоритов, прорывающих сильно катаклазированные рассланцованные диориты депского комплекса и образующих сложный интрузивный контакт с многочисленными апофизами и «заливами». По составу они очень близки к кварцевым диорит-порфиритам и мангеритам Кировского массива, содержащим пироксен, и резко отличаются от нижнепалеозойских депских диоритов как структурой, так и отсутствием катаклаза.

Мезозойские кварцевые диориты имеют очень четкую гипидиоморфнозернистую структуру. Идиоморфные призматические, часто зональные кристаллы плагиоклаза составляют до 50—60% объема породы, центральные зоны которых представлены андезином № 35, а периферические —олигоклаз-андезином. Калиевый полевой шпат и кварц образуют ксеноморфные зерна, занимающие интерстиции между призматическими кристаллами плагиоклаза. Тот и другой содержатся примерно в равных количествах и вместе не превышают 30—35%. Цветные минералы обычно представлены биотитом и роговой обманкой, образующими скопления в виде полос или

неправильных пятен. Эти полосы и пятна состоят из мелких зерен роговикового вида, среди которых выделяются более крупные иодиморфные удлиненные зерна и чешуи пойкилитового строения. К этим участкам приурочены многочисленные выделения рудного минерала и сфена.

Контакт с нижнепалеозойскими диоритами резкий. В приконтактовой зоне кварцевые диориты становятся микрокристаллическими и переходят в более основные породы, содержащие около 10% кварца и 10—15% калиевого полевого шпата; из цветных минералов преобладающим является пироксен (диопсид), образующий пойкилитовые более или менее идиоморфные выделения и роговиковые зерна. Роговая обманка присутствует только в виде небольших зерен совместно с пироксеном. Биотит содержится в количестве около 5—8%, образует мелкие чешуи и более крупные выделения с многочисленными включениями зерен плагиоклаза и кварца.

Вторичные изменения в кварцевых диоритах проявились в ничтожной степени, лишь местами ожелезнена роговая обманка, а биотит слабо хлоритизирован по периферии листочков и по трещинкам спайности, зерна же полевых шпатов прозрачны. В незначительном количестве в породе содержится вторичный кальцит. Слабая степень вторичных изменений также резко отличает рассматриваемые породы от нижнепалеозойских диоритов депского комплекса, сильно окварцованных в контакте с мезозойскими диоритами.

Южнее описанных кварцевых диоритов проходит крупная дайка биотит-роговообманковых диоритовых порфиритов около 250 *м* мощностью, пересекающая депские нижне-палеозойские диориты, превращенные здесь в милониты. На контакте с дайкой диоритовых порфиритов, по О. С. Подкамнеру, детально изучавшему зону Южно-Тукурингрского разлома, наблюдается повторный катаклаз в окварцованных и ранее катаклазированных диоритах депского комплекса. С мезозойскими кварцевыми диоритами и диорит-порфиритами связаны мелкие (1—2 *см*) кварц-молибден-кальцитовые жилы, пересекающие как диорит-порфириты, так и вмещающие их катаклазированные депские диориты в приконтактовой зоне.

В той же Южно-Тукурингрской зоне разлома располагаются и другие дайки диоритовых порфиритов и роговообманковых порфиритов, связанных по своему составу с описанными выше кварцевыми диоритами постепенными переходами. Роговообманковые порфириты и диорит-порфириты, в свою очередь, очень близки по составу к покровам порфиритов верхнемелового возраста, образующим здесь узкую приразломную мульду, и являются корнями этих покровов.

Таким образом, к описанной зоне глубинных разломов, ограничивающих систему краевых антиклинориев Монголо-Охотского пояса с юга, приурочены мезозойские интрузивные породы преимущественно основного и среднего состава и различные по возрасту — от юрского до верхнемелового, а также вулканогенные образования близкого к ним состава. Подчиненную роль играют мелкие интрузивные тела гранитоидов, связанные преимущественно с системой мелких поперечных разломов.

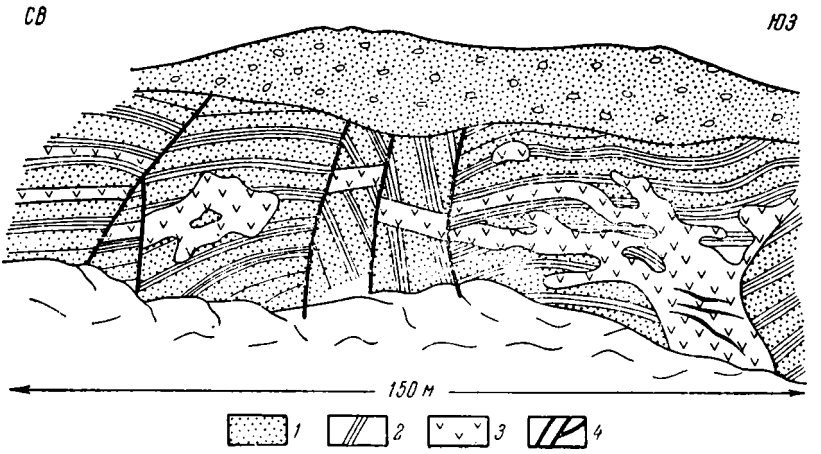
Жильные породы различного происхождения в мезозойских прогибах верховьев Амура

Кроме мезозойских гранитоидов и малых интрузий, в бассейне верхнего течения Амура в пределах крупных прогибов (Амуро-Зейском и Ольдойском) распространены жильные образования различного состава. Они представлены преимущественно роговообманковыми порфиритами, спессартитами, малхитами, вогезитами, керсантитами, альбититами, кварцевыми порфирами и другими породами.

Специальным петрографическим исследованием этих пород в Верхнем Приамурье никто не занимался, за исключением А. А. Строна, который

описал (1929) жильные породы (спессартиты, вогезиты, керсантиты, амфиболовые диабазы и монцониты) западной части Амурской области по образцам коллекций Н. А. Казанского и П. В. Чурина.

С исчерпывающей полнотой описать состав и закономерности пространственного распределения жильных пород в мезозойских прогибах верховьев Амура, столь разнообразных по составу и, вероятно, по возрасту, пока невозможно. Однако полученные новые данные позволяют выделить среди них различные группы, пространственно связанные: 1) с верхнемезозойскими гранитоидами, в значительной мере уже описанными выше, 2) с зонами крупных тектонических нарушений и 3) с областями распространения верхнемезозойских вулканогенных пород.



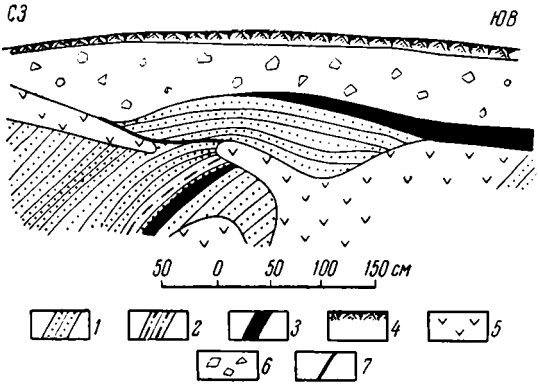
Фиг. 26. Жилы порфирита, секущие песчаники и аргиллиты толбузинской свиты в зоне разлома на левом берегу Амура близ с. Бейтоново.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — порфириты; *4* — сбросы

Жильные породы первой группы пересекают мезозойские гранитоиды в пределах самих массивов, а также вмещающие породы приконтактовой зоны. По составу они разделяются на средние и кислые. Преобладающими являются породы среднего состава: спессартиты, малхиты, роговообманковые порфириты и роговообманковые диорит-порфириты. Кислые разновидности представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми жилами и, редко, гранит-порфирами и альбититами.

Дайковые породы второй группы, приуроченные к крупным разломам, вдоль которых располагаются также и описанные выше гранитные массивы и штоки, весьма широко распространены в зоне мезозойских прогибов. К ним относятся кварцевые порфиры, альбититы, гранодиорит-порфиры, порфириты и другие, образующие жилы и разнообразные интрузивные тела сложной формы (фиг. 26). Часто жильные породы связаны с мелкими сбросами и открытыми трещинами, сопровождающими крупные зоны разломов, преимущественно северо-восточного простирания, пересекающие мезозойские отложения (фиг. 27, 28) или располагающиеся в ослабленных зонах дробления и милонитизации в более древних породах. Вблизи таких разломов, например крупного разлома северо-восточного простирания, проходящего вдоль северо-западной границы горст-антиклинали Петровского хребта, мезозойские песчано-сланцевые отложения буквально пронизаны дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров, различного состава лампрофиров и порфиритов. Мощность этих даек обычно невелика, порядка нескольких метров, редко более, протяженность их незначительная (десятки метров).

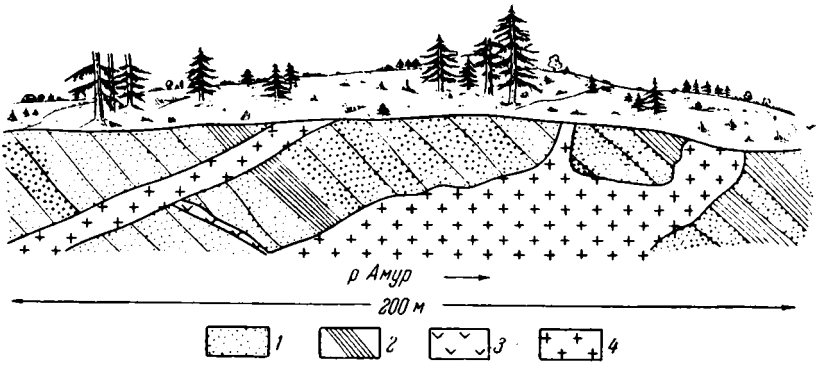
Форма жильных тел весьма разнообразна. Ниже с. Покровки, на левом берегу Амура, наблюдается крестообразная дайка серого кварцевого порфирита (фиг. 29), пересекающая метаморфизованные среднепалеозойские отложения. Вторая крестообразная дайка роговообманковых порфиритов пересекает юрские песчано-сланцевые отложения в зоне разлома у с. Орловки.



Фиг. 27. Обнажение в Осежинской протоке Амура (по А. И. Архангельскому).

1 — алевриты; *2* — аргиллиты; *3* — угли; *4* — растительный слой; *5* — порфирит; *6* — делювий; *7* — надвиг

Очень интересные трубчатые жилы гранит-порфира (диаметром до 10 *м*) обнажаются на левом берегу Амура, выше Черпельских кривунов, где они прорывают верхнеюрские — нижнемеловые отложения. По-видимому, аналогичная трубчатая жила кварцевого порфира расположена в западной части Быркинского утеса (фиг. 30, 31).



Фиг. 28. Кварцевые порфиры, секущие юрские морские отложения вдоль северо-западного крыла Ольдойского прогиба на левом берегу Амура близ пади Партизанской.

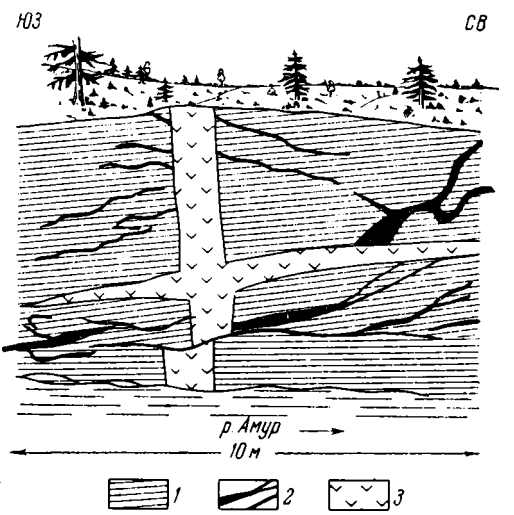
1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — порфирит; *4* — кварцевый порфир

Третья группа жильных пород распространена вблизи выходов эффузивов. К этой группе относятся дайки различного состава порфиритов, преимущественно роговообманковых, а также основных пород — порфировидных оливиновых долеритов, габбро-порфиритов и других, которые по своему минералогическому составу и некоторым особенностям структур (особенно это касается порфиритов) чрезвычайно близки к покровным эффузивам верхнего мела и, по-видимому, являются их корнями.

К в а р ц е в ы е д и о р и т - п о р ф и р и т ы образуют серию даек, мощностью от 1 до 10 *м*, пересекающих штоки светло-серых гранит-порфиров,

расположенных в краевой части Гонжинского выступа; к западу от ст. Промысловая. Простирание даек СВ 30°, падение на северо-запад довольно крутое, под углом 60—65°. Вблизи даек гранит-порфиры пересечены разломами того же северо-восточного простирания.

Кварцевые диорит-порфириты темно-серые плотные породы с вкрапленниками плагиоклаза (андезина), роговой обманки и биотита, из которых преобладают два последних минерала. Основная масса состоит из мелкозернистых плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и небольшого количества акцессорных минералов — сфена, циркона, апатита и рудного минерала. Обычно диорит-порфириты интенсивно изменены вторичными процессами хлоритизации, серицитизации и карбонатизации.



Фиг. 29. Крестообразная дайка порфирита, секущая девонские отложения на левом берегу Амура ниже с. Покровки.

1 — серицит-хлоритовые сланцы с прослоями туффитов; *2* — жилы кальцита; *3* — порфирит

Дайки кварцевых диорит-порфиритов, близкие к описанным, пользуются значительным распространением в южной краевой части Гонжинского выступа и Амуро-Зейского прогиба, где они вдоль зон разлома северо-восточного простирания пересекают толщу песчаников и глинистых сланцев на водоразделе рек Керак и Талдан и в других местах.

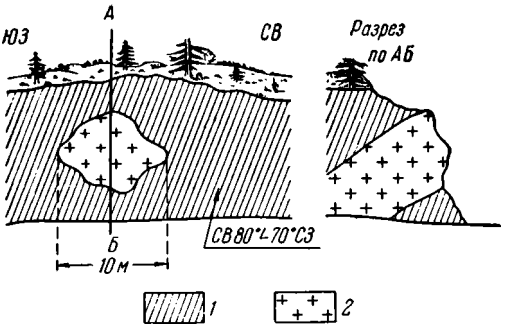
Роговообманковые диорит-порфириты наряду с другими мезозойскими породами (гранодиорит-порфирами и порфиритами) образуют многочисленные дайки, проникающие в толщу гнейсов и кристаллических сланцев докембрия вдоль тектонических трещин. Это темно-серые плотные породы с многочисленными вкрапленниками идиоморфных кристаллов темно-зеленой роговой обманки длиной до 4 *мм*. Структура диорит-порфиритов полнокристаллическая, порфировая. Основная масса микродиоритовой структуры состоит из идиоморфных зерен роговой обманки, промежутки между которыми выполнены зернами плагиоклаза (основного андезина) и чешуйками биотита. Из акцессорных присутствуют сфен, апатит и магнетит. Количественные соотношения между главными минералами колеблются, в большинстве случаев преобладает роговая обманка. Вторичные изменения диорит-порфиритов незначительные.

Рогообманковые диорит-порфириты связаны постепенными переходами с роговообманковыми гранодиорит-порфирами, распространенными в том же районе; в переходных разновидностях в ничтожном количестве содержится микроклин.

Спессартиты распространены очень широко. Жилы их обычно пересекают массивы верхнемезозойских порфировидных биотит-роговообманковых гранитов и вмещающие их мезозойские песчано-сланцевые отложения. Они развиты как вблизи контактов с гранитами, так и в крупных зонах разломов, с которыми связаны описанные выше гранитоиды. Спессартиты представляют собой тонкозернистые темно-серые и зеленовато-серые породы с мелкокристаллической панидиоморфнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин) и роговая обманка; акцессорные минералы — магнетит; вторичные — хло-

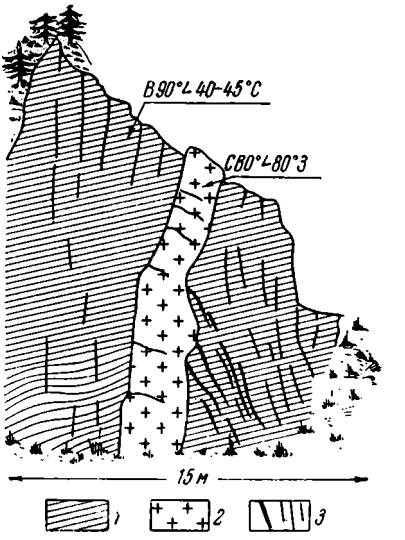
рит, серицит и эпидот. Андезин образует идиоморфные кристаллы, имеющие полисинтетически двойниковое, иногда зональное строение. Роговая обманка зеленая и зеленовато-бурая, содержится в породе в большом количестве в виде идиоморфных кристаллов, вытянутых призм и удлиненных, ромбической формы зерен, пронизывающих породу в различных направлениях. Нередко спессартиты имеют порфировую структуру, тогда вкрапленники представлены андезином и реже роговой обманкой. Вторичные изменения спессартитов обычно незначительные, выражаются в слабой пеллитизации и серицитизации андезина и частичном замещении роговой обманки хлоритом.

М а л х и т ы также пользуются значительным распространением. Впервые они были описаны А. И. Хлапониным (1932) в верховьях р. Большие Қовали, где образуют



Фиг. 30. Трубчатая жила гранит-порфира, пересекающая глинистые юрские сланцы на левом берегу Амура выше пади Островной.

1 — глинистые сланцы; *2* — гранит-порфир



Фиг. 31. Жила кварцевого порфира, секущая филитизированные глинистые сланцы юры на левом берегу Амура (Быркинский утес) в зоне разлома.

1 — глинистые сланцы; *2* — кварцевый порфир; *3* — трещиноватость

довольно мощные жилы, пересекающие среднеюрские глинистые сланцы.

Нашими исследованиями малхиты обнаружены на правом склоне долины р. Талали и в других местах, где они обычно вместе с другими жильными породами — диорит-порфиритами и альбититами — пересекают юрские песчано-сланцевые отложения.

Малхиты представляют собой серые и зеленовато-серые плотные породы с вкрапленниками светлого плагиоклаза и темно-зеленой роговой обманки. Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца, акцессорных минералов — сфена, апатита и рудного; вторичных — серицита, хлорита и кальцита. Преобладающими минералами являются плагиоклаз и роговая обманка; кварц и биотит содержатся в небольшом количестве. Вкрапленники плагиоклаза, представленные андезином (№ 43—45), имеют форму идиоморфных таблиц, длиной до 5 *мм*, и обычно отчетливо выраженное зональное строение. Вкрапленники буровато-зеленой роговой обманки более мелкие, длиной до 3 *мм*, иногда они содержат включения листочков бурого биотита, которые реже образуют самостоятельные мелкие вкрапленники неправильных очертаний, обычно окруженные каймой мелких зерен роговой обманки. Вторичные изменения малхитов ничтожны.

А л ь б и т и т ы образуют дайки, пересекающие песчано-сланцевые отложения верхнего мезозоя вблизи Ускалинского гранитного массива в долине р. Буринды.

Кроме того, альбититы приурочены к крупной Бейтоновской зоне разлома северо-восточного простирания. Они образуют здесь дайки мощностью до 10 *м* и небольшие штокообразные тела (см. фиг. 119). Альбититы — это светло-желтые, реже, сероватые плотные породы, состоящие из альбита, кварца и ничтожного количества мелких листочков мусковита и рудного минерала; структура альбититов полифировая. Многочисленные мелкие вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами альбита и альбит-олигоклаза, нередко с зональной структурой; промежутки между вкрапленниками выполнены мелкозернистым агрегатом кварца и альбита.

В контакте с альбититами вмещающие песчаники и аргиллиты мезозоя обычно лишь слабо ороговикованы, серицитизированы и хлоритизированы и местами ожелезнены, а углистые сланцы спекаются. В самих жилах наблюдаются незначительные, мощностью в несколько сантиметров, эндоконтактовые изменения, выражающиеся в появлении стекловатых структур непосредственно у контактов с вмещающими породами.

Возраст гранитоидов верхнего течения Амура

Возраст описанной группы гранитоидов и сопровождающих их малых интрузий и жильных пород определяется как верхнемезозойский, послеверхнеюрский — нижнемеловой и доверхнемеловой. Основанием для такого определения возраста являются многочисленные описанные выше интрузивные контакты этих пород с палеонтологически охарактеризованными нижне- и среднеюрскими морскими и согласно лежащими на них верхнеюрскими и нижнемеловыми прибрежно-континентальными отложениями.

Нигде в Верхнем Приамурье не установлен факт прорывания порфировидными гранитами и их жильными дериватами более молодых отложений, в том числе вулканогенных образований верхнемелового эффузивного комплекса, хотя они часто пространственно тесно связаны и приурочены к одним и тем же зонам разломов (см. фиг. 87). Вулканогенные породы перекрывают как толщу верхнеюрских и нижнемеловых отложений, так и прорывающие их гранитоиды и связанные с ними жильные образования, а дайки долеритов и различных порфиритов, являющиеся корнями верхнемеловых эффузивов, секут порфировидные биотит-роговообманковые граниты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры.

Формирование этого комплекса происходило, по-видимому, в несколько близких по времени фаз. Так, в нижнемеловых конгломератах пермыкинской свиты известны гальки порфировидных гранитоидов, состав и структурные особенности (зональность плагиоклазов и др.) которых очень близки к описанным порфировидным гранитам Керакского, Буриндинского и других массивов. С другой стороны, аналогичного состава порфировидные граниты прорывают палеонтологически охарактеризованные верхнеюрские и нижнемеловые отложения в Амуро-Зейском прогибе (Бургалинский, Алминский, Ольгинский и другие массивы). Поэтому можно сделать вывод, что внедрение верхнемезозойских гранитоидов в верховьях Амура происходило в две крупные фазы: в верхнеюрское — донижнемеловое и в нижнемеловое — доверхнемеловое время. Абсолютный возраст бургалинских гранитов (115 млн. лет) также подтверждает их меловой возраст. Несмотря на это, выделить среди описанных пород разновозрастные комплексы, различающиеся между собой по петрографическим или химическим признакам пока не удается.

Соотношения верхнемезозойских гипабиссальных пород между собой также позволяют установить некоторую последовательность их внедрения при формировании интрузивного комплекса в целом. Наиболее ранними являются порфировидные граниты и гранит-порфиры, более молодыми — гранодиорит-порфиры, дайки которых, как установлено в ряде обнажений и железнодорожных выемках, пересекают гранит-порфиры.

Наиболее молодыми являются жильные образования лампрофиров и роговообманковых порфиритов, жилы которых пересекают не только массивы порфировидных гранитов, но и штоки посленижнемеловых гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Сюда же следует отнести основные и средние породы, приуроченные к Южно-Янканскому и Южно-Тукурингрскому глубинным разломам.

Верхней возрастной границей для всех разновидностей гранитоидов и их жильных дериватов являются осадочно-вулканогенные отложения верхнего мела.

Исключение представляют жильные породы, пространственно тесно связанные с зонами распространения вулканогенных отложений верхнего мела. По своему петрографическому составу они близки к излившимся разновидностям того же возраста и являются корнями этих излияний.

Гранитоиды, приуроченные к прогибу Большого Хингана

В Северном Дунбее верхнемезозойские граниты прорывают верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения в пределах крупного прогиба Большого Хингана и в зоне его сочленения с Приаргунским и Верхне-Ганьхинским поднятиями домезозойского кристаллического основания. Массивы мезозойских гранитоидов располагаются также в краевой части Приаргунского поднятия. Наиболее крупные массивы (до 6 *км* в поперечнике) приурочены к северо-восточным разломам северо-западного крыла прогиба Большого Хингана (долины рек Гэньхэ и Итулихэ) и к краевой части Приаргунского поднятия.

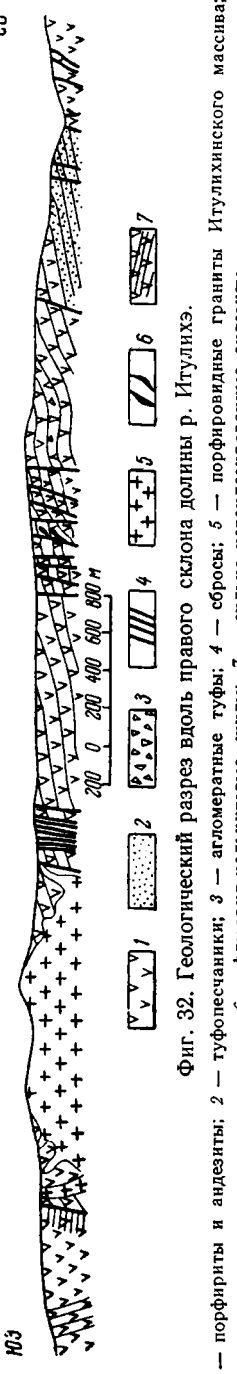
Размеры мезозойских гранитных интрузивов в пределах прогиба Большого Хингана не превышают 4 *км* в поперечнике, обычно 0,5—1,5 *км*, встречаются и более мелкие штоки. Наиболее крупный массив верхнемезозойских гранитоидов располагается в сводовой части коробчатой Ходоколюхинской антиклинали, в долине правого притока р. Ходоколюхэ.

По составу среди мезозойских гранитоидов северо-западного крыла прогиба Большого Хингана выделяются наиболее распространенные порфировидные биотит-роговообманковые граниты и менее распространенные аляскитовые граниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Из жильных пород встречены кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, ортофиры и спессартиты.

Итулихинский массив (около 1,5 *км* в поперечнике) сложен крупнокристаллическими розовато-серыми, биотит-роговообманковыми гранитами с порфировидной структурой. Массив имеет неправильную куполовидную форму (фиг. 32) с многочисленными мелкими апофизами, прорезающими толщу вулканогенных пород — андезитов и порфиритов, переслаивающихся с туфами и туфопесчаниками верхнеюрского возраста. Гранитоиды Итулихинского массива проникли сюда вдоль крупного северо-восточного разлома, расположенного в зоне сочленения Итулихинской синклинали и Хинганской антиклинали.

Центральная часть массива сложена наиболее крупными разновидностями порфировидных гранитов, переходящих к периферии в гранит-порфиры с мелкокристаллической основной массой.

Минералогический состав порфировидных биотит-роговообманковых гранитов: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), биотит, роговая обманка; акцессорные минералы — апатит, рудный минерал и флюорит; вторичные минералы — эпидот, хлорит и серицит. Преобладающими являются полевые шпаты и кварц, темноцветные составляют не более 10—20%, распределены неравномерно и местами образуют скопления. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом (микроклином) и олигоклазом или олигоклаз-андезином. Наиболее крупные вкрапленники (до



Фиг. 32. Геологический разрез вдоль правого склона долины р. Итулихэ.

1 — порфириты и андезиты; *2* — туфопесчаники; *3* — агломератные туфы; *4* — сбросы; *5* — порфировидные граниты Итулихинского массива; *6* — флюорит-кальцитовые жилы; *7* — сильно катаклазированные андезиты

1,5 *см*) представлены идиоморфными кристаллами микроклина, который местами содержит тончайшие пертитовые вростки альбита и редкие включения кристаллов олигоклаза и зерен кварца. Вкрапленники олигоклаза и олигоклаз-андезина обычно более мелкие, местами имеют отчетливое зональное строение и в отдельных случаях содержат включения флюорита.

Основная масса состоит из кварца, микроклина, олигоклаза, роговой обманки и биотита. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, с участками пегматитовой и реже гипидиоморфнозернистой. Биотит зеленовато-бурый, местами почти полностью замещен хлоритом. Роговая обманка обыкновенная ($c : Ng = 15°$). Количественное соотношение порфировых выделений и основной массы непостоянно. В центральной части массива вкрапленники преобладают над основной массой, в приконтактовых зонах наблюдаются обратные взаимоотношения. Вторичные изменения выражены в слабой серицитизации плагиоклаза, эпидотизации роговой обманки и хлоритизации биотита.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 11) они очень близки к порфировидным биотит-роговообманковым гранитам Ускалинского и Бургалинского массивов.

Вмещающие эффузивные породы близ контакта с порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами окварцованы, хлоритизированы, местами (по трещинам) эпидотизированы и содержат вкрапленность рудных минералов (сульфидов). Граниты Итулихинского массива пересечены жилами гранодиорит-порфиров.

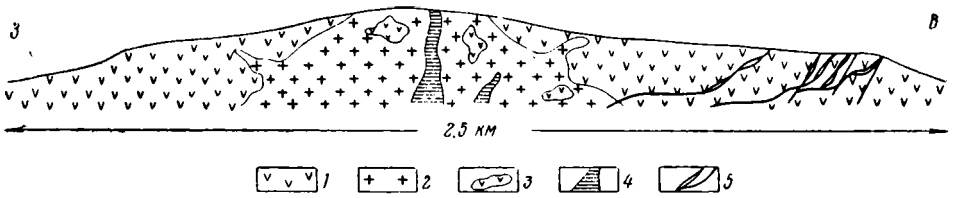
К северо-востоку от Итулихинского массива в зоне разлома, местами по сбросовым трещинам наблюдаются многочисленные жилы и гнездообразные скопления зеленого и фиолетового флюорита с включениями гематита и других рудных минералов.

Ганьхинский массив, сложенный гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами (фиг. 33), расположен на правом склоне долины р. Ганьхэ, в 2 *км* ниже ст. Ганьхэ. Он имеет штокообразную форму (около 1 *км* в поперечнике) и прорывает толщу верхнеюрских порфиритов и андезитов. Ганьхинский массив, так же как Итулихинский, приурочен к северо-восточной зоне разлома, с которой частично совпадает долина р. Ганьхэ. Эта зона представляет собой систему крупных параллельных или почти параллельных сбросов северо-восточного простирания, располагающуюся вдоль сочленения Итулихинской синклинали и Ходоколюхинской антиклинали. Непосредственно к северо-востоку от Ганьхинского массива, в долине р. Ходоколюхэ, порфириты и андезиты вулканогенной толщи также пересечены отдельными сбросами северо-восточного прости-

рания (60°) и серией мелких поперечных северо-западных сбросов (280—300°) и сильно кливажированы.

Юго-западнее и северо-восточнее Ганьхинского массива, по материалам В. К. Чайковского, также наблюдаются небольшие массивы мезозойских гранитоидов, вероятно, приуроченные к той же зоне разлома.

Ганьхинский массив сложен розовато-серыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами с хорошо выраженной порфировидной структурой. Минералогический состав их следующий: кварц, калиевый полевой шпат, андезин, роговая обманка, биотит.



Фиг. 33. Геологический разрез вдоль правого склона долины р. Гэньхэ, близ ст. Гэньхэ.
1 — андезиты и порфириты; *2* — гранодиорит-порфиры; *3* — ксенолиты андезитов; *4* — жилы лампрофиров, *5* — флюорит-кальцитовые и кварцевые жилы с гематитом

и акцессорные минералы — апатит, рудный и циркон; вторичные минералы — альбит, серицит, мусковит, хлорит, эпидот и кальцит.

Количественные соотношения между главными породообразующими минералами не постоянны. В породах, приближающихся к гранодиоритам, преобладают андезин и темноцветные минералы, а в гранитах и гранит-порфирах, близких к нормальным, преобладают андезин, калиевый полевой шпат и кварц. В последних содержание темноцветных минералов (роговой обманки и биотита) не более 10—15%.

Структура гранодиоритов порфировидная. В эндоконтакте наблюдаются мелкокристаллические разновидности, переходные к гранодиорит-порфирам. В приконтактовых частях гранодиорит-порфиры содержат многочисленные ксенолиты порфиритов и андезитов различной величины и значительно обогащены темноцветными компонентами.

Порфировые выделения в гранодиорит-порфирах представлены идиоморфными кристаллами андезина таблитчатой формы (длиной до 1 *см*) и более мелкими идиоморфными зернами зеленой роговой обманки.

Вкрапленники андезина (№ 35—37) имеют правильные кристаллографические очертания, местами пойкилитовую структуру и содержат включения роговой обманки, биотита и рудногом инерала; местами андезин альбитизирован.

Вкрапленники зеленовато-бурой роговой обманки имеют удлиненную призматическую или ромбическую форму и пойкилитовую структуру. Они содержат включения рудного минерала, биотита, апатита и кварца. Угол угасания $c : Ng$ — от 15 до 20° в различных разновидностях, что соответствует обыкновенной роговой обманке.

Основная масса обычно преобладает над вкрапленниками андезина, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки, которая частично замещается биотитом. Количественные соотношения минералов основной массы резко меняются в пределах массива. В центральной части преобладают полевые шпаты и кварц, а близ контакта с порфиритами в большом количестве содержатся темноцветные минералы с преобладанием роговой обманки.

Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с участками микропегматитовой; последняя образована срастаниями мелкокристаллических

зерен кварца и калиевого полевого шпата, выполняющими промежутки между идиоморфными зернами андезина и темноцветных минералов. Наиболее хорошо выражены микропегматитовые структуры в разновидностях, переходных к гранит-порфирам и в гранит-порфирах.

Вторичные изменения гранодиоритов и гранодиорит-порфиров Ганьхинского массива проявились в различных частях массива по-разному. Наиболее измененными являются катаклазированные участки гранодиоритов, где вдоль трещинок раздробления андезин серицитизирован и альбитизирован, биотит частично замещен хлоритом и местами мусковитом; изредка наблюдается карбонатизация полевых шпатов. В контакте с гранитоидами порфириты и андезиты сильно окварцованы, серицитизированы и содержат многочисленные новообразования листочков мусковита.

К северо-востоку и к северу от Ганьхинского массива в трех местах обнаружены флюорит-кальцитовые жилы с гематитом, мощностью до 25 *см* (флюорит светло-зеленый), которые располагаются от Ганьхинского массива на расстоянии от 300—400 *м* до 4 *км*.

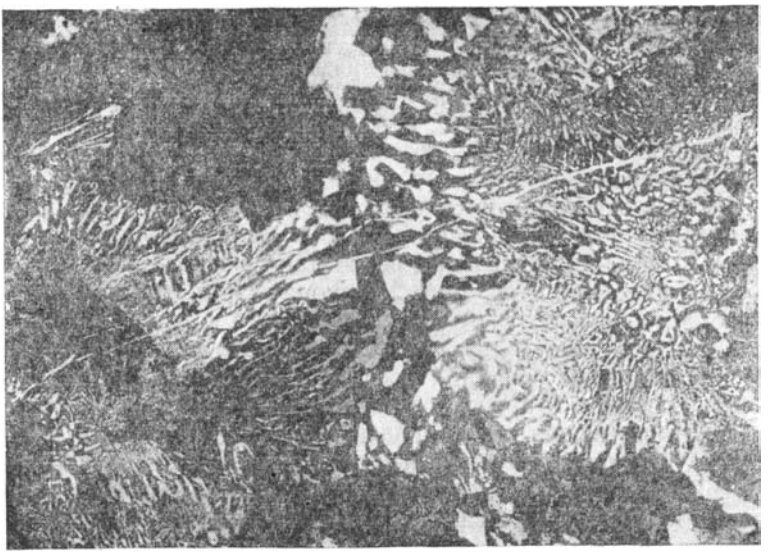
Ходоколюхинский массив, сложенный розовыми аляскитовыми гранитами и гранит-порфирами, расположен в долине крупного правого притока р. Ходоколюхэ, в 10 *км* к северо-северо-западу от Ганьхинского массива. Обнаженность в пределах Ходоколюхинского массива плохая, и о его размерах и форме мы можем судить лишь по распространению элювиальных глыбовых россыпей гранита среди верхнеюрской эффузивной толщи. Форма его, по-видимому, сложная и состоит из нескольких мелких (до 2 *км*) выходов, представляющих апикальные части единого более крупного интрузива. В центральных частях главного массива выходят среднезернистые розовые аляскитовые граниты, а к периферии массива они переходят в мелкокристаллические разновидности и гранит-порфиры. Четко выраженные эндоконтактовые изменения в аляскитовых гранитах не оставляют сомнения в том, что их контакт с толщей порфиритов и андезитов— интрузивный. К юго-востоку от крупного Ходоколюхинского массива, на расстоянии от нескольких сотен метров до 2 *км*, располагаются два небольших штока розовых аляскитовых гранит-порфиров, пересекающих толщу порфиритов и, возможно, являющихся также апофизами крупного Ходоколюхинского массива (см. фиг. 5).

Аляскитовые граниты и гранит-порфиры состоят из кварца, микроклина, биотита, альбита и акцессорных минералов — циркона, апатита и рудного. Вторичные минералы почти отсутствуют, в ничтожном количестве содержатся мусковит, серицит и хлорит. Для всех разновидностей характерно преобладание микроклина и кварца над темноцветными; биотит или содержится в ничтожном количестве, или совсем отсутствует.

Аляскитовые граниты из центральных частей массива имеют аллотриоморфнозернистую структуру, зерна микроклин-микропертита неправильной формы, целиком пронизаны тончайшими вростками альбита, местами содержат включения кварца. Более крупные прозрачные зерна кварца неправильных очертаний нередко содержат включения калиевого полевого шпата и мельчайших листочков биотита.

Зеленовато-бурый биотит выполняет промежутки между крупными зернами кварца и микроклина и обычно содержит многочисленные включения циркона, апатита и рудного минерала; местами частично замещен мусковитом и, реже, хлоритом.

В краевых частях массива в аляскитовых гранитах наблюдается слабо выраженная порфировидная структура, где вкрапленники представлены крупными кристаллами микроклин-микропертита. В приконтактовых частях аляскитовые граниты становятся мелкокристаллическими и переходят в гранит-порфиры, где вкрапленники представлены в основном кварцем и микроклином длиной до 4—5 *мм*. Вкрапленники кварца имеют правильные кристаллографические очертания, по краям слегка оплавленные,



Фиг. 34. Микропегматитовая структура основной массы розовых аляскитовых пегматоидных гранитов. Увел. 20, с анализатором

и местами содержат мелкие включения микроклина. Микроклин имеет таблитчатую или неправильную форму и содержит редкие тонкие вростки альбита.

Основная масса аллотриоморфнозернистой структуры преобладает над вкрапленниками или содержится в равном с ними количестве. Она состоит из кварца и калиевого полевого шпата с редкими зернами рудного минерала и листочками биотита. Вторичными изменениями породы Ходоколюхинского массива почти не затронуты, полевые шпаты слабо пелитизированы и местами содержат редкие чешуйки серицита или мусковита.

Более мелкие штоки, расположенные к юго-востоку от Ходоколюхинского массива, сложены аляскитовыми гранитами и гранит-порфирами; по составу и структуре они не отличаются от описанных аляскитовых гранит-порфиров приконтактовой части Ходоколюхинского массива.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 12) аляскитовые граниты наиболее близки к мезозойским гранитам Восточного Забайкалья (Кондуйский массив) и кварцевым порфирам района пос. Благодатского. От гранитов Ольгинского массива (см. табл. 13, анализ 8) ходоколюхинские отличаются лишь повышенным значением коэффициента кислотности S и пониженным c.

Небольшой массив аналогичных розовых аляскитовых гранитов расположен в бассейне р. Цзиньхэ, близ устья р. Талахэ, и приурочен к северо-восточному сбросу, пересекающему северо-западное крыло Цзиньхинской синклинали.

Верхне-Итулихинский массив. В верховьях р. Итулихэ, близ перевала Большого Хингана нижнемеловые вулканогенные образования верхнехинганской свиты прорваны небольшим массивом розовых аляскитовых пегматоидных гранитов около 0,5 *км* в поперечнике. Массив приурочен к системе северо-восточных сбросов (30—40°), располагающихся в зоне сочленения Перевальной синклинали с Хинганской антиклиналью. В гранитах хорошо выражены трещины отдельности северо-западного простирания (350°, угол падения 55° на юго-запад и 280°, угол падения 85° на северо-восток). Кроме того, граниты пересечены сбросами северо-восточного простирания (30°) с падением на юго-восток под углом 80°.

По составу розовые граниты Верхне-Итулихинского массива совершенно аналогичны таковым Ходоколюхинского массива и отличаются от них лишь по структуре. Основная масса гранитов имеет прекрасно выраженную микропегматитовую структуру (фиг. 34) и состоит из тонких микропегматитовых прорастаний кварца и калиевого полевого шпата, среди которых располагаются лишь отдельные крупные кристаллы кварца и калиевого полевого шпата неправильной формы, с тонкими микропертитовыми вростками альбита. Местами эти граниты содержат включения многочисленных зерен рудного минерала. Розовые аляскитовые, пегматоидные граниты Верхне-Итулихинского массива также почти не затронуты вторичными изменениями, лишь слабо серицитизированы по микроскопическим трещинкам.

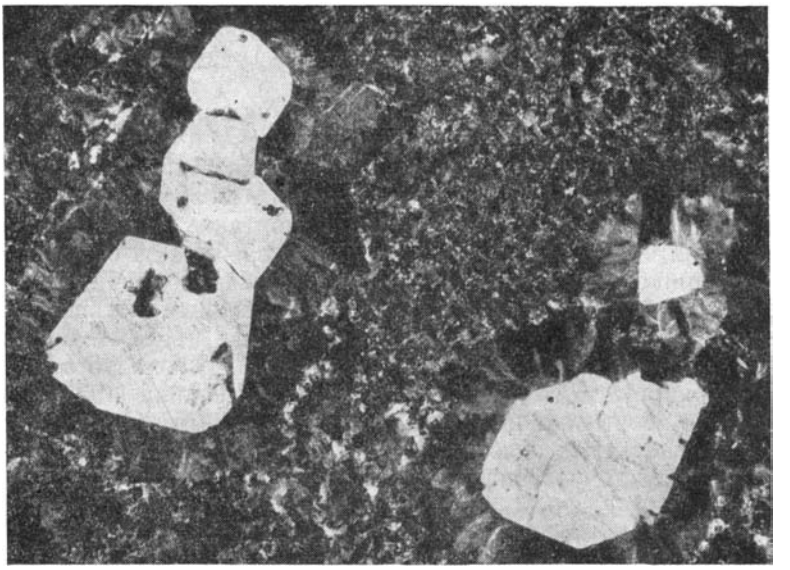
По устному сообщению В. А. Зимина, в более южных районах прогиба Большого Хингана также закартированы многочисленные массивы гранитоидов, прорывающие нижне-, средне- и верхнеюрские вулканогенные образования. На левом и правом берегах р. Чжоэр (Чол) обнаружены массивы лейкократовых гранитов, площадью более 200 *км*^{2}, которые прорывают среднеюрские вулканогенные отложения. Сравнительно небольшие массивы сиенит-гранитов, площадью около 15 *км*^{2}, прорывают свиту вулканогенно-осадочных пород с флорой (J_{1-2}) в нижнем течение р. Цай — правого притока р. Чжоэр (Чол).

В контакте с сиенит-гранитами порфириты пронизаны мелкими апофизами и сильно ороговикованы.

Малые интрузивные тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров, пересекающие вулканогенно-осадочные отложения в прогибе Большого Хингана

Верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения хинганской серии, слагающие прогиб Большого Хингана, пересечены многочисленными мелкими штоками и дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров мощностью от 0,3 до 300 *м*. Главная их масса располагается в краевой части прогиба Большого Хингана, вдоль крупной зоны глубинного Западно-Хинганского разлома, ограничивающего мезозойский прогиб с северо-запада, или приурочена к более мелким разломам, сопутствующим главному. Малые интрузивные тела здесь, так же как и в верховьях Амура на советской территории, приурочены к тем же структурным зонам, что и описанные выше крупные гранитные массивы. Наиболее многочисленные дайки располагаются на правом склоне долины р. Топокутихэ, в 10 *км* выше ее устья, в зоне разлома северо-восточного простирания, параллельного Западно-Хинганскому разлому. Мощность даек кварцевых порфиров и гранит-порфиров здесь от 10 до 300 *м*. Ряд даек кварцевых порфиров располагается на том же правом склоне долины р. Топокутихэ, в 3—4 *км* от ее устья, где они также связаны с крупными сбросами северо-восточного простирания. По-видимому, эти дайки и упомянутый массив гранитоидов являются производными одного и того же магматического очага. Отдельные дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров встречены в Цзиньхинской синклинали и в пределах Хинганской антиклинали, где они пересекают верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенные отложения, а также на восточном склоне Большого Хингана, в зоне сочленения мезозойского прогиба Большого Хингана и Верхне-Ганьхинского поднятия домезозойского кристаллического основания.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры — розовато-серые, серые и розовато-желтые породы с хорошо выраженной порфировой структурой. По составу вкрапленников среди них выделяются две разновидности — с вкрапленниками плагиоклаза (олигоклаз-андезина), биотита и с вкрапленниками кварца, плагиоклаза (олигоклаза), калиевого полевого шпата и биотита.



Фиг. 35. Гранит-порфир. Увел. 20, с анализатором

В первых разновидностях преобладают идиоморфные вкрапленники олигоклаз-андезина, размером от 1 до 2—4 *мм* в длину. Вкрапленники биотита содержатся в небольшом количестве и по размеру обычно меньше 1 *мм*. Основная масса в этих породах мелкокристаллическая и состоит из кварца и калиевого полевого шпата, отдельных мелких листочков биотита и мелких зерен рудного минерала. Структура основной массы микропегматитовая и, реже, микрогранитная.

Во вторых разновидностях вкрапленники кварца и олигоклаза резко преобладают над вкрапленниками калиевого полевого шпата и биотита, которые могут и отсутствовать. Размеры вкрапленников кварца и полевых шпатов колеблются от 1 до 3 *мм* в длину, обычно они идиоморфны (фиг. 35), иногда кристаллы кварца оплавлены или корродированы минералами основной массы. Более мелкие вкрапленники биотита зеленовато-бурого цвета местами содержат включения циркона и мелких зерен рудного минерала. Основная масса, обычно количественно преобладающая над вкрапленниками и состоящая из кварца и калиевого полевого шпата, имеет микропегматитовую или сферолитовую структуру, причем сферолиты, образованные пегматитовым срастанием кварца и калиевого полевого шпата, нередко располагаются концентрически вокруг вкрапленников кварца или полевых шпатов. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры различаются между собой по степени раскристаллизации основной массы.

Вторичные изменения в гранит-порфирах и кварцевых порфирах проявились неравномерно. Обычно эти породы почти не затронуты вторичными изменениями, лишь в отдельных дайках и штоках наблюдается почти полное замещение биотита хлоритом и слабая серицитизация полевых шпатов.

Возраст гранитов прогиба Большого Хингана

Наиболее сложной задачей является расчленение описанных мезозойских гранитоидов по возрасту, так как соотношений между отдельными разновидностями, за исключением жильных пород (кварцевых порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и др.), которые обычно пересекают

массивы порфировидных гранитов, не наблюдалось. Имеются лишь некоторые косвенные данные о разновозрастности двух главных групп мезозойских гранитоидов Большого Хингана: 1) порфировидных биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов и 2) аляскитовых гранитов. Эти данные следующие: в Итулихинской синклинали в составе обломков агломератных туфов и вулканических брекчий верхней хинганской свиты нижнего мела имеются обломки измененных порфиритов и андезитов нижних свит хинганской серии верхнеюрского возраста, аналогичные измененным порфиритам и андезитам в эндоконтакте с биотит-роговообманковыми гранитоидами Итулихинского массива. Таким образом, наличие обломков приконтактово измененных пород верхнеюрских эффузивов в отложениях нижнего мела может являться косвенным указанием на послеверхнеюрский и донижнемеловой возраст порфировидных биотит-роговообманковых гранитов Итулихинского массива. Кроме того, по данным геологов Приаргунского отряда Амурской экспедиции (1958 г.), мезозойские граниты прорывают породы различного возраста, в том числе верхнеюрские вулканогенные отложения, и содержатся в гальке нижне-меловых отложений, однако указаний на то, какие именно по составу мезозойские гранитоиды содержатся в гальке нижнего мела, к сожалению, нет.

Вторая группа гранитоидов — розовые аляскитовые граниты и гранит-порфиры с пегматоидной структурой, по наблюдениям автора, прорывают как верхнеюрские вулканогенные образования (Ходоколюхинский массив и другие мелкие штоки и дайки), так и нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения верхней хинганской свиты (в Цзиньхинской синклинали и других местах), а флюорит-кальцитовые жилы с гематитом, связанные с этими же гранитами, пересекают пепловые туфы нижнемелового возраста в верховьях левого притока р. Ходоколюхэ.

Таким образом, эти данные указывают на то, что часть гранитоидов, а именно крупнокристаллические порфировидные биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, по возрасту являются более ранними— верхнеюрскими — донижнемеловыми; а розовые аляскитовые граниты и гранит-порфиры — посленижнемеловыми.

Подтверждение более молодого возраста розовых аляскитовых гранитов можно наблюдать к северу от р. Монго, где залегают мезозойские биотитовые граниты, пересеченные небольшими дайками розово-красных, бедных слюдой аляскитовых гранитов.

На основании имеющихся наблюдений пока можно с уверенностью говорить, что в пределах прогиба Большого Хингана и прилегающих крупных поднятий домезозойского кристаллического основания Приаргунского и Верхне-Ганьхинского имеются гранитоиды послеверхнеюрского и посленижнемелового возраста. Значительно сложнее обстоит вопрос с верхней возрастной границей описанной группы гранитоидов. Непосредственного перекрывания более молодыми верхнемеловыми отложениями гранитоидов в поле обнаружить не удалось. Однако нигде не наблюдалось и прорывания этими гранитами или их жильными отщеплениями вулканогенно-осадочных отложений якешинской свиты верхнего мела, которые в пределах прогиба Большого Хингана залегают несогласно на верхнеюрских и нижнемеловых породах и слагают небольшие по площади синклинальные структуры. В Таяншунском прогибе, расположенном к юго-востоку от прогиба Большого Хингана, также нигде не встречено интрузивных пород, прорывающих верхнемеловые эффузивы. А на соседних территориях Верхнего Приамурья, в Амуро-Зейском прогибе, как описано выше, верхнемеловые эффузивные образования несогласно залегают как на толще нижнемеловых угленосных отложений, так и на прорывающих ее гранитоидах, совершенно аналогичных по составу и по своему структурному положению описанной группе гранитоидов прогиба

Большого Хингана. На основании перечисленных данных возраст гранитных интрузий в пределах прогиба Большого Хингана мы также считаем доверхнемеловым.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ В ПРЕДЕЛАХ ПОДНЯТИЙ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Мезозойские гранитные массивы и малые интрузивные тела в пределах поднятий палеозойского и более древнего кристаллического фундамента, разделяющих области глубоких мезозойских прогибов, также приурочены к крупным продольным и поперечным разломам или зонам пересечения этих разломов. Мезозойские гранитоиды здесь прорывают древние кристаллические породы или мезозойские отложения, слагающие в пределах поднятий небольшие грабен-синклинали и приразломные наложенные мульды.

Состав мезозойских гранитоидов, прорывающих древние домезозойские образования, довольно разнообразен и представлен биотитовыми, биотит-роговообманковыми и аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, мелкозернистыми диоритами, кератофирами, кварцевыми сиенитами и граносиенит-порфирами. Размеры интрузивных тел колеблются в широких пределах — от крупных, гранитных массивов до мелких штоков и даек.

Гранитоиды Приаргунского поднятия

Мезозойские гранитоиды, распространенные в зоне крупного Приаргунского поднятия на советской территории, были детально изучены многими геологами: В. А. Мелиоранским (1932_1), С. А. Музылевым (1932_1), С. С. Смирновым (1933), И. И. Катушенком и М. С. Нагибиной (1945), Н. В. Шталь (Геол. строение СССР, 1958), И. Е. Сморчковым (1940, 1941), О. Н. Белоусовой (Козеренко, 1956_1) и др. Мезозойские интрузивные породы в пределах китайской части Приаргунского поднятия, на правобережье р. Аргуни, впервые были выделены и описаны автором и геологами Амурской экспедиции в 1957—1958 гг.

Наиболее крупные гранитные массивы в пределах Приаргунского поднятия располагаются в краевых его частях, где проникновение гранитных интрузий связано с крупными зонами глубинных, длительно развивающихся разломов северо-восточного простирания — Приаргунским, проходящим главным образом на советской территории и ограничивающим поднятие с северо-запада, и Западно-Хинганским, ограничивающим поднятие с юго-востока. В центральной части Приаргунского поднятия располагаются многочисленные мелкие штоки и дайки мезозойских порфировидных гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенито-диоритов, кварцевых порфиров и порфиритов, пересекающих как юрские и нижнемеловые отложения, так и палеозойские и докембрийские кристаллические породы. Структурно они приурочены не только к основным разломам — Приаргунскому и Западно-Хинганскому, но и к системе мелких сбросов, сопряженных с глубинным Приаргунским разломом, как это хорошо показано О. Н. Белоусовой на геологической карте 1953 года.

Ниже я более подробно остановлюсь на описании отдельных крупных гранитных массивов и малых интрузивных тел, расположенных преимущественно на китайской части Приаргунского поднятия, а также некоторых массивов, расположенных на советской территории.

Цаган-Олуевский-Кондуйский массив располагается вдоль крупного Приаргунского разлома и имеет сильно вытянутую в северо-восточном направ-

лении форму параллельно его простиранию. До последнего времени гранитоиды этого массива, площадью более 500 $км^2$, относились к мезозойскому послесреднеюрскому возрасту. По данным С. А. Музылева (1932_1), О. Н. Белоусовой и А. Ф. Мушникова (1958_1), центральная и северо-восточная части этого массива сложены розовыми пегматоидными лейкократовыми и биотитовыми гранитами (с дымчатым, почти черным кварцем) ультракислого состава, связанными между собой постепенными переходами. Северо-западную окраину массива слагают адамеллиты и биотитовые граниты. Вдоль юго-восточной окраины, по данным упомянутых геологов, гранитоиды образуют «сложную зону инъекций» в песчано-конгломератовых отложениях нижних горизонтов алгачинской юры и совместно с ними интенсивно смяты и превращены в гнейсы и инъекционные гнейсы, ширина полосы которых колеблется от 1,5 до 5 *км*. Формирование массива происходило, по их мнению, не в одну фазу. Наиболее ранними являются адамеллиты и катакластические гнейсы, а прорывающие их розовые лейкократовые граниты являются более поздними. И те и другие гранитоиды С. А. Музылевым, А. Ф. Мушниковым и другими относились к юрскому возрасту на основании их интрузивного контакта с акатуевской и базановской свитами лейаса. Верхний возрастной предел внедрения этих гранитов предположительно рассматривался как доверхнеюрский.

Среди гнейсов, развитых вдоль Приаргунской зоны разломов, выделяются две группы: резко преобладающие катакластические гранито-гнейсы и небольшое количество «инъекционных» гнейсов, в которых гранитный материал теснейшим образом переплетен с метаморфизованными юрскими породами кровли. Первые представлены биотитовыми и лейкократовыми разновидностями с очковой текстурой. В них очень сильно проявились процессы катаклаза и бластеза и характерные гетеробластические и порфиробластические структуры. Наиболее устойчивыми по отношению к катаклазу оказались зерна полевых шпатов, наиболее чувствительными — зерна кварца, перекристаллизованные в мелкозернистые зубчато сцепленные, мозаично погасающие агрегаты, образующие тонкие линзовидные полосы, параллельные общему направлению гнейсификации. Адамеллиты и биотитовые граниты северо-западной части массива содержат большое количество плагиоклаза (в среднем до 37%), состав которого изменяется от № 15 до № 27. Отдельные зерна плагиоклаза имеют зональную структуру. Розовые лейкократовые пегматоидные граниты центральной части массива прорывают адамеллиты и гнейсы, образуя с ними сложные интрузивные контакты.

Розовые лейкократовые граниты неравномернозернистые, преобладают крупнозернистые разновидности с порфировидной структурой, местами пегматоидной. Минералогический состав их следующий: калиевый полевой шпат — микроклин (30—50%), плагиоклаз № 15—20 (16—43%), кварц (25%), биотит (до 4%) и акцессорные минералы — циркон, апатит, титанит и, реже, ортит.

Вторичные изменения в лейкократовых гранитах проявлены слабо и выражаются в ничтожной пелитизации, серицитизации, мусковитизации и хлоритизации минералов.

Близ контакта с лейкократовыми гранитами вмещающие песчано-конгломератовые породы (все четыре свиты алгачинской юры), по данным О. Н. Белоусовой (Козеренко, 1956_1), в зоне, шириной 150—200 *м*, превращены в биотитовые роговики; в глинистых породах появляются волокнистые кристаллы силлиманита.

Жильный комплекс описываемого массива представлен аплитами и пегматитами. В последних присутствуют черный турмалин, магнетит, ильменит и редко берилл.

Детальные геологические исследования, проведенные геологами Читинского геологического управления в 1962 г., показали, что катакластические гранито-гнейсы, непосредственно прилегающие к Приаргунской зоне раз-

лома, и адаммелиты северо-западной части массива имеют седиментационные контакты с юрскими отложениями. Линзы пород, состоящие из гранитной дресвы и переслаивающиеся с песчаниками и аргиллитами акатуевской и базановской свит, С. А. Музылевым, О. Н. Белоусовой, А. Ф. Мушниковым и другими принимались за инъекцию гранитоидов в толщу юрских отложений. Такая ошибка была связана с наличием интенсивно проявленного динамометаморфизма в зоне, прилегающей к глубинному Приаргунскому разлому. В результате динамометаморфизма доюрские гранитоиды и юрские осадочные породы были сильно рассланцованы, перекристаллизованы и превращены—первые в описанные выше катакластические гнейсы, а вторые — в слюдяные сланцы с новообразованиями биотита и других минералов. Процессы динамометаморфизма, кроме того, были местами усилены наложенными явлениями контактового метаморфизма, связанного с внедрением молодых лейкократовых гранитоидов, составляющих примерно одну третью часть Цаган-Олуевского-Кондуйского массива.

В свете приведенных новых данных мезозойскими послесреднеюрскими гранитоидами следует считать только розовые лейкократовые граниты, которые имеют четкие интрузивные контакты со всеми четырьмя свитами алгачинской юры. Адамеллиты и катаклазированные гранито-гнейсы на основании седиментационного контакта с перекрывающими их юрскими отложениями следует отнести к доюрскому, палеозойскому возрасту.

Междуреченский массив также приурочен к Приаргунской зоне разлома и располагается в 300 *км* к северо-востоку от Цаган-Олуевского-Кондуйского массива. Он имеет форму, вытянутую в северо-восточном направлении, и по размеру значительно превышает описанный выше массив молодых лейкократовых гранитоидов. Междуреченский массив, располагающийся на право- и левобережье Аргуни, описан Т. О. Федоровым. По его данным, этот массив сложен в основном биотитовыми гранитами с мусковитом и темным дымчатым или морионовым кварцем. Местами в южной части массива граниты имеют порфировидную структуру с вкрапленниками розового полевого шпата. Количественные соотношения породообразующих минералов в гранитах различные. Местами преобладают розовые и красные полевые шпаты, и граниты становятся мясо-красными. В отдельных участках граниты сильно грейзенизированы и переходят в чисто мусковитовые разности, содержащие зерна турмалина размером 1 × 5 *см*, а на водоразделе падей Выездной и Студеной имеют мелкие включения флюорита.

Вдоль Приаргунской зоны разлома, по обеим берегам р. Аргуни, на участке от падей Пусковых до пос. Урюпино, среди гранитоидов Междуреченского массива прослеживаются зоны сильного разгнейсования (мощностью до 5 *км*), в которых граниты превращаются в гранито-гнейсы, совершенно аналогичные таковым Цаган-Олуевского-Кондуйского массива.

Непосредственный контакт гранитов Междуреченского массива с юрскими конгломератами западной части Ольдойского прогиба не обнажен, однако вблизи контакта конгломераты сильно перекристаллизованы, наблюдается интенсивная биотитизация и ороговикование цемента конгломератов. Вблизи крупного Междуреченского массива располагается ряд мелких штоков гранит-порфиров и порфировидных гранитов, вероятно, являющихся сателитами последнего. Возможно, что при более детальных исследованиях среди гранитоидов Междуреченского массива также удастся откартировать собственно молодые послеюрские розовые и красные лейкократовые гранитоиды и более древние палеозойские гранитоиды.

Малые интрузии гранитоидов. Наиболее широким распространением в зоне Приаргунского антиклинория пользуются мелкие интрузивные тела гранитоидов — штоки и дайки (мощностью до 400—500 *м* и длиной до 10 *км* и более), пересекающие не только юрские отложения, слагающие наложенные мульды, но и более древние метаморфические породы докембрия и палеозоя.

По данным В. А. Мелиоранского, С. С. Смирнова, Н. В. Шталь, О. Н. Белоусовой, Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко и других, интрузивные тела здесь приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и меридионального простирания и сложены гранитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, сиенито-диоритами и многочисленными жильными образованиями: кварцевыми и бескварцевыми порфирами, различного состава порфиритами и лампрофирами.

Отдельные интрузивные тела имеют сложное строение и состав, формирование их происходило в несколько интрузивных фаз. Так, например, Запокровский шток, площадью около 12 *км*^{2}, сложен тремя относительно разновозрастными группами пород: 1) диоритами, сиенито-диоритами и кварцевыми сиенито-диоритами, 2) гранодиоритами, 3) гранитами и гранит-порфирами. Между указанными группами пород наблюдаются четкие интрузивные контакты, главную массу штока слагают гранодиориты.

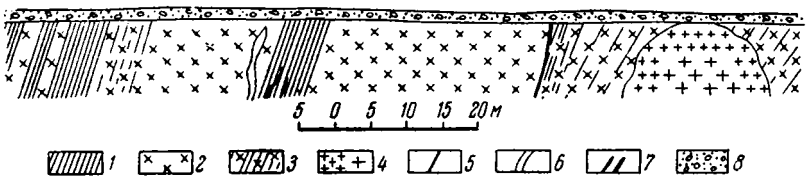
Гранитоиды китайской части Приаргунского поднятия. В зоне сочленения мезозойского прогиба Большого Хингана и Приаргунского антиклинория, как это хорошо видно в обнажениях правого склона долины р. Маритке, выше устья р. Топокутихэ, располагается система параллельных сбросов северо-восточного простирания (30°), вдоль которых проникли многочисленные дайки описанных выше кварцевых порфиров и гранит-порфиров, мощностью от 5 *см* до 10 *м*.

Вдоль краевой части Приаргунского поднятия, прилегающей с северо-запада к Западно-Хинганскому разлому, наблюдаются крупные и более мелкие сбросы северо-восточного простирания, параллельные крупному разлому, а также ряд поперечных сбросов северо-западного и меридионального простирания. Здесь к зоне пересечения поперечных и продольных сбросов приурочен довольно крупный массив верхнемезозойских биотит-роговообманковых гранитоидов, имеющих в поперечнике около 6 *км*, вокруг которого располагается ряд мелких штоков, величиной до 0,5 *км*^{2}, и даек, сложенных гранитами и гранит-порфирами, по-видимому, являющимися апофизами или жильными отщеплениями того же массива. Крупный массив биотит-роговообманковых гранитов и окружающие его мелкие штоки и дайки гранит-порфиров и гранитов в краевой части Приаргунского поднятия прорывают палеозойские розовые крупнокристаллические граниты буреинского типа и в зоне контактов содержат ксенолиты этих гранитов длиной до 20 *см*. Дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров в зоне сочленения Приаргунского поднятия и прогиба Большого Хингана прорывают верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенные образования хинганской серии. В центральных частях Приаргунского поднятия древние кристаллические образования местами вдоль сбросов пересечены более мелкими телами кварцевых порфиров и гранит-порфиров размером до 25 *м* в поперечнике (фиг. 36).

Биотит-роговообманковые граниты, слагающие более крупный массив и мелкие штоки в краевой зоне Приаргунского антиклинория, представляют собой розовато-серые и серые среднекристаллические породы, местами обладающие порфировидной структурой; размеры вкрапленников до 1,5 *см*. Минералогический состав гранитов следующий: кварц, калиевый полевой шпат (микроклин), плагиоклаз (олигоклаз), роговая обманка, биотит и акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит и рудный минерал; вторичные минералы — мусковит, серицит и хлорит — обычно содержатся в ничтожном количестве. Преобладающими минералами являются полевые шпаты и кварц. Содержание темноцветных минералов изменчивое и составляет от 10 до 20% породы. Граниты неравномерно раскристаллизованы, центральные части массива слагают наиболее крупнокристаллические разновидности, а в краевых частях они становятся мелкокристаллическими и обогащаются темноцветными минералами. В более мелких штоках

биотит-роговообманковые граниты неравномернозернистые и местами обладают порфировидной структурой, при этом крупные вкрапленники, до 1,5 *см* в длину, представлены микроклином и олигоклаз-андезином с хорошо выраженной зональной структурой.

В крупно- и среднезернистых гранитах структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз представлен идиоморфными кристаллами олигоклаз-андезина, в большинстве случаев обладающими зональной структурой. Состав плагиоклаза в кристаллах с зональной структурой меняется от андезина (в центре) до олигоклаза в краевой части кристалла.



Фиг. 36. Обнажение близ с. Кун на правом склоне долины р. Маритке.

1 — парагнейсы; *2* — палеозойские розовые граниты буреинского типа; *3* — гнейсированные граниты; *4* — шток мезозойских гранит-порфиров (мелкие кресты — мелкокристаллические разновидности в зоне контакта); *5* — сброс; *6* — кварцевая жила; *7* — эпидотовые жилы; *8* — древний аллювий террасы р. Маритке

Ксеноморфный микроклин содержит многочисленные пойкилитовые включения плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и сфена. Листочки биотита зеленовато-бурые, в приконтактовой части бурые с отчетливым плеохроизмом. Роговая обманка и биотит присутствуют в граните примерно в равных количествах, реже преобладает биотит, местами темноцветные минералы содержат многочисленные мелкие включения апатита, циркона и рудного минерала.

Вблизи массива биотит-роговообманковых гранитов вмещающие их палеозойские граниты пересечены жилами и дайками лампрофиров и гранит-порфиров, являющихся, по-видимому, жильной серией описанных биотит-роговообманковых гранитов.

По данным Юй Цзян-чжана и других, в пределах Приаргунского антиклинория, к северо-востоку от р. Быстрой (правого притока Аргуни), располагаются многочисленные небольшие интрузивные тела мезозойских (яньшанских) гранитоидов, также приуроченные к разломам северо-восточного и меридионального простирания. Отдельные массивы и штоки гранитов располагаются также в зоне Западно-Хинганского разлома. Они сложены, биотитовыми, мусковитовыми и аляскитовыми пегматоидными гранитами, кварцевыми сиенитами, кварцевыми сиенит-порфирами, диоритами и многочисленными жилами кварцевых порфиров, порфиритов, лампрофиров и кварца. Мезозойские гранитоиды прорывают древние кристаллические образования, а также вулканогенные породы верхней юры. Возраст их на основании соотношения с верхнеюрскими вулканогенными образованиями устанавливается как послеверхнеюрский.

Формирование отдельных массивов и штоков здесь, так же как и в советской части Приаргунского поднятия (Запокровский шток и др.), происходило в несколько интрузивных фаз, о чем свидетельствует сложное строение интрузивных тел и пересечение одного состава пород другим. Наиболее ранними интрузивными образованиями являются биотитовые и мусковитовые граниты. Биотитовые граниты в бассейне р. Монго пересечены небольшими телами мясо-красных, бедных слюдой аляскитовых гранитов с пегматоидной структурой.

Кроме перечисленных разновидностей, в составе мезозойских интрузивных пород значительно реже встречаются темно-фиолетовые кварцевые

сиениты, состоящие из калиевого полевого шпата — пертита (65—70%), олигоклаза (15—20%), кварца (5—8%), незначительного количества биотита и редких зерен пироксена. Кварцевые сиениты также прорывают верхнеюрские вулканогенные породы и содержат ксенолиты последних.

По химическому составу (см. табл. 13, анализы 17—18) гранитоиды Приаргунского поднятия близки к гранодиорит-порфирам и кварцевым порфирам Гонжинского выступа, образующим небольшие штоки в окрестностях станций Магдагачи и Промысловая (анализы 21 и 22), а также к гранитоидам советской части Приаргунского поднятия-Запокровского и Донинского штоков (анализы из работы В. Н. Козеренко, 1956_1) и верхнемезозойским гипабиссальным породам Хингано-Буреинского срединного массива (анализы 30, 31).

С мезозойскими гранитами Приаргунского поднятия, по данным В. К. Чайковского (1961), связано гидротермальное оруденение цветных металлов — молибдена, цинка, свинца, висмута, золота, а также флюорита.

Гранитоиды Верхне-Ганьхинского поднятия

В пределах Верхне-Ганьхинского поднятия, расположенного к юго-востоку от мезозойского прогиба Большого Хингана, гранитоиды нижне- и среднепалеозойского возраста пересечены многочисленными сбросами преимущественно северо-восточного простирания. Встречаются также сбросы меридионального направления и направления, близкого к широтному. В местах пересечения и сгущения отдельных сбросов образуются значительные зоны разломов, по которым в основном и внедрялись мезозойские гранитоиды (см. фиг. 164). Здесь распространены следующие разновидности гранитоидов: порфировидные биотит-роговообманковые и аляскитовые мориновые граниты, гранит-порфиры и жильные породы — кварцевые порфиры, роговообманковые диорит-порфириты и спессартиты.

Наиболее крупный Норкетинский массив порфировидных биотит-роговообманковых гранитоидов располагается в юго-восточной части Верхне-Ганьхинского поднятия, в зоне разлома северо-восточного простирания, ограничивающего с северо-запада наложенную Норкетинскую мульду, сло-

Фиг. 37. Дайка мезозойских порфировидных гранитов, секущая палеозойские розовые крупнокристаллические граниты (буреинского типа) на левом склоне долины р. Ганьхэ, близ бывшего с. Цицилин

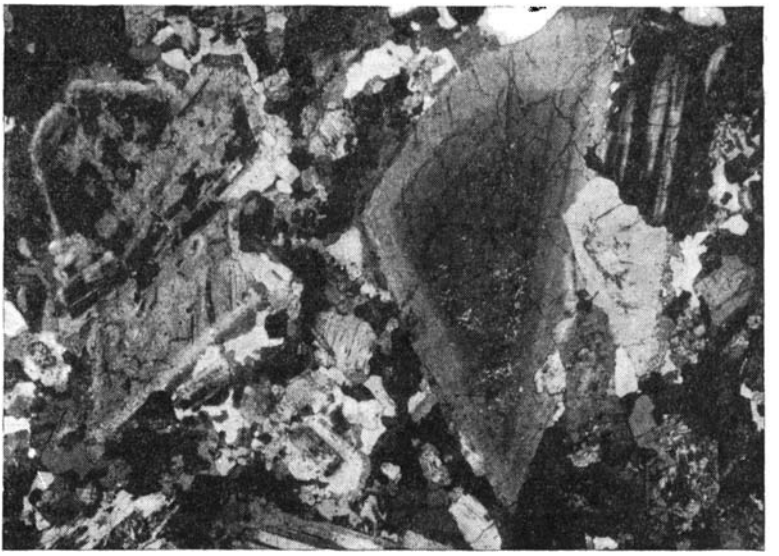
женную верхнеюрскими вулканогенными образованиями. К северо-западу от массива располагается несколько более мелких массивов порфировидных гранитов от 1 до 5 *км* в поперечнике.

Кроме того, вдоль левого склона долины р. Ганьхэ, вплоть до устья р. Арихэ, палеозойские гранитоиды пересекаютсямногочисленными дайками и штоками (до 500—700 *м* в поперечнике) порфировидных биотит-рого-

Фиг. 38. Крупная дайка мезозойских гранитов, секущая палеозойские граниты (буреинского типа). Левый берег р. Ганьхэ (Верхне-Ганьхинское поднятие)

вообманковых гранитов, гранит-порфиров, аляскитовых гранитов и кварцевых порфиров (фиг. 37, 38). Западнее устья р. Арихэ, где долина р. Ганьхэ резко меняет направление своего течения с меридионального и северо-западного на северо-восточное, близкое к широтному, мезозойские интрузивные тела исчезают. Возможно, меридиональные участки долины р. Ганьхэ и нижнего течения долины р. Арихэ здесь совпадают с разломами меридионального простирания, вблизи которых и наблюдается обилие мелких интрузивных тел и более крупных штоков мезозойских гранитоидов.

Порфировидные биотит-роговообманковые граниты. На левобережье р. Ганьхэ, близ сел. Норкети, вулканогенные образования верхнеюрского — нижнемелового возраста, слагающие Норкетинскую наложенную мульду, прорваны порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами, образующими довольно крупный Норкетинский массив, имеющий в поперечнике более 10 *км*. Вмещающими породами на северо-западе массива являются метаморфические песчаники и сланцы верхнего докембрия — нижнего палеозоя, прорванные палеозойскими розовыми крупнокристаллическими гранитами буреинского типа, а на юго-востоке — мезозойские вулканогенные породы. Порфировидные биотит-роговообманковые граниты на юго-востоке образуют ряд апофиз, внедряющихся в толщу порфиритов и туфопесчаников (J_3 — Cr_1), и содержат многочисленные ксенолиты порфиритов (фиг. 39, 40). Граниты Норкетинского массива, в свою очередь, прорваны многочисленными жилами



Фиг. 39. Биотит-роговообманковый гранит (краевая часть Норкетинского массива). Увел. 20, с анализатором

и дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров, и лампрофиров (спессартитов) мощностью от 1 до 20 *м*. Наибольшее количество даек располагается в приконтактовой части на юго-востоке массива. Простирание даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров здесь северо-восточное (45°), угол падения крутой, 85—90°. Значительно реже биотит-роговообманковые граниты Норкетинского массива пересекаются тонкими жилами аплита.

Порфировидные биотит-роговообманковые граниты состоят из кварца, полевого шпата (микроклина), плагиоклаза (олигоклаз № 28—30), биотита, роговой обманки, акцессорных минералов — апатита, циркона, сфена, ортита и рудного, а также вторичных минералов — серицита, хлорита, эпидота и актинолита. Количественное соотношение минералов непостоянное: в краевых частях массива преобладает олигоклаз, в центральных — калиевый полевой шпат и кварц. Содержание темноцветных минералов также непостоянное, оно обычно составляет около 10—15% общей массы породы с преобладанием то биотита, то роговой обманки.

Структура гранитов Норкетинского массива неравномернозернистая, порфировидная. Наиболее крупнозернистые разновидности гранитов слагают центральные части массива. Порфировые выделения розового микроклина здесь достигают 2,5 *см* в длину, имеют правильные кристаллографические очертания и в большинстве случаев пойкилитовую структуру — содержат включения зерен олигоклаза и биотита. Кроме того, кристаллы микроклина как в порфировых выделениях, так и в основной массе содержат многочисленные тончайшие пертитовые вростки альбита.

Крупнокристаллическая основная масса порфировидных гранитов центральных частей массива имеет гипидиоморфнозернистую структуру с участками аллотриоморфнозернистой. Зерна кварца имеют неправильную форму и нередко пойкилитовую структуру и содержат многочисленные включения оликоглаза и калиевого полевого шпата.

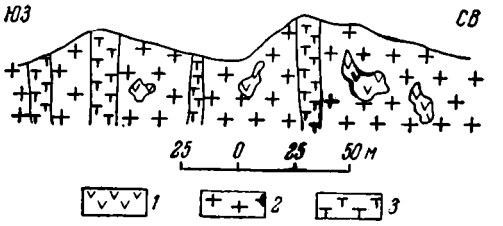
В приконтактовых частях массива идиоморфные вкрапленники олигоклаза имеют зональное строение. Биотит окрашен в зеленовато-бурые тона. Вторичные изменения биотит-роговообманковых гранитов обычно ничтожны. Только близ зон дробления биотит и роговая обманка частично замещены хлоритом. Местами наблюдается эпидотизация и актинолитиза-

ция роговой обманки. Зерна олигоклаза почти полностью замещены серицитом.

В приконтактовых частях Норкетинского массива крупнозернистые порфировидные биотит-роговообманковые граниты переходят в мелкозернистые разновидности, в различной степени раскристаллизованные, и в биотит-роговообманковые гранит-порфиры с микропегматитовой структурой основной массы.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 20) биотит-роговообманковые граниты очень близки к порфировидным верхнемезозойским гранитам Керакского массива и сретенским порфировидным адамеллитам.

Дайки лейкократовых кварцевых порфиров и гранит-порфиров, секущие Норкетинский массив, имеют мощность от 5—10 *см* до 20 *м*. В большинстве случаев они обладают прямолинейной и лишь иногда более сложной коленообразноизогнутой формой, соответствующей пересекающимся трещинам отдельности: СВ 15—20°, падение на северо-запад под углом 75—80° и СВ



Фиг. 40. Обнажение порфировидных биотит-роговообманковых гранитов Норкетинского массива близ контакта с верхнеюрскими порфиритами.

1 — ксенолиты порфиритов; *2* — порфировидные граниты; *3* — жилы кварцевых порфиров

20°, падение на юго-восток под углом от 0 до 5°. Они представляют собой светлые, розоватые и розовато-желтые плотные породы с хорошо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены идиоморфными зернами олигоклаза, местами образующими гломерофировые выделения. Длина вкрапленников олигоклаза от 1 до 2 *мм*. Значительно реже содержатся единичные вкрапленники биотита и кварца, величиной менее 0,5 *мм*. Основная масса состоит из мелкокристаллических кварца и калиевого полевого шпата, а в отдельных разновидностях — из мелких листочков мусковита. Структура основной массы микрогранитная или микропегматитовая.

Два других массива мезозойских гранитоидов Верхне-Ганьхинского поднятия по составу и структурным особенностям очень близки к крупнокристаллическим порфировидным гранитам Норкетинского массива и отличаются от них лишь малым содержанием роговой обманки, а местами полным ее отсутствием. Оба массива также приурочены к разломам и прорывают сильно катаклазированные палеозойские граниты. Мезозойские порфировидные граниты и гранит-порфиры не несут следов катаклаза.

Морионовые граниты. В центральной части Верхне-Ганьхинского поднятия среди палеозойских гранитоидов располагается небольшой массив, около 2 *км* в поперечнике, сложенный морионовыми гранитами. Они состоят из черного или темно-серого кварца, микроклина и олигоклаза. Темноцветные минералы содержатся в ничтожном количестве и представлены единичными мелкими зернами роговой обманки. Структура морионовых гранитов аллотриоморфная. Соотношение морионовых гранитов с другими гранитами на наблюдалось.

Как и в прогибе Большого Хингана, среди мезозойских гранитоидов Верхне-Ганьхинского поднятия, слагающих мелкие интрузивные тела — штоки и дайки, так же выделяются две разновидности: 1) биотит-роговообманковые гранит-порфиры и диорит-порфириты, 2) аляскитовые морионовые гранитоиды и лейкократовые гранит-порфиры.

Биотит-роговообманковые гранит-порфиры — серые и розовато-серые породы с хорошо выраженной порфировой структурой. Они связаны постепенными переходами с биотит-роговообманковыми порфировидными гранитами и слагают краевые части крупных штоков, мелкие штоки и дайки или тела более сложной формы, размером от 5—10 до 300 *м*.

По минералогическому составу они соответствуют описанным выше биотит-роговообманковым гранитам Норкетинского массива. Порфировые выделения в них представлены таблитчатыми кристаллами олигоклаза, размером от 1 до 4 *мм*, мелкими зернами роговой обманки и зеленовато-бурого биотита. Основная масса состоит из мелкокристаллических зерен кварца и калиевого полевого шпата и редких мелких зерен темноцветных минералов. Структура основной массы микрогранитная или микропегматитовая. В количественном отношении основная масса обычно преобладает над вкрапленниками.

Содержание темноцветных минералов в гранит-порфирах весьма изменчивое: в отдельных разновидностях они составляют не менее 20—25%, в других — не более 5—10%. Последние разновидности связаны постепенными переходами с лейкократовыми, аляскитовыми гранит-порфирами. В роговой обманке и биотите обычно наблюдаются включения мелких зерен рудного минерала, апатита, сфена и циркона.

Вторичные изменения в гранит-порфирах проявились неравномерно, местами наблюдается частичное замещение темноцветных минералов хлоритом и эпидотом, местами — полевых шпатов.

Аляскитовые граниты и гранит-порфиры — розовато-серые и розовые в различной степени раскристаллизованные породы. Они образуют штоки до 700 *м* в поперечнике и более мелкие тела, в краевых частях которых хорошо видны эндоконтактовые изменения, выражающиеся в том, что порфировидные граниты переходят в мелкокристаллические разновидности и гранит-порфиры (фиг. 41). Минералогический состав аляскитовых гранитов следующий: кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, биотит; акцессорные минералы — циркон, сфен и рудный минерал. Вторичные минералы обычно отсутствуют, лишь местами встречаются редкие зерна эпидота, хлорита и серицита. Преобладают кварц и микроклин, альбит-олигоклаз присутствует также в значительном количестве. Темноцветные минералы представлены только зеленоватым биотитом, который содержится в ничтожном количестве или совсем отсутствует.

Структура аляскитовых гранитов порфировидная. Вкрапленники, длиной до 0,5 *см*, представлены микроклином или альбит-олигоклазом. Микроклин вкрапленников и основной массы обычно пронизан тончайшими пертитовыми вростками альбита, а вкрапленники альбит-олигоклаза часто окружены каймой микропертита. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая с участками микропегматитовой.

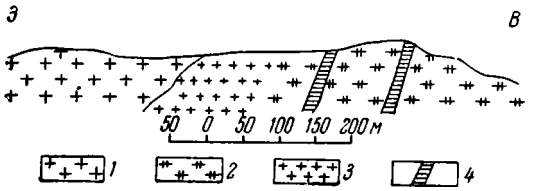
В гранит-порфирах в виде вкрапленников присутствуют также и зерна кварца, обычно имеющие оплавленные или корродированные очертания, структура их основной массы микропегматитовая (фиг. 42, 43) и микрогранитовая.

По минералогическому составу и структуре описанные аляскитовые гранит-порфиры очень близки к аляскитовым гранитам и гранит-порфирам, образующим небольшие массивы и штоки, пересекающие вулканогенные образования хинганской серии (J_3 — Cr_1) в пределах северо-западного крыла прогиба Большого Хингана (Ходоколюхинский, Верхне-Итулихинский

и другие массивы и штоки). Аляскитовые граниты и гранит-порфиры Верхне-Ганьхинского поднятия отличаются от них лишь присутствием кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза).

Массивы и штоки биотит-роговообманковых и аляскитовых гранитов часто пересекаются жилами кварцевых порфиров и в меньшем количестве — роговообманковых диорит-порфиров и спессартитов.

Роговообманковые диорит-порфириты, образующие дайки, представляют собой темные, зеленовато-серые плотные породы с порфировой структурой, в которых вкрапленники представлены многочисленными идиоморфными зернами зеленой роговой обманки (1—1,5 *мм* в длину),



Фиг. 41. Шток мезозойских аляскитовых гранитов, прорывающих нижнепалеозойские граниты на левом склоне долины р. Ганьхэ.

1 — палеозойские граниты буреинского типа; *2* — мезозойские порфировидные аляскитовые граниты; *3* — аляскитовые гранит-порфиры; *4* — дайки кварцевых порфиров

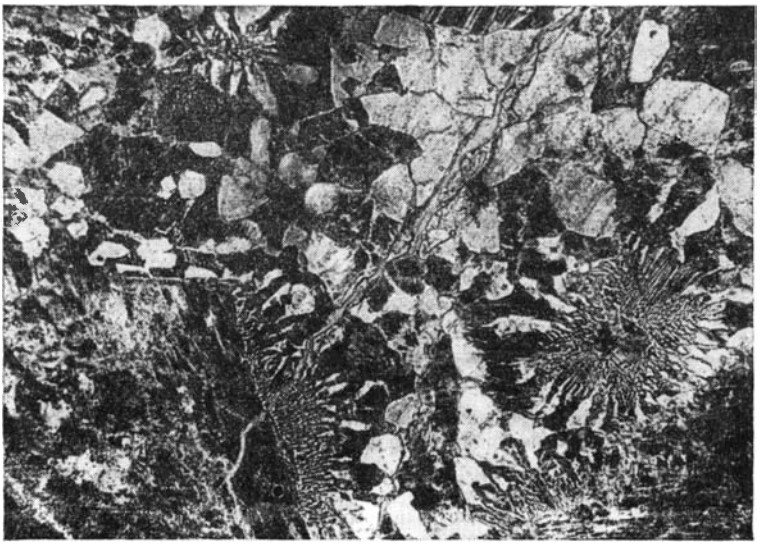
местами имеющими зональное строение. Основная масса состоит из мелких кристаллов плагиоклаза таблитчатой формы, роговой обманки и рудного минерала. Структура основной массы микродиоритовая.

Возрастные соотношения между описанными разновидностями гранитоидов — а) порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами и гранит-порфирами и б) розовыми аляскитовыми гранитами — в пределах Верхне-Ганьхинского поднятия не наблюдались. В соседней зоне прогиба Большого Хингана устанавливается различный возраст этих двух групп гранитоидов: верхнеюрский для биотит-роговообманковых порфировидных гранитов и гранодиоритов и нижнемеловой для розовых аляскитовых гранитов. Полнокристаллические морионовые граниты также отнесены к группе аляскитовых мезозойских гранитов Верхне-Ганьхинского поднятия по аналогии с мезозойскими морионовыми гранитами Приаргунья.

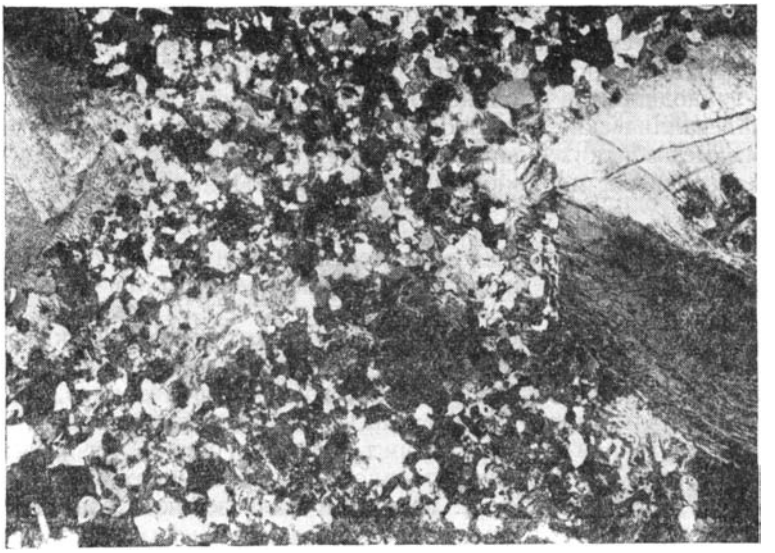
Мезозойские малые интрузии Гонжинского выступа

В пределах Гонжинского выступа, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими породами, а также девонскими отложениями и прорывающими их массивами палеозойских гранитоидов, широко распространены малые интрузивные тела верхнемезозойских гранит-порфиров, кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров. Они приурочены к многочисленным разломам преимущественно северо-восточного простирания, пересекающим метаморфические породы и палеозойские гранитоиды, а на окраине Гонжинского выступа, в зоне сочленения с мезозойскими прогибами, и юрские песчано-конгломератовые отложения. Наибольшее распространение гранитоиды имеют в краевых частях выступа, вдоль границы с мезозойскими прогибами, и значительно меньшее — в его центральной части.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры расположены вдоль южной окраины Гонжинского выступа, в районе ст. Магдагачи, где они образуют многочисленные сравнительно небольшие штоки и дайки,

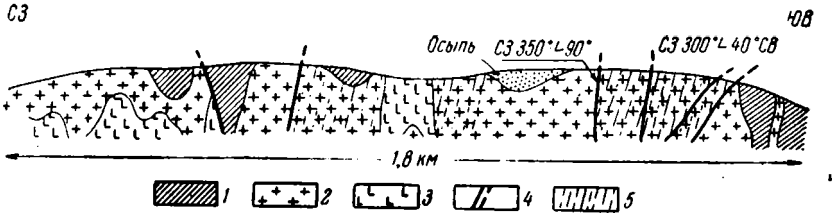


Фиг. 42. Аляскитовый гранит-порфир с микропегматитовой структурой. Увел. 20, без анализатора



Фиг. 43. Аляскитовый гранит-порфир с микрогранитной структурой. Увел. 20, с анализатором

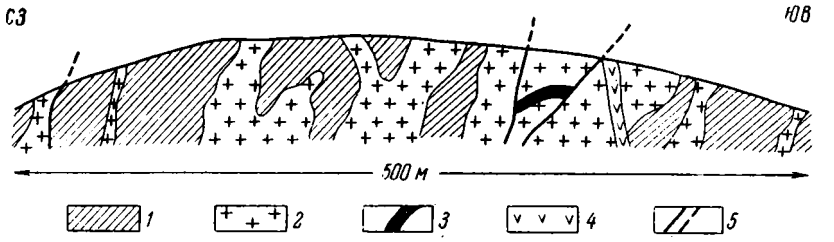
хорошо обнаженные в береговых обрывах левого склона долины р. Глухари (правого притока р. Магдагачи). Они здесь пронизывают толщу девонских отложений, представленных черными глинистыми сланцами (фиг. 44, 45) с тонкими прослоями фиолетово-серых песчаников. Штоки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, размером от 200 до 500 *м* и более, имеют неправильную форму. От крупных штоков отходят многочисленные более мелкие апофизы. Кроме того, кварцевые порфиры образуют серию даек преимущественно северо-восточного простирания, секущих толщу девонских отложений и палеозойские граниты, расположенные к северу и югу от



Фиг. 44. Штоки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров в девонских отложениях на левом склоне долины р. Глухари близ ст. Магдагачи.

1 — глинисто-серицитовые сланцы (девон); *2* — биотитовые гранит-порфиры и кварцевые порфиры; *3* — биотит-роговообманковые гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; *4* — сбросы и надвиги; *5* — брекчированные и сильно измененные гранит-порфиры

ст. Магдагачи. На водоразделе рек Устали и Магдагачи гранит-порфиры постепенно переходят в светлые порфиры с флюидальной текстурой и стекловатой структурой основной массы, перемежающиеся здесь с агломератными туфами кварцевых порфиров. По-видимому, мы здесь имеем экструзивный комплекс, корнями которого являются гранит-порфиры, переходящие в кварцевые порфиры, образующие местами в этом районе



Фиг. 45. Гранит-порфиры и порфириты, прорывающие толщу девонских отложений на левом склоне долины р. Глухари близ ст. Магдагачи.

1 — глинистые сланцы и песчаники девона; *2* — гранит-порфиры; *3* — кварцевая жила; *4* — порфирит; *5* — сбросы

небольшие покровы на девонских песчано-сланцевых отложениях и палеозойских гранитах.

Небольшой выход биотит-роговообманковых гранит-порфиров располагается в краевой части наложенной Талданской мульды, у подножия правой устьевой сопки р. Гальки (левого притока р. Буринды), и, возможно, является корнями кислых эффузивов-перлитов и их туфов, входящих в состав вулканогенных пород, слагающих Талданскую мульду.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры района ст. Магдагачи представляют собой светлые, серовато-желтые породы, чрезвычайно разнообразные по структуре, которая связана с различной степенью раскристаллизации в разных частях штоков и даек. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры обладают четко выраженным порфировым строением. Вкрапленники (длиной до 1,5 *см*)

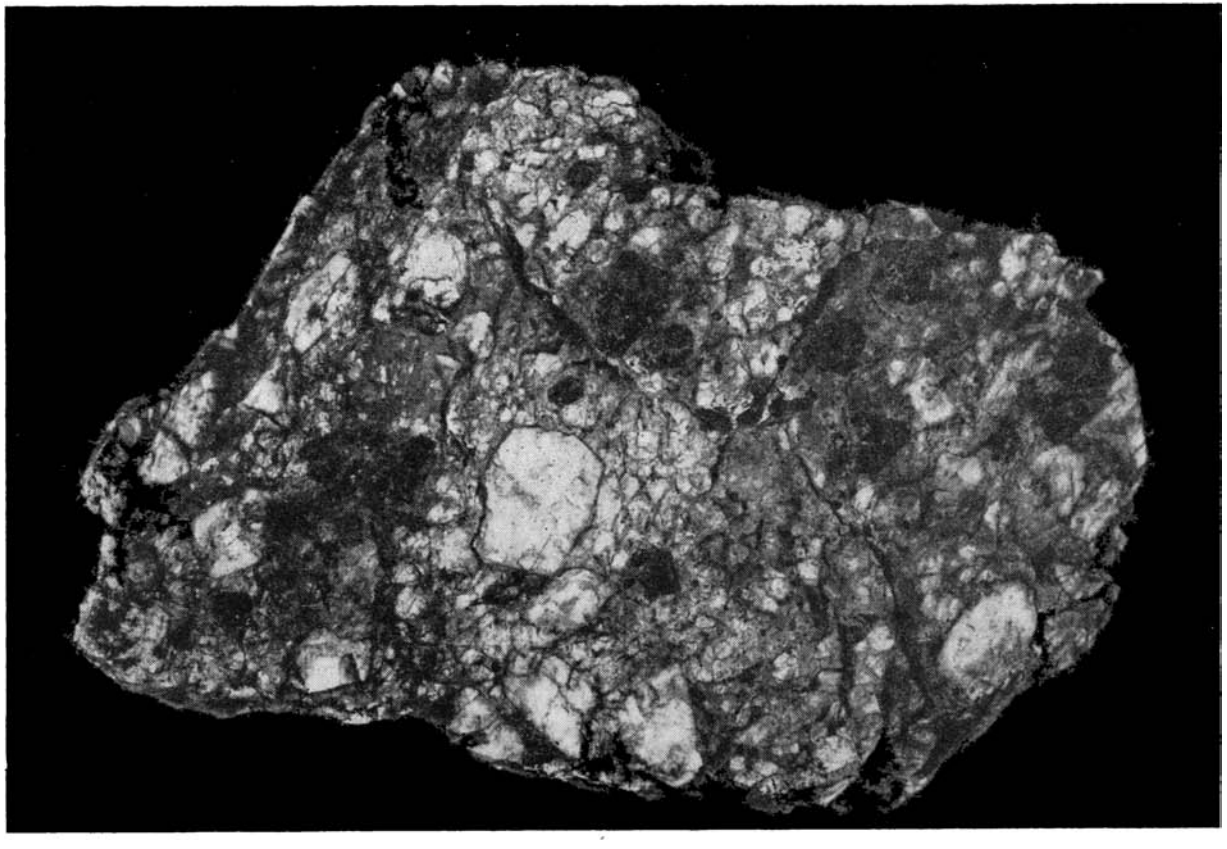
представлены идиоморфными (пирамидальной формы) или оплавленными кристаллами дымчатого кварца и светлого полевого шпата (до 1 *см*) и более редкими мелкими кристаллами темноцветных минералов (фиг. 46). Среди них выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности, связанные постепенными переходами с гранодиорит-порфирами. Биотит-роговообманковые гранит-порфиры, как это хорошо видно в обнажениях долины р. Глухари, в западной части пос. Магдагачи, слагают более глубокие части штока биотитовых гранит-порфиров, вдаваясь в последние в виде «языков» неправильной формы (фиг. 47, см. также фиг. 44). Среди кварцевых порфиров окрестностей ст. Магдагачи преобладают биотитовые кварцевые порфиры, размеры штоков которых обычно не превышают 200 *м* в поперечнике. Кроме того, биотитовые кварцевые порфиры слагают апикальные части более крупных штоков биотит-роговообманковых гранит-порфиров.

Биотитовые кварцевые порфиры состоят из кварца, калиевого полевого шпата (микроклина), плагиоклаза, биотита, акцессорных минералов, апатита, циркона, рудного минерала, сфена. Вкрапленники представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом. Вкрапленники кварца редко имеют идиоморфную форму, в большинстве случаев они оплавлены и корродированы основной массой и местами представляют собой гломерофировые выделения, состоящие из многочисленных более мелких неправильных зерен. Вкрапленники микроклина также имеют неправильные, иногда идиоморфные очертания, местами они содержат редкие тончайшие вростки альбита, а в отдельных случаях включают в себя идиоморфные кристаллы олигоклаза и мелкие зерна кварца. Выделения плагиоклаза (олигоклаза) обычно идиоморфны. Вкрапленники биотита редки, представлены мелкими идиоморфными листочками буровато-зеленого цвета. Количественные соотношения порфировых выделений этих минералов весьма различные, обычно преобладают вкрапленники кварца и микроклина; распределение их в породе неравномерное, местами они образуют групповые скопления, в других местах почти отсутствуют. Основная масса кварцевых порфиров представлена мелкокристаллическим кварцем и калиевым полевым шпатом, степень раскристаллизации основной массы породы различная.

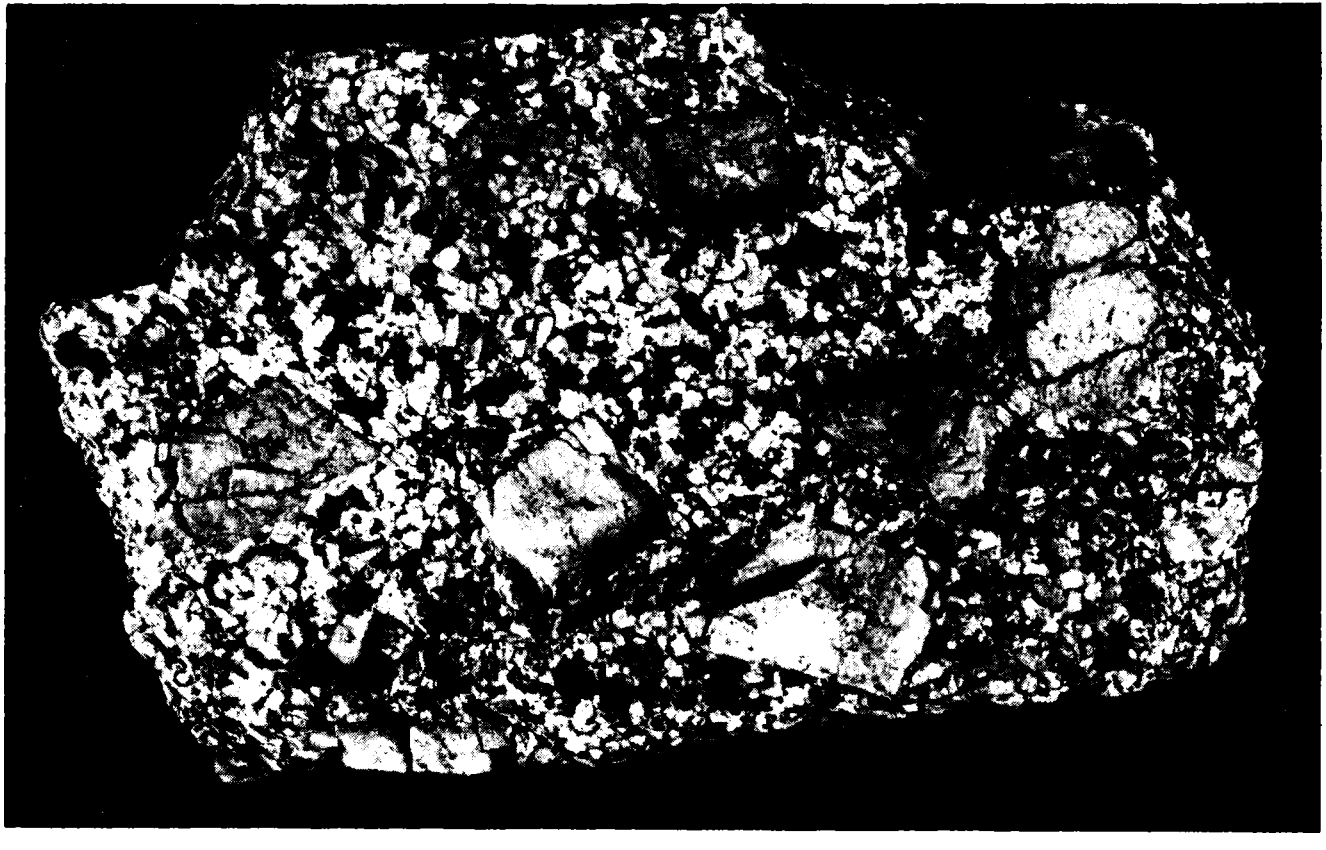
По химическому составу (см. табл. 13, анализ 21) биотитовые кварцевые порфиры очень близки к верхнемезозойским кварцевым порфирам Приаргунского поднятия из окрестностей пос. Благодатного (Козеренко, 1956₁) и кварцевым порфирам и липаритам, распространенным в бассейнах рек Газимур и Урюмкан, а также к липаритам бассейна рек Уров и Онон (Павловский и Лучицкий, 1940; Катушенок и Нагибина, 1945). От липаритов рек Уров и Онон биотитовые кварцевые порфиры отличаются лишь несколько пониженным коэффициентом кислотности S и повышенным значением $в$. Кроме того, они очень близки по составу к риолитам Иеллоустонского парка Северной Америки, числовая характеристика которых, по А. Н. Заварицкому, следующая: $S = 78{,}9$; $а = 15{,}3$; $в = 4{,}8$; $с = 1{,}0$; $с' = 14{,}6$; $m' = 8{,}3$; $f' = 77{,}1$; $n = 59{,}6$.

Вторичные изменения биотитовых кварцевых порфиров обычно ничтожны, выражаются в частичном замещении биотита пеннином и слабой серицитизации андезина. Лишь вдоль трещин разломов и в зонах дробления, местами пересекающих кварцевые порфиры, наблюдаются довольно интенсивные изменения: перекристаллизация вкрапленников биотита в мелколистоватые агрегаты биотита, актинолитизация, карбонатизация и ожелезнение основной массы.

Жилы и дайки биотитовых кварцевых порфиров аналогичного состава распространены и в других частях Гонжинского выступа. Такого же состава дайки пересекают песчано-сланцевые отложения верхнего мезозоя и мезозойские гранитоиды описанного выше Ускалинского массива, являющиеся жильной серией последнего.



Фиг. 46. Гранит-порфир из окрестностей ст. Магдагачи. Нат. вел.



Фиг. 47. Крупнозернистый биотит-роговообманковый гранит с гигантопорфировидной структурой Обкинского массива (100 млн. лет).

Абсолютный возраст гранит-порфиров из окрестностей ст. Магдагачи, по определениям аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, соответствует 115 млн. лет.

В центральной части Гонжинского выступа, к северу и к западу от ст. Гонжа, древние метаморфические породы прорваны серией даек и небольших штоков кварцевых порфиров и гранит-порфиров, не превышающих нескольких сотен метров в поперечнике.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры окрестностей ст. Гонжа представляют собой светло-серые мелкокристаллические породы с прекрасно выраженной порфировой структурой. По составу это биотитовые кварцевые порфиры, весьма близкие к кварцевым порфирам окрестностей ст. Магдагачи, но обычно более мелкокристаллические, с вкрапленниками плагиоклаза, не превышающими 3—4 *мм* в длину. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках обычно отсутствует. Вторичные изменения в них проявлены более интенсивно, они выражаются в мусковитизации плагиоклаза, почти полном замещении биотита пеннином и частично эпидотом и в гнездообразном скоплении микрокристаллического эпидота в основной массе породы и во вкрапленниках плагиоклаза.

Биотит-роговообманковые гранит-порфиры и кварцевые порфиры в пределах Гонжинского выступа имеют также широкое распространение. В окрестностях ст. Магдагачи они слагают крупные штоки размером до 0,5 *км* в поперечнике. Это серые мелкокристаллические породы с многочисленными идиоморфными таблитчатыми вкрапленниками светлого полевого шпата, длиной до 0,5 *см*, и более мелкими вкрапленниками зеленой роговой обманки. От описанных выше биотитовых гранит-порфиров они отличаются присутствием роговой обманки во вкрапленниках.

Основная масса микрогранитной или аллотриоморфнозернистой структуры состоит из кварца и калиевого полевого шпата и, в меньшем количестве,— из мелких зерен роговой обманки и листочков биотита.

Биотит-роговообманковые кварцевые порфиры образуют серию даек пересекающих нижнепалеозойские лейкократовые граниты вдоль тракта с. Талбузино — ст. Магдагачи. Они имеют состав, аналогичный биотит-роговообманковым гранит-порфирам. В отличие от гранит-порфиров, кроме вкрапленников зонального андезина, преобладающих в породе, биотита и роговой обманки, они содержат редкие мелкие вкрапленники кварца.

Небольшие тела биотит-роговосбманковых гранит-порфиров и кварцевых порфиров располагаются к северу от ст. Гонжа, в долине р. Гребневой, где они прорывают гнейсы, а также в районе разъезда Сулус, в юго-восточной краевой части Гонжинского выступа. Здесь они образуют небольшие штоки и дайки, секущие палеозойские сильно раздробленные и милонитизированные лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты. В последних прослеживаются четкие зоны милонитизации, мощностью от 0,5 до 1 *м*, имеющие простирание СВ 10°, угол падения 50° на юго-восток, к которым и приурочены дайки биотит-роговообманковых кварцевых порфиров. Мощность даек достигает 15—20 *м*, а размеры штоков кварцевых порфиров не превышают 50 *м* в поперечнике. Иногда в порфирах содержатся ксенолиты палеозойских гранитов до нескольких метров в поперечнике. Биотит-роговообманковые кварцевые порфиры здесь пересекаются многочисленными сбросами, вдоль которых они раздроблены и катаклазированы. В большинстве случаев они интенсивно изменены, особенно в пересекающих их зонах катаклаза и дробления, где последние брекчированы и сильно карбонатизированы. Вкрапленники плагиоклаза в них замещены серицитом и кальцитом и отчасти эпидотом, а иногда — микрокристаллическим кварцем. Темноцветные минералы полностью замещены хлоритом (пеннином), эпидотом и гидроокислами железа.

Гранодиорит-порфиры, так же как кварцевые порфиры и гранит-порфиры, образуют небольшие дайки и штоки, секущие древние кристаллические образования в пределах Гонжинского выступа и песчано-сланцевые отложения юры и мела в прилегающих мезозойских прогибах. Наиболее крупные тела гранодиорит-порфиров располагаются в приконтактовых частях Талданской наложенной мульды, в окрестностях станций Промысловая и Гудачи Амурской ж. д. Обнаженность данного района не дает возможности детально изучить морфологию этих тел, однако ряд искусственных обнажений в выемках железной дороги позволяет составить представление об их размерах и о характере взаимоотношений гипабиссальных интрузивов гранодиорит-порфиров с другими магматическими образованиями верхнемезозойского возраста.

В северо-западной части Гонжинского выступа, между станциями Промысловая и Гудачи, они образуют довольно крупные, штокообразные массивы до нескольких километров в поперечнике. Местами в выемках железной дороги в сплошных обнажениях на протяжении нескольких сотен метров можно видеть внутреннее строение этих штоков. Они сложены довольно однообразными по внешнему виду, серыми или темно-серыми плотными породами с прекрасно выраженной порфировой структурой; на фоне серой микрокристаллической основной массы располагаются многочисленные светлые таблитчатые (до 1 *см*) вкрапленники полевого шпата и более мелкие (1—2 *мм*) вкрапленники темно-зеленой роговой обманки и черного биотита.

По составу гранодиорит-порфиры представлены биотит-роговообманковыми и роговообманковыми разновидностями. Минералогический состав гранодиорит-порфиров следующий: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит; акцессорные минералы — сфен, циркон и рудный; вторичные — серицит, хлорит, эпидот и кальцит. Количественные соотношения минералов изменяются, однако в большинстве случаев плагиоклаз резко преобладает над другими минералами. Содержание остальных минералов весьма не постоянное, особенно кварца и калиевого полевого шпата.

Степень раскристаллизации описываемых гранодиорит-порфиров неравномерная; для различных частей массива наблюдаются микрокристалличесские и более крупнозернистые разновидности с прекрасно выраженной порфировой структурой. Вкрапленники гранодиорит-порфиров представлены плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом и кварцем, из них обычно преобладают кристаллы плагиоклаза, которые имеют правильные кристаллические очертания и размеры от 1—2 до 10 *мм*; лишь некоторые из них образуют неправильные формы с недоразвившимися гранями или гломерофировые скопления. Состав плагиоклаза во вкрапленниках в различных участках массива меняется от олигоклаз-андезина (№ 13) до андезина (№ 40), часто вкрапленники плагиоклаза имеют хорошо выраженное зональное строение. Содержание вкрапленников темноцветных минералов непостоянное, обычно они составляют не более 20—25%, причем в отдельных разновидностях преобладает то роговая обманка, то биотит. Вкрапленники роговой обманки мелкие (не более 1—2 *мм*), часто имеют правильные кристаллографические очертания, дающие в шлифе ромбические и удлиненные призматические сечения, и реже образуют зерна неправильной формы. Роговая обманка обыкновенная, зеленая, угол угасания $c : Ng = 15°$. Вкрапленники биотита также имеют идиоморфные шестигранные очертания, реже образуют неправильные листочки. В большинстве случаев биотит полностью замещен хлоритом (пеннином), и лишь изредка удается видеть сохранившиеся от замещения чешуи, плеохроирующие по *Ng* в буровато-зеленых тонах и по *Np* в лимонно-желтых. Вкрапленники кварца присутствуют не всегда. Размеры их колеблются от крупных, достигающих нескольких миллиметров в поперечнике, до очень мелких (0,25—0,50 *мм*). Форма вкрап-

ленников кварца различная, в одних участках штока они имеют округлую оплавленную форму, в других — самые причудливые очертания. Местами они настолько корродированы основной массой, что остаются лишь разобщенные, но одновременно гаснущие скелетные формы.

Основная масса в различной степени раскристаллизована, в одних случаях она имеет гипидиоморфнозернистую более крупнокристаллическую структуру, в других микрокристаллическую, а в разновидностях, содержащих в основной массе кварц и калиевой полевой шпат,— микропегматитовую. Количественные соотношения основной массы и вкрапленников также непостоянны, но преимущественно распространены разновидности, в которых основная масса породы преобладает над вкрапленниками. Только в крупнокристаллических разновидностях вкрапленники составляют большую часть породы, а основная масса выполняет лишь промежутки между ними.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 22) гранодиорит-порфиры очень близки к гранодиоритам Донинского штока и гранодиорит-порфирам Запокровского района Приаргунского поднятия (Козеренко, 1956₁).

Вторичные изменения в гранодиорит-порфирах в районе станций Промысловая и Гудачи проявились весьма неравномерно. Обычно зерна андезина пелитизированы и слабо серицитизированы и лишь местами частично замещены эпидотом и кальцитом. Темноцветные минералы, особенно биотит, частично или полностью замещены хлоритом и эпидотом. Наиболее интенсивные вторичные изменения гранодиорит-порфиров наблюдаются в разломах северо-восточного простирания, сопровождающихся дроблениями и развальцеванием последних. В пределах этих зон, мощностью от 1 до 50 *м*, сильно раздробленные и катаклазированные гранодиорит-порфиры пронизаны прожилками кальцита и эпидота, породообразующие минералы замещены хлоритом, частично серицитом и содержат вкрапленность идиоморфных зерен пирита и магнетита.

Биотит-роговообманковые гранодиорит-порфиры аналогичного состава образуют небольшие штоки, прорывающие палеозойские гранитоиды в окрестностях разъезда Хайлайсутай, вдоль западного края Талданской мульды. В отличие от гранодиорит-порфиров ст. Промысловой гранодиорит-порфиры разъезда Хайлайсутай почти не затронуты вторичными изменениями.

Роговообманковые гранодиорит-порфиры по внешнему виду и составу весьма близки к биотит-роговообманковым гранодиорит-порфирам, распространенным в окрестностях станций Промысловая и Гудачи. Небольшие дайкообразные тела роговообманковых гранодиорит-порфиров пересекают толщу докембрийских метаморфических пород в бассейне р. Чалой (правого притока р. Уркан), к северо-востоку от ст. Гудачи. От описанных биотит-роговообманковых гранодиорит-порфиров они отличаются отсутствием биотита во вкрапленниках. Наряду с роговообманковыми гранодиорит-порфирами толщу гнейсов в районе ст. Гонжа пересекают дайки биотит-роговообманковых диорит-порфиритов, связанных с последними постепенными переходами. Роговообманковые гранодиорит-порфиры и диорит-порфиры по составу близки к роговообманковым порфиритам, образующим покровы в пределах Талданской наложенной мульды.

Девонские осадочные породы и мезозойские песчаники в контакте с гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и гранодиорит-порфирами обычно ороговикованы и содержат многочисленные новообразования мелких, лапчатой формы листочков бурого биотита. Зона контактовых изменений невелика и не превышает 1 *м*.

Внедрение описанных выше гипабиссальных пород Гонжинского выступа было многофазным.

Возрастные взаимоотношения отдельных разновидностей гипабиссальных пород между собой позволяют более ранними считать гранит-порфиры, так как дайки гранодиорит-порфиров в ряде мест пересекают

штоки гранит-порфиров. В окрестностях ст. Магдагачи, в береговых обнажениях долины р. Глухари, можно видеть, что биотит-роговообманковые гранит-порфиры (разновидности, близкие к гранодиорит-порфирам) слагают нижнюю часть крупного штока биотитовых гранит-порфиров, вдаваясь в последние в виде языков неправильной формы. Наиболее поздними являются жилы лампрофиров и роговообманковых порфиритов, дайки которых пересекают штоки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

Дайки роговообманковых порфиритов, расположенные в краевой зоне наложенной Талданской мульды, а также дайки кварцевых порфиров являются корнями верхнемеловых эффузивов.

Мезозойские малые интрузии Зее-Селемджинской складчатой зоны

Значительно меньшим распространением, чем в пределах Гонжинского выступа и Приаргунского антиклинория, гипабиссальные мезозойские интрузии пользуются в Зее-Селемджинской зоне, где они выходят в ряде участков к югу и юго-востоку от Амуро-Зейского прогиба, в среднем течении р. Зеи, в бассейне среднего течения р. Селемджи и ее правых притоков — Норы и Мамына, на левобережье Амура выше г. Благовещенска и в районе пос. Октябрьского.

Мезозойские интрузивные породы представлены аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами, плагиогранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритами, диорит-порфирами, кварцевыми сиенитами и граносиенит-порфирами. Штоки и дайки этих пород приурочены к крупным разломам или зонам разломов преимущественно меридионального или северо-восточного простирания, пересекающим древние докембрийские гнейсы и гранито-гнейсы, метаморфические сланцы верхнего докембрия и нижнего палеозоя в антиклинорных структурах, а также складчатые среднепалеозойские отложения и прорывающие их граниты в пределах палеозойских синклинориев.

Кроме того, малые интрузии местами территориально тесно связаны с верхнемезозойскими излившимися и пирокластическими образованиями кислого состава, образуя экструзивные комплексы, подобные описанным для территории Гонжинского выступа.

Красные и розовые аляскитовые граниты в Зее-Селемджинской зоне пользуются незначительным распространением. Небольшой массив (до 2 *км* в поперечнике) этих гранитов прорывает метаморфические сланцы рифея близ устья р. Селемджи, выше с. Сохатино, и располагается в зоне глубинного Зейского разлома, ограничивающего с юго-востока Селемджино-Благовещенский антиклинорий. На всем протяжении вдоль берега р. Зеи, размывающей гранитный массив примерно вкрест его простирания, наблюдаются выходы довольно однообразных темно-розовых и зеленовато-розовых гранитов, состоящих из кварца, микроклина, плагиоклаза и ничтожного количества темноцветных минералов — мелких единичных кристаллов роговой обманки, листочков биотита и иногда мусковита и единичных зерен акцессорных минералов — циркона и рудного. Преобладают кварц и пертитизированный калиевый полевой шпат, а содержание плагиоклаза сильно изменяется — в приконтактовых частях количество его возрастает. Структура аллотриоморфнозернистая, с участками микропегматитовой. Вторичные изменения гранитов выражены в серицитизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов, по трещинкам в граните обычно располагаются гидроокислы железа. В центральной части массива граниты более крупнокристаллические, а в приконтактовых частях становятся мелкокристаллическими.

Вдоль южного контакта массива во вмещающих кварцево-серицит-хлоритовых сланцах рифея, наблюдаются мелкие апофизы розовых гранитов.

Кроме того, близ контакта с гранитами метаморфические породы пересекаются более мелкими неправильной формы телами красных гранит-порфиров и красновато-серых кварцевых порфиров, содержащих многочисленные мелкие ксенолиты сланцев. Эти гранит-порфиры и кварцевые порфиры также, по-видимому, являются дериватами красных микроклиновых гранитов. В контакте с гранитами песчанистые сланцы и песчаники переходят в кварцево-эпидотовые роговики, сохраняющие псаммитовую структуру; перекристаллизации подвергается только цементирующее вещество, превращенное в крупнокристаллический агрегат зерен кварца и эпидота. Северный контакт этого массива с метаморфическими песчаниками и сланцами тектонический. Граниты близ контакта милонитизированы и развальцованы.

Гранит-порфиры в рассматриваемой зоне распространены более широко. Они слагают различной величины дайки и штоки, приуроченные к зонам продольных разломов северо-восточного, близкого к меридиональному простирания и к поперечным разломам северо-западного простирания. Многочисленные дайки гранит порфиров и кварцевых порфиров располагаются вдоль зон таких разломов, пересекающих докембрийские и нижнепалеозойские отложения Селемджино-Благовещенского антиклинория в долине р. Зеи, в окрестностях с. Новая Уфа, и близ устья р. Громатухи, в окрестностях пос. Октябрьского, а также в других местах.

В скальных обнажениях правого берега р. Зеи, выше с. Новая Уфа, выходят катаклазированные гнейсы и гранито-гнейсы, прорванные многочисленными пластовыми и секущими дайками гранит-порфиров мощностью от 10—15 до 50 *м*. Простирание их СЗ 280—330°, оно подчинено простиранию вмещающих метаморфических пород (270—300°) с крутым падением на северо-восток и юго-запад.

В 2,5 *км* выше устья р. Громатухи черные углисто-кремнистые и кварцево-серицитовые сланцы рифея — нижнего палеозоя, пересекаются системой параллельных пластовых даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров мощностью от 4 до 300 *м*, причем крупные дайки сложены обычно гранит-порфирами, а более мелкие, до 30 *м*, кварцевыми порфирами. Простирание и падение даек строго соответствует таковому вмещающих сланцев — СЗ 280—300° с падением на северо-восток под углом 40—85°.

Гранит-порфиры упомянутых выходов представляют собой серые породы с четко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены многочисленными крупными, длиной до 5 *мм*, идиоморфными кристаллами белого полевого шпата, зернами дымчатого кварца и мелкими черными листочками биотита. Основная масса светло- или темно-серая. Гранит-порфиры состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, акцессорных минералов — апатита, сфена, а также из вторичных минералов—хлорита, серицита, мусковита, эпидота и иногда кальцита.

Вкрапленники представлены светлыми идиоморфными кристаллами кислого плагиоклаза и изометричными зернами кварца, нередко корродированными основной массой, которая имеет и микрокристаллическую структуру и состоит из зерен кварца и калиевого полевого шпата.

Гранит-порфиры в контакте с вмещающими породами переходят в кварцевые порфиры со стекловатой структурой основной массы. Характерным для гранит-порфиров описываемого района является присутствие многочисленных, довольно крупных кристаллов зеленого эпидота, образующих включения во вкрапленниках плагиоклаза, биотита и среди минералов основной массы. Нередко гранит-порфиры грейзенизированы — вкрапленники плагиоклаза содержат многочисленные мелкие листочки мусковита, а в основной массе наблюдаются его веерообразные скопления. Явления карбонатизации наблюдаются в гранит-порфирах и кварцевых порфирах, секущих метаморфические сланцы выше устья р. Громатухи. В контакте с кварцево-серицитовыми сланцами гранит-порфиры содержат мелкие ксенолиты

последних. Кроме того, местами кварцевые порфиры рассланцованы и окварцованы.

Гранит-порфиры аналогичного состава приурочены к крупной зоне разлома субширотного простирания, проходящей к северу от пос. Октябрьского и сопряженной с Южно-Тукурингрским глубинным разломом. С той же зоной разлома здесь связана субширотная полоса вулканогенных пород, протягивающаяся на восток, к верховьям рек Мамын и Нора.

К в а р ц е в ы е п о р ф и р ы. К упомянутой выше зоне субширотного простирания приурочены также и отдельные дайки кварцевых порфиров. Более крупные дайки и штоки кварцевых порфиров приурочены к зоне Мамынского надвига, пересекающего долину р. Норы близ сопки Осетровой.

В долине р. Норы, на сопке Змеиной и в южной части сопки Осетровой, выходят гипабиссальные тела кварцевых порфиров, располагающиеся в области контакта силурийских отложений и прорывающих их гранитов. Выходы кварцевых порфиров здесь пространственно тесно связаны с агломератными туфами кварцевых порфиров. Кварцевые порфиры сопки Змеиной — это светлые, розовато-желтые породы с порфировой структурой, в которых вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами кислого плагиоклаза (до 2 *мм*) и округлыми зернами кварца. Основная масса состоит из мелкокристаллических зерен кварца, калиевого полевого шпата и редких листочков хлоритизированного биотита. Структура основной массы микрогранитная или микропегматитовая. Кварцевые порфиры связаны переходами с агломератными туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров, состоящими из их обломков, сцементированных мелкозернистым агрегатом кварца и калиевого полевого шпата, а местами стекловатой основной массой с флюидальной текстурой. Кварцевые порфиры и туфы кварцевых порфиров в отдельных участках катаклазированы и пересечены тончайшими жилами флюорита.

По-видимому, мы здесь имеем экструзивный комплекс кварцевых порфиров, в котором эрозией вскрыты корни покровов в виде гипабиссального тела кварцевых порфиров с микрогранитной и микропегматитовой основной массой, и близкие к жерловым фациям агломератные туфы кварцевых порфиров приповерхностных частей экструзии.

К в а р ц е в ы е к е р а т о ф и р ы. На северо-восточном склоне сопки Осетровой среднепалеозойские граниты пересечены дайками кварцевых кератофиров, имеющих северо-восточное простирание. Кварцевые кератофиры представляют собой светло-серые породы с порфировой структурой, в которых вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом. Основная масса имеет микрогранитную структуру и состоит из кварца, калиевого полевого шпата, редких зерен плагиоклаза и листочков хлоритизированного биотита.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 23) кварцевые кератофиры близки к мезозойским щелочным гранитам Кондуйского массива и кварцевым порфирам верхнемезозойского возраста прииска Благодатского в Приаргунье (Козеренко, 1956₁) и отличаются от них несколько повышенным значением коэффициента *с*.

П л а г и о г р а н и т -п о р ф и р ы. В верхнем течении р. Мамын, ниже устья р. Инкан, вдоль зоны того же крупного Мамынского надвига, сопровождаемого многочисленными более мелкими сбросами и чешуйчатыми надвигами общего северо-восточного простирания, располагается довольно крупная (мощностью свыше 150 *м*) дайка плагиогранит-порфиров, прорывающая рассланцованные амфиболиты. Порфировые выделения в плагиогранит-порфирах представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза и единичными кристаллами роговой обманки. Вкрапленники плагиоклаза в количественном отношении преобладают над основной массой, состоящей из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и

многочисленных вторичных минералов. Плагиогранит-порфиры сильно катаклазированы и изменены — серицитизированы, эпидотизированы и хлоритизированы.

Гранодиорит-порфиры, диориты и диорит-порфириты значительно распространены в Зее-Селемджинской палеозойской складчатой зоне. Многочисленные дайки и штоки этих пород, по данным А. З. Лазарева, В. М. Славина и других геологов, пересекают палеозойские катаклазированные граниты и гнейсы в окрестностях пос. Октябрьского. Они приурочены здесь к той же упомянутой выше зоне субширотного разлома, а также располагаются к югу от нее. Аналогичного состава гипабиссальные интрузии приурочены и к другим структурным зонам рассматриваемого района, а также выходят на левобережье Амура. Наибольшим распространением пользуются дайки гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и кварцевых диоритов. Территориально с этими породами связано распространение многих золотых россыпей описываемого района.

Гранодиорит-порфиры представляют собой серые плотные породы с хорошо выраженной порфировой структурой. Минералогический состав их следующий: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит; акцессорные минералы — апатит и рудный —пирит; вторичные минералы — хлорит, серицит и кальцит. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза, длиной до 3—5 *мм* и листочками биотита. Плагиоклазовые вкрапленники (андезин № 35—39) имеют таблитчатую форму, нередко образуют гломеропорфировые выделения; отдельные кристаллы имеют зональное строение. Вкрапленники биотита, размером до 2 *мм*, имеют идиоморфные очертания и плеохроируют от бурых до светло-желтых тонов. Основная масса гранодиорит-порфиров состоит из мелкокристаллического агрегата кварца, калиевого полевого шпата и переменного количества таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Количественные соотношения между вкрапленниками и основной массой различные, в одних дайках резко преобладают вкрапленники над основной массой, причем основная масса лишь выполняет промежутки между вкрапленниками, в других (реже) — преобладает основная масса. Местами наблюдается вкрапленность пирита.

Гранодиорит-порфиры связаны постепенными переходами с кварцевыми порфиритами и плагиогранит-порфирами; последние отличаются от гранодиорит-порфиров отсутствием вкрапленников биотита, содержанием большого количества вкрапленников плагиоклаза и наличием кварца в основной массе.

Кварцевые диориты — это темно-зеленые мелкокристаллические породы без порфировидных выделений. Они состоят из плагиоклаза (андезина), роговой обманки и кварца и имеют офитовую структуру. По данным В. М. Славина, кварцевые диориты окрестностей пос. Октябрьского близки к таковым прииска Ясного, где они прорывают верхнеюрско-нижнемеловые песчано-сланцевые отложения. По материалам В. М. Славина, аналогичные кварцевые диориты, кроме того, образуют небольшие тела в долинах рек 1-й и 2 й Гари, Инкана и в других местах Зее-Селемджинской зоны, а также в юго-восточной части Гонжинского выступа.

Диориты и диорит-порфириты, кроме окрестностей пос. Октябрьского, известны также в бассейне р. Норы и в других местах. В долине р. Норы, наряду с дайками кислых пород, палеозойские граниты сопки Осетровой пересечены серией даек мелкокристаллических диоритов и диорит-порфиритов (мощностью до 30 *м*) северо-восточного простирания. Дайки мелкокристаллических диоритов наблюдались нами также и значительно южнее, в районе Сорокаверстной протоки р. Норы, на водоразделе ключей Бородинского и Безымянного. Они пересекают здесь метаморфические песчаники нижнего палеозоя. Мелкокристаллические диориты представляют собой темно-зеленые плотные породы. Они состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза (анортита), между которыми располагаются зерна

роговой обманки, редкие листочки биотита и рудного минерала (магнетит). Породы обычно сильно изменены гидротермальными процессами. На сопке Осетровой они сильно серицитизированы и актинолитизированы и содержат включения многочисленных мелких зерен магнетита и апатита. Мелкокристаллические диориты Сорокаверстной протоки сильно хлоритизированы, эпидотизированы и актинолитизированы, а также содержат вкрапленность многочисленных идиоморфных зерен магнетита.

Мелкокристаллические диориты связаны постепенными переходами с диорит-порфиритами, в которые они переходят в краевых частях даек. Диорит-порфириты отличаются от мелкокристаллических диоритов лишь наличием порфировой структуры, вкрапленники в них представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза (андезина), а основная масса состоит из мелких таблитчатых кристаллов плагиоклаза и многочисленных кристаллов актинолита. Диорит-порфириты, так же как и диориты, содержат многочисленные включения мелких зерен магнетита. Плагиоклазы вкрапленников и основной массы сильно серицитизированы, местами в породах наблюдаются гнездообразные скопления мелкокристаллического кальцита.

Граносиенит-порфиры и кварцевые сиениты представляют собой довольно своеобразную группу мезозойских гипабиссальных пород Зее-Селемджинской складчатой зоны. Выходы этих пород известны в бассейне рек Мамын и Нора. Граносиенит-порфиры, так же как и описанные выше мезозойские мелкие интрузии, приурочены здесь к крупным разломам северо-восточного простирания, хорошо прослеживающимся в бассейне рек Мамын и Нора. Ниже устья р. Клинихи, правого притока р. Норы, граносиенит-порфиры образуют довольно крупный, до 200—300 *м* в поперечнике, куполообразный шток, пересекающий толщу сланцев и песчаников силурийского возраста. Вблизи него располагается ряд крутопадающих даек мелкокристаллических граносиенит-порфиров мощностью до 5 *м*. Граносиенит-порфиры, слагающие шток, представляют собой розовато-желтые средне- и мелкокристаллические породы с порфировой структурой, с небольшими вкрапленниками идиоморфного, бипирамидального кварца, вокруг которых нарастают крупные сферолиты, образованные калиевым полевым шпатом с тонкими пегматитовыми вростками кварца. Основная масса породы, выполняющая промежутки между крупными сферолитами и вкрапленниками кварца и, реже, кислого плагиоклаза, состоит из мелкокристаллических зерен кварца и калиевого полевого шпата, местами также образующих микросферолитовые срастания. Кроме перечисленных минералов в породе присутствуют листочки мусковита, преобладает калиевый полевой шпат.

По химическому составу граносиенит-порфиры близки к щелочным гранитам верхнемезозойского возраста Кондуйского массива Приаргунья (Козеренко, 1956₁), отличаясь от них несколько пониженным значением *а* и сильной пересыщенностью глиноземом.

Граносиенит-порфиры, образующие дайки, которые пересекают силурийские и девонские отложения на правобережье р. Норы, между устьями рек Клинихи и Даенихи, представляют собой мелкокристаллические породы с порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены сильно серицитизированным плагиоклазом, местами образующим гломеропорфировые выделения. Основная масса сложена микрокристаллическим калиевым полевым шпатом, кварцем и мусковитом, местами образующими микросферолитовую структуру. Преобладающим минералом в основной массе также является калиевый полевой шпат.

В бассейне р. Гари, правого притока р. Мамын, к западу от Гарьского разлома (на водоразделе рек Гари и ее левого притока р. Каменушки), выходят мелкокристаллические розовато-серые кварцевые сиениты, состоящие примерно на 90% из калиевого полевого шпата, пронизанного тонкими перти-

товыми вростками альбита, небольшого количества кварца и обыкновенной роговой обманки. В качестве акцессорных минералов встречаются сфен, циркон и магнетит. Структура породы аллотриоморфнозернистая.

Большинство гипабиссальных пород Зее-Селемджинской складчатой зоны — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты и диорит-порфириты по минералогическому составу и структурным особенностям очень близки соответствующим разновидностям описанных выше гипабиссальных пород, прорывающих верхнеюрские и нижнемеловые отложения в Амуро-Зейском прогибе в бассейне рек Деп и Зея.

В южной части Зее-Селемджинской зоны, расположенной к югу от широкой мезо-кайнозойской Зейско-Буреинской синеклизы, на советской и китайской территории также распространены многочисленные малые интрузивные тела мезозойского возраста, по составу и структурному положению аналогичные описанным выше породам. На левобережье Амура, от с. Кузнецово до г. Благовещенска, выходы мезозойских гипабиссальных пород приурочены к двум участкам: 1) к краевой части Кузнецово-Ермаковского поднятия в зоне сильно развальцованных и милонитизированных гранитогнейсов, метаморфических сланцев протерозоя — нижнего палеозоя и палеозойских гранитов в районе сел Смирновки и Ермаково, где гранодиорит-порфиры образуют штоки до 100 *м* в поперечнике и дайки до 20 *м* мощности; 2) к выступу палеозойских плагиогранитов, расположенному среди покровных образований кислых эффузивов мелового возраста в районе с. Корсаково. Палеозойские плагиограниты пересечены здесь дайками небольшой мощности и жилами неправильной формы гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиритов, причем первые совершенно аналогичны описанным выше гранит-порфирам среднего течения р. Зеи.

Ниже с. Корсаково дайки кварцевых порфиритов буквально пронизывают катаклазированные плагиограниты, в которых вблизи даек по трещинам раздробления наблюдаются пленки азурита и малахита.

На правобережье Амура и в Малом Хингане (китайском) нами описаны небольшие массивы, штоки и дайки мезозойских гранитоидов, приуроченные к зонам разломов и более мелким разрывным дислокациям, пересекающим как докембрийские и палеозойские метаморфизованные породы, так и мезозойские отложения юрского и нижнемелового возраста в краевых частях грабенов и грабен-синклиналей. Наиболее крупные массивы гранитоидов (8×12 *км*) расположены в зоне разломов северо-восточного простирания, ограничивающей мезозойские юрско-меловые впадины, наложенные на древнее палеозойское и допалеозойское кристаллическое основание.

По составу мезозойские гранитоиды здесь представлены розовыми аляскитовыми гранитами, биотит-роговообманковыми порфировидными гранитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и многочисленными жильными породами, сопровождающими более крупные массивы и штоки гранитоидов или пересекающими древние кристаллические породы вдоль зон дробления и милонитизации. Жильные породы представлены гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранодиорит-порфирами, порфиритами и различного состава лампрофирами.

По минералогическому составу эти гранитоиды совершенно аналогичны описанным выше гранитоидам северной части Зее-Селемджинской зоны и Верхне-Ганьхинского поднятия. Возраст гранитоидов и малых интрузивных тел Зее-Селемджинской зоны определяется на основании следующих данных: к северу от с. Танунихэ, вдоль северной окраины Сахалянской мезозойской впадины, порфировидные граниты и жилы гранит-порфиров пересекают слоистые туфы и туфогенные песчаники верхней сахалянской свиты нижнего мела. Вулканогенно-осадочные отложения вдоль зоны контакта с гранитоидами ороговикованы и сильно серицитизированы.

Верхнемеловые вулканогенные отложения ни в пределах Малого Хингана (китайского), ни на советской территории Зее-Селемджинской зоны не пересечены гранитоидами или сопровождающими их жильными породами и близ контакта с гранитами рассматриваемой группы не несут каких-либо следов изменения. На этом основании возраст описанных гранитоидов и их жильной серии определяется как нижнемеловой — доверхнемеловой. Возможно, некоторые разновидности описанных пород, слагающих экструзивные комплексы в долине Норы, следует считать верхнемеловыми, так как они по своему структурному положению связаны с выходами вулканогенных пород верхнего мела.

Мезозойские интрузии Хингано-Буреинского срединного массива

Непосредственно к востоку от Зее-Селемджинской зоны располагается крупный Хингано-Буреинский срединный массив, сложенный метаморфическими породами докембрия и кембрия и прорывающими их каледонскими и герцинскими гранитоидами. По периферии массива располагаются относительно небольшие наложенные мульды, выполненные морскими отложениями девона — кварцитовидными песчаниками, сланцами и мелкогалечными конгломератами с прослоями глинистых сланцев и местами карбонатных пород.

В мезозойское время в пределах Хингано-Буреинского срединного массива, так же как и в других описанных выше районах, происходило формирование крупных приразломных прогибов, выполненных морскими и континентальными терригенными, угленосными и отчасти вулканогенными отложениями триаса, юры и нижнего мела (Буреинский, Тырминский и др.). В юрское и особенно в меловое время по периферии Хингано-Буреинского массива, а также местами в центральных его частях в результате коробления жесткого кристаллического основания под влиянием мезозойских тектонических движений образовались многочисленные крупные и более мелкие разломы, по которым в отдельных местах проникли интрузии мезозойских гранитоидов. Для некоторых интрузий возраст определяется на основании активных контактов с палеонтологически охарактеризованными мезозойскими — юрско-нижнемеловыми отложениями и верхнемеловыми эффузивами, для других мезозойский возраст определяется условно, на основании сопоставления по петрографическим и химическим данным и структурному положению с заведомо мезозойскими гранитоидами.

В пределах Хингано-Буреинского срединного массива мезозойские гранитоиды были изучены Г. П. Воларовичем, М. И. Ициксоном, Г. В. Ициксон, В. В. Онихимовским, Ю. П. Рассказовым, А. Ф. Майбородой, М. С. Оноприенко, Н. В. Луцкиной и многими другими.

В опубликованной сводке («Геологическое строение СССР», т. II, 1958) М. И. Ициксон и Н. В. Луцкина в пределах Хингано-Буреинского массива выделяют гранитные интрузии верхнеюрского возраста, представленные гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранодиорит-порфирами и другими породами. Эти интрузивы располагаются в виде рядов или цепочек вдоль северо-восточных разломов, пересекающих мезозойские отложения и древние метаморфические породы под острым углом к их простиранию (гранитоиды бутаканского, дикенского и других комплексов). Внедрение их происходило в несколько (две и более) интрузивных фаз. Гранитоиды этой группы метаморфизуют верхнеюрские отложения (по данным М. И. Ициксона) и содержатся в гальке нижнего мела.

Меньшим распространением пользуются гипабиссальные породы нижнемелового возраста, диоритовые порфириты, микродиориты, гранодиорит-порфиры (каргинский интрузивный комплекс).

В восточной и северной частях Хингано-Буреинского срединного массива особенно широко распространены гранитоиды и сопровождаемые их жильные породы верхнемелового возраста. Они приурочены здесь к крупным разломам северо-восточного простирания, к зоне крупного глубинного Южно-Тукурингрского разлома сушбиротного простирания, ограничивающего с севера Хингано-Буреинский массив, а также связаны с системой глубинных, длительно развивающихся разломов, проходящих на востоке в зоне сочленения Хингано-Буреинского срединного массива с мезозойской геосинклинальной системой Сихотэ-Алиня. Эти гранитоиды пространственно тесно связаны с вулканогенными породами верхнемелового возраста, которые они прорывают. Верхняя возрастная граница этой группы гранитоидов определяется на основании налегания на них покровов липаритов (местами ингимбритов) и их туфов с флорой датского яруса (цагаянская свита) верхнего мела. В составе этой группы интрузивных пород принимают участие граниты, гранодиориты, аномальные «андезитовые» граниты и особенно широко распространены гранит-порфиры и кварцевые порфиры (хингано-олонойского и эзоповского интрузивных комплексов). Эта группа пород имеет большое практическое значение, так как с ней генетически связаны оловорудные месторождения различных типов, рудопроявления вольфрама, молибдена, висмута, мышьяка и др.

В западной части Хингано-Буреинского срединного массива, в пределах области гигантского палеозойского Буреинского гранитного массива, вдоль зон разломов северо-восточного простирания, местами, также проникали мезозойские интрузивные породы. Отдельные гипабиссальные интрузивные тела мезозойского возраста, представленные диорит-порфиритами, здесь были выделены Ю. П. Рассказовым, А. Ф. Майбородой, М. С. Оноприенко и другими в 1956 и 1957 гг. Те же авторы здесь выделяют большую группу гипабиссальных пород гранит-порфиров, микрогранитов, кварцевых порфиров, диорит-порфиритов, диоритов, гранодиоритов, альбититов, сиенит-порфиров, спессартитов и других в качестве жильной серии палеозойских гранитов. Однако перечисленные породы по своему составу настолько отличаются от жильных пород, обычно сопровождающих палеозойские граниты, что большую часть из них следует рассматривать в качестве мезозойских образований, тем более что в южных частях Буреинского массива, по данным В. А. Кашковского и других геологов, гипабиссальные тела аналогичного состава прорывают вулканогенные мезозойские образования.

По нашим исследованиям, к мезозойским гранитоидам относятся несколько мелких гипабиссальных тел порфировидных гранитов и гранит-порфиров, а также, по-видимому, крупный Мельгинский массив. Они располагаются вдоль сбросов и более крупных разломов, сопровождающихся зонами милонитизации палеозойских гранитов.

Выше устья р. Верхний Мельгин (правого притока р. Буреи) располагается ряд мелких интрузивных штоков и даек гранитоидов; они представлены порфировидными биотитовыми гранитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и мелкозернистыми аляскитовыми гранитами с пегматоидной структурой. Размеры штоков достигают 1—1,5 *км* в поперечнике. Мощность даек, прорывающих палеозойские буреинские граниты и более древние гнейсы и амфиболиты, колеблется от 0,5 до 50 *м*.

Порфировидные биотитовые граниты слагают небольшие штоки, расположенные вдоль разломов северо-восточного простирания, пересекающих палеозойские буреинские граниты и гнейсы на восточной окраине Буреинского массива. Один из таких штоков, размером более 1 *км* в поперечнике, располагается в долине р. Буреи, в 1,5 *км* выше устья р. Верхней Мельгин. Порфировидные биотитовые граниты здесь прорывают толщу биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов. Центральная часть штока сложена серыми неравномернозернистыми порфировидными гранитами, состоящими из крупных выделений калиевого полевого

шпата, довольно сильно пертитизированного, несколько более мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза — олигоклаза и кварца, выделяющегося в виде обособленных участков среднезернистого сложения. Цветные компоненты представлены чешуйками бурого биотита, к периферии переходящего в зеленый. Встречаются участки, сложенные только калиевым полевым шпатом и кварцем с пегматоидной структурой.

По периферии штока наблюдаются четкие эндоконтактовые изменения. Вблизи восточного контакта с гнейсами порфировидные граниты переходят в гранит-порфиры с вкрапленниками пертитизированного калиевого полевого шпата и единичными, сильно резорбированными вкрапленниками кварца. В промежутке между ними располагается хорошо раскристаллизованная основная масса, сложенная гранофиром, состоящим из кварца и калиевого полевого шпата. Цветные минералы представлены редкими, вытянутыми в одном направлении чешуйками биотита, плеохроирующего в зеленоватых тонах. В западном контакте с метаморфическими породами неравномернозернистые порфировидные граниты переходят в порфировидные граниты с резко выраженной порфировидной структурой. В них хорошо видны крупные вкрапленники розового калиевого полевого шпата, длиной 2 *см*, и более мелкие, длиной 3—4 *мм*, вкрапленники плагиоклаза; кроме того, видно много округлых выделений дымчато-серого кварца, до 5 *мм* в поперечнике, и чешуй биотита величиной около 2 *мм*. Вкрапленники кварца оплавлены и резорбированы. Основная масса тонкозернистая, аплитовидная с гранофировыми участками.

Отдельные штоки розовато-серых гранит-порфиров пересечены зеленовато-серыми роговообманково-биотитовыми порфиритами. Дайковые тела имеют преимущественно северо-восточное простирание и представлены гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами.

Порфировидные биотит-роговообманковые граниты слагают довольно крупный Мельгинский массив, прорывающий палеозойские граниты и докембрийские гнейсы в долине р. Буреи, в интервале между устьями ее правых притоков — Верхний и Нижний Мельгин. Выходы этих гранитов вдоль долины р. Буреи прослеживаются на расстоянии около 20 *км*. В составе массива преобладают порфировидные биотит-роговообманковые граниты, местами переходящие в равномерно раскристаллизованные среднезернистые. Крупные порфировые выделения представлены сдвойникованными кристаллами олигоклаза и калиевого полевого шпата, достигающими до 2 *см*. Основная масса аллотриоморфной структуры состоит из зерен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата с довольно большим количеством мелких чешуй биотита и, реже, роговой обманки. Непосредственно около контакта с гнейсами порфировые выделения полевых шпатов уменьшаются, появляются округлые вкрапленники дымчатого кварца, биотита и роговой обманки. Таким образом, граниты переходят в типичные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, весьма сходные с описанными мезозойскими гранитоидами в Зее-Селемджинской складчатой зоне.

Среднезернистые граниты Мельгинского массива состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и иногда небольшого количества роговой обманки. Из акцессорных минералов встречаются сфен, циркон и довольно постоянно ортит. Количество плагиоклаза меняется в довольно широких пределах; состав его также не постоянен, он колеблется от андезина до альбит-олигоклаза. Калиевый полевой шпат представлен слаборешетчатым микроклином, сильно пертитизированным, иногда полностью замещенным шахматным альбитом. Распределение кварца, плагиоклаза и микроклина в породе неравномерное. Биотит имеет очень темную, почти черную окраску и резкий плеохроизм, часто замещается хлоритом.

Порфировидные и среднезернистые граниты местами пересекаются дайками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, являющихся жильной фацией гранитоидов. Кроме того, в пределах массива имеются дайки диори-

товых порфиритов и габбро-порфиритов, причем устанавливается, что дайки основного состава секут дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

По химическому составу (см. табл. 13, анализ 25) порфировидные граниты Мельгинского массива очень близки к порфировидным гранитам Ускалинского массива и отличаются от них лишь несколько более низким содержанием MgO.

Многочисленные жильные образования, пересекающие граниты Мельгинского массива, по составу совершенно аналогичны жильным образованиям, обычно сопровождающим заведомо мезозойские гранитоиды Амуро-Зейского прогиба и других районов Верхнего Приамурья. Дайки и жилы розовато-серых гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров очень близки к эндоконтактовым разновидностям Мельгинского массива соответствующего состава.

Близ контакта с гранитоидами Мельгинского массива вмещающие породы, представленные биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, сильно раздроблены и местами превращены в милониты.

В результате дробления зерна кварца, плагиоклаза, роговой обманки и чешуйки биотита сильно гранулированы и представляют собой мелкозернистую массу, хотя в породе в общем сохраняется чередование полос или участков, обогащенных цветными или лейкократовыми компонентами. Непосредственно в контакте с гранитами на фоне такой мелкозернистой массы выделяются крупные порфиробласты калиевого полевого шпата, представленного пертитом и плагиоклаза (олигоклаза). Порфиробласты включают в себя участки мелкозернистой породы. Биотит и роговая обманка также преобразуются: мелкие зерна их сливаются в более крупные порфиробласты пойкилитового строения с большим количеством включений мелких зерен других минералов, причем местами отдельные участки таких порфиробласт имеют еще неодновременное угасание.

В некотором удалении от непосредственного контакта с гранитами гнейсы испытали только милонитизацию и интенсивную эпидотизацию без наложения процессов метасоматоза.

Порфировидные роговообманково-биотитовые граниты Мельгинского массива мы условно относим к мезозойскому возрасту на основании большого сходства их состава, структуры и особенностей эндоконтактовых изменений (перехода в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры), а также жильной серии этих гранитов (гранит-порфиров, порфиритов и габбро-порфиритов) с соответствующими породами, прорывающими юрские и нижнемеловые отложения в пределах мезозойских прогибов (Амуро-Зейского и др.). Ю. П. Рассказов считает граниты Мельгинского массива палеозойскими.

Гранит-порфиры образуют дайки и штоки, прорывающие палеозойские граниты на восточной окраине Буреинского массива. Они довольно изменчивы по составу и структуре. Встречаются лейкократовые гранит-порфиры, почти совсем лишенные цветных компонентов; они содержат вкрапленники калиевого полевого шпата и сильно резорбированные вкрапленники кварца, которые как бы постепенно переходят в мелкозернистую основную массу аплитовой структуры. Имеются дайки гранит-порфиров, лишенные вкрапленников кварца; в них вкрапленники калиевого полевого шпата очень сильно альбитизированы, вплоть до образования шахматного альбита, а основная масса микрогипидиоморфнозернистой структуры состоит из идиоморфных кристаллов пелитизированного калиевого полевого шпата, обрастающих свежим альбитом и окруженных микрогранофировыми срастаниями кварца и калиевого полевого шпата; мелкие чешуйки хлоритизированного биотита и мелкие зерна рудного зажаты между выделениями кварца и полевого шпата.

Гранодиорит-порфиры также значительно распространены и образуют дайки, прорывающие палеозойские граниты и гнейсы. В отли-

чие от гранит-порфиров, с которыми они связаны переходами, гранодиорит-порфиры, кроме вкрапленников калиевого полевого шпата, содержат порфировые выделения плагиоклаза, а вкрапленники кварца в них отсутствуют. Калиевый полевой шпат обычно представлен сильно пертитизированным микроклином, нередко превращенным в шахматный альбит; вкрапленники плагиоклаза также сильно альбитизированы, первоначальный состав плагиоклаза был более основной, на что указывает развитие соссюрита и кальцита. Цветные компоненты представлены мелкими чешуйками зеленого биотита и местами зеленой роговой обманкой. Основная масса имеет тонкозернистую аплитовую структуру, переходящую в гранофировую, и состоит из калиевого полевого шпата, альбита и кварца.

Диоритовые порфириты и габбро-порфириты располагаются в пределах Мельгинского массива, где они образуют несколько небольших даек, пересекающих как граниты, так и описанные выше гранит-порфиры. Диоритовые порфириты представляют собой мелкозернистые меланократовые породы серого и темно-серого цвета с мелкими (до 3—5 *мм*) вкрапленниками белого плагиоклаза (по составу отвечающего андезину № 40—42 и иногда имеющего хорошо выраженную зональность), биотита, бурой и зеленой роговой обманки и пироксена (авгита). Часто вкрапленники цветных минералов сильно разложены — биотит и роговая обманка замещены хлоритом, а пироксен — эпидотизирован. Основная масса состоит из мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза и зерен цветных минералов, количество которых нередко составляет до 60% объема породы. Местами в более лейкократовых разностях в интерстициях содержится кварц, и тогда порода представляет собой кварцевый диорит-порфирит. Структура основной массы кварцевых диорит-порфиритов микрогипидиоморфнозернистая, а в диорит-порфиритах, где плагиоклаз и цветные минералы образуют идиоморфные зерна, чаще микропанидиоморфная.

Габбро-порфириты по своему внешнему виду представляют собой мелкозернистые темно-серые породы с вкрапленниками плагиоклаза величиной 0,5—0,8 *см*. Они близки к меланократовым разностям диорит-порфиритов, но содержат гораздо больше пироксена (авгита), тогда как бурая роговая обманка встречается значительно реже в виде реакционных кайм вокруг пироксена. Плагиоклаз габбро-порфиритов принадлежит лабрадору, он образует как крупные, нередко соссюритизированные вкрапленники, так и удлиненные призматические кристаллы, слагающие основную массу. Структура основной массы офитовая, местами переходящая в панидиоморфную.

Кроме плагиоклаза, авгита и небольшого количества бурой роговой обманки, в породе содержится много хлорита и эпидота, выделяющихся в крупные участки; к этим участкам, а также к выделениям авгита приурочены довольно крупные и многочисленные идиоморфные зерна магнетита.

Мезозойские гранитоиды и другие интрузивные породы Тукурингро-Джагдинского поднятия

Зона Тукурингро-Джагдинского палеозойского антиклинория в мезозое также продолжала играть роль крупного поднятия, разделяющего Верхне-Зейский и Амуро-Зейский юрско-нижнемеловые прогибы. Кристаллические породы и метаморфические сланцы докембрия и кембрия здесь пересечены многочисленными сбросами и более крупными зонами разломов (Усть-Гилюйской и др.) преимущественно субширотного простирания, к которым местами приурочены единичные небольшие интрузивные тела мезозойских гранитоидов и сопровождающих их жильных пород. По сравнению с другими структурными зонами Верхнего Приамурья мезозойские интрузивные породы в данном случае пользуются незначительным распрост-

ранением. Отдельные небольшие по размерам гранитные массивы (Обкинский и др.) располагаются близ зоны Усть-Гилюйского и Южно-Тукурингрского разломов. Единичные дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров были описаны в окрестностях Золотой горы и других местах, где они располагаются вдоль разломов, пересекающих древние гнейсы и кристаллические сланцы. Кроме перечисленных мезозойских пород, геологами Дальневосточного геологического управления в 1961—1962 гг. вдоль разломов, пересекающих верхне-триасовые и юрские отложения наложенных прогибов, обнаружены небольшие тела габбро и габбро-диабазов субширотного простирания.

Биотит-роговообманковые порфировидные граниты слагают довольно крупный Обкинский массив, расположенный к северу от Южно-Тукурингрской зоны разлома на южном склоне хр. Тукурингра, близ с. Обка.

Граниты порфировидной и гигантопорфировидной структуры (фиг. 47) прорывают здесь метаморфические породы верхнего докембрия и приурочены к системе разломов, сопряженных с крупными Усть-Гилюйским и Южно-Тукурингрским разломами. Центральная часть массива сложена гигантопорфировидными гранитами с крупнокристаллической основной массой. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами светло-розового полевого шпата, длиной до 5—6 *см*; граница между вкрапленниками и крупнозернистой основной массой резкая. Основная масса породы, как это хорошо видно невооруженным глазом, состоит из крупных, неправильной формы зерен дымчатого кварца размером до 1 *см* в поперечнике, таблитчатых зерен светлого полевого шпата такого же размера и мелких зерен темноцветных минералов, неравномерно распределенных в породе. Гигантские вкрапленники полевого шпата представлены монокристаллами микроклина с неясной тонкой микроклиновой решеткой и включениями идиоморфного олигоклаза, кварца, роговой обманки и акцессорных минералов. Кроме того, микроклин вкрапленников сильно пертитизирован — по нему развиваются тонкие жилкообразные прорастания альбита, нередко имеющие хорошо видимое двойниковое строение. Основная масса представляет собой крупнокристаллический гранит гипидиоморфнозернистой структуры. Он состоит из крупных, более или менее идиоморфных кристаллов плагиоклаза (олигоклаза), хорошо сформированных более мелких кристаллов обыкновенной роговой обманки ($c : Ng = 20°$), обладающей резким плеохроизмом в зелено-бурых тонах, и округлых или неправильных крупных зерен кварца. Из акцессорных минералов в большом количестве развиты мелкие конвертообразные кристаллы сфена, мелкие зернышки апатита и единичные мелкие кристаллы ортита. Часто акцессорные минералы захвачены внутрь вкрапленников микроклина. Вторичные изменения в породе незначительны, они сводятся к слабой пелитизации микроклина и иногда хлоритизации роговой обманки.

Определение абсолютного возраста обкинских гранитов аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ показало 100 млн. лет, что соответствует нижнемеловому времени.

Местами (сравнительно редко) среди древних метаморфических пород докембрия также вдоль разломов располагаются отдельные малые интрузии, близкие по составу и особенностям структуры к мезозойским породам Зее-Селемджинской зоны.

Кварцевые сиенит-порфиры образуют дайки (от 1 до 20 *м*) в окрестностях пос. Золотая Гора. По Г. В. Холмову (1934), они прорывают гнейсы золотогорской серии вдоль плоскостей рассланцевания. Сиенит-порфиры представляют собой плотные синевато-серые породы с редкими вкрапленниками розового полевого шпата, зеленой роговой обманки, биотита и кварца. Основная масса состоит из микролитов калиевого полевого шпата, альбита и большого количества мельчайших иголочек

эгирина. Структура основной массы трахитовая. Порфировые выделения кварца, биотита и роговой обманки окружены каймой эгирина. Г. В. Холмов относит эти породы к группе послеюрских магматических образований.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ И СЕВЕРНОГО ДУНБЕЯ

Мезозойские интрузивные породы огромной территории Верхнего Приамурья и Северного Дунбея , представленные различными гранитоидами, резко отличаются от докембрийских и палеозойских гранитоидов по геологическому положению, особенностям минералогического состава, структуры, по характеру эндоконтактовых и экзоконтактовых изменений и сопровождающим их жильным породам.

Мезозойские гранитоиды в пределах рассматриваемой территории распространены несравненно меньше, чем палеозойские граниты, и образуют сравнительно небольшие массивы, площадью 100—150 *км*^{2} и, реже, 500—600 *км*^{2}, а преимущественно — более мелкие штоки и дайки.

Наиболее распространенными разновидностями, образующими относительно крупные штоки и массивы, являются биотит-роговообманковые граниты, плагиограниты и гранодиориты, чрезвычайно близкие по минералогическому составу и связанные между собой постепенными переходами. Для всех них характерна в большей или меньшей степени выраженная порфировидная, нередко гигантопорфировидная структура, а также чрезвычайно изменчивая степень раскристаллизации и количественные соотношения между главными породообразующими минералами в пределах одного массива. Кроме того, характерна зональность плагиоклазов, порфировых выделений, реже, основной массы породы, специфическая ярко-зеленая окраска обыкновенной роговой обманки и буровато-зеленая окраска биотита, тогда как палеозойские граниты содержат обычно бурый биотит. Лишь некоторые разновидности мезозойских гранитоидов Зее-Селемджинской зоны и Северного Дунбея, прорывающие палеозойские и более древние образования, также содержат бурый биотит, свойственный гранитоидам палеозойского возраста.

Значительно распространены среди мезозойских гранитоидов аляскитовые граниты (розовые, серые и темно-серые морионовые) с аллотриоморфнозернистой или пегматоидной структурой и мелкозернистые биотитовые граниты (аналоги цаган-олуевского комплекса Восточного Забайкалья). Мало распространены амазонитовые граниты Восточного Забайкалья, мелкозернистые диориты, кварцевые диориты и сиениты.

Для мезозойских гранитоидов характерны резкие контакты с вмещающими мезозойскими и более древними породами, а также четко выраженные эндоконтактовые изменения, проявляющиеся в переходе крупнокристаллических порфировидных гранитов в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры в приконтактовых частях массивов. Нередко гранит-порфиры образуют апофизы этих массивов или самостоятельные более мелкие гипабиссальные тела.

Резко выраженные экзоконтактовые изменения проявляются главным образом в степени раскристаллизации, которая обычно или не отражается или слабо отражается на составе пород. Перекристаллизация вмещающих осадочных пород в контакте с интрузиями невелика; как правило, в осадочных породах сохраняется первичная псаммитовая структура. Ореол экзоконтактовых преобразований обычно очень незначителен — в контакте с наиболее крупными массивами изменения вмещающих пород наблюдаются на расстоянии первых десятков метров от гранитов; в мелких массивах и штоках ореол экзоконтактовых изменений измеряется сантиметрами. В приконтактовых частях наблюдается ороговикование вмещающих пород, при котором появляются новообразования биотита и мусковита и лишь местами

в контакте с гранитоидами более крупных массивов происходит образование высокотемпературных минералов — силлиманита и ставролита. Нередко наблюдаются явления грейзенизации (мусковитизации), турмалинизации и фельдшпатизации вмещающих пород.

В контакте с малыми мезозойскими интрузиями экзоконтактовые изменения обычно ничтожны и выражаются в серицитизации, хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации пород на расстоянии лишь нескольких сантиметров.

Отмеченные взаимоотношения мезозойских гранитов с вмещающими породами свидетельствуют о кристаллизации их в близповерхностной зоне на небольшой глубине, что резко отличает мезозойские граниты от палеозойских гранитных интрузий глубинных фаций. Для палеозойских гранитов характерны инъекционные контакты и широкоразвитые явления ассимиляции и контаминации (переплавления) вмещающих пород кровли, а в связи с этим — значительные изменения состава гранитоидов от нормальных гранитов в центральных частях массива до гранодиоритов, диоритов и габбро в зоне контактов с песчано-сланцевыми и особенно карбонатными породами. Для них характерны также глубокие контактовые преобразования вмещающих пород, превращение их в скарны и роговики под влиянием процессов метасоматоза и высокой температуры.

О кристаллизации мезозойских интрузивов на небольших глубинах, кроме резкой смены в степени их раскристаллизации, порфировых структур и других отмеченных выше признаков, свидетельствует также и наличие экструзивных комплексов.

В отдельных случаях, при внедрении мезозойских гранитоидов в толщи древних метаморфических пород палеозоя или докембрия (в Зее-Селемджинской зоне или в пределах Гонжинского выступа) апикальные части интрузивных тел переходят в излившиеся эффузивные породы — кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы.

Для мезозойских гранитоидов характерным является наличие весьма разнообразных по составу жильных пород кислого, среднего и основного состава.

Массивы порфировидных биотит-роговообманковых гранитов, а также гранодиоритов обычно сопровождаются характерной жильной серией пород, представленных средними и, в меньшей степени, кислыми образованиями: диорит-порфиритами, спессартитами, вогезитами, малхитами и другими породами того же ряда, а также кварцевыми порфирами, кварцево-турмалиновыми жилами и кварцевыми жилами с вкрапленностью золота и других редких металлов, местами дающими в Верхнем Приамурье рудные концентрации (Кировский и Ясненский рудники). С биотит-роговообманковыми порфировидными гранитами аналогичного состава, прорывающими юрские отложения в пределах Восточного Забайкалья (Белухинский, Букукинский, Соктуйский и другие массивы), и с их жильными образованиями связана оловянно-вольфрамовая и вольфрамовая минерализация.

Лейкократовые, биотитовые и пегматоидные граниты сопровождаются жильной серией аплитов и пегматитов (аналоги цаган-олуевского комплекса), с которыми связано редкометальное оруденение пегматитового типа.

К аляскитовым гранитам, кварцевым порфирам и гранит-порфирам в Приаргунском поднятии и мезозойском прогибе Большого Хингана приурочены флюорит-кальцитовые и флюоритовые жилы.

Месторождения флюорита, генетически связанные с мезозойскими гранитоидами, располагаются как в пределах Восточно-Забайкальского мезозойского прогиба, так и в областях поднятий палеозойского и докембрийского фундамента в других частях Монголо-Охотского пояса и за его пределами.

Структурное положение мезозойских гранитоидов в рассматриваемой области также резко отличает их от палеозойских гранитоидов, внедрение которых происходило в геосинклинальную стадию развития.

Перечисленные разновидности мезозойских гранитоидов приурочены к продольным и поперечным разломам северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания, а также к участкам пересечения этих разломов. Образование разломов связано с глубинными процессами, вызывающими коробление жесткого фундамента, в результате которого возникали мезозойские прогибы и разделяющие их поднятия домезозойского кристаллического основания. При этом «оживали» глубинные разломы, заложившиеся в палеозойское и допалеозойское время, и возникали новые мезозойские разломы, как продольные, так и поперечные по отношению к простиранию крупных мезозойских прогибов и поднятий.

В основании этих разломов, вследствие нарушения физико-химического равновесия (температуры и давления) в пределах скола появились очаги плавления с образованием гранитной магмы. На протяжении мезозойского времени из этих очагов в приповерхностные зоны земной коры вдоль разломов поступали порции магмы, образовавшие описанные многочисленные малые интрузии и более крупные интрузивные тела. Эволюция магматического очага, а также его дифференциация происходили на глубине, о чем свидетельствует различный состав магматических расплавов, поступавших в близповерхностные зоны при формировании отдельных гранитных массивов и штоков (Запокровский, Кировский, штоки, расположенные на окраине Гонжинского выступа, и др.), о том же свидетельствует и пестрота состава жильной серии, сопровождающей мезозойские интрузии.

Для мезозойских гранитных интрузий характерна многофазность внедрения, что сближает их с процессом формирования вулканогенных серий, для которых также свойственны спорадические многократные излияния.

Проникновение гранитных расплавов вдоль разломов и зон разломов происходило как в пределах мезозойских прогибов, так и в поднятиях кристаллического основания.

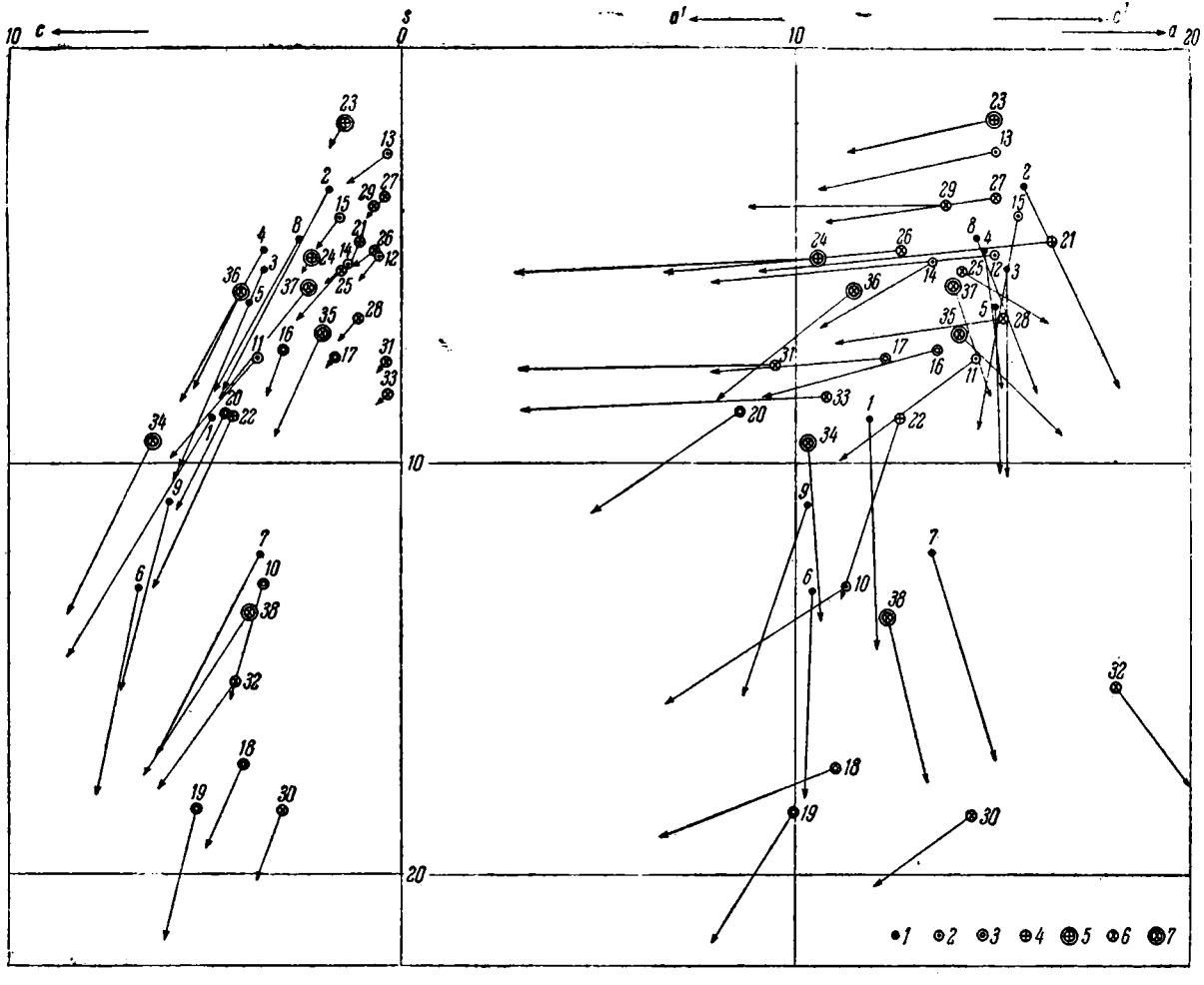
Гранитные интрузивы, связанные с поперечными разломами, являются дискордантными по отношению к простиранию как мезозойских структур, так и складчатых форм домезозойского фундамента. Гранитные массивы и штоки, связанные с продольными разломами, местами (восточная часть Амуро-Зейского прогиба и Восточно-Забайкальский прогиб) являются конкордантными по отношению к мезозойским складчатым структурам.

Наиболее крупные гранитные тела приурочены к зонам длительно развивающихся глубинных разломов, а также к участкам пересечения продольных и поперечных разломов.

Здесь небезынтересно отметить, что некоторые из наиболее крупных массивов гранитоидов Верхнего Приамурья — Алминский, Бургалинский, Ускалинский, Кераксий, Луковая гора и Кировского рудника, располагающиеся в различных структурных зонах по отношению к крупным мезозойским прогибам и разделяющим их поднятиям (см. фиг. 87), лежат строго на одной прямой линии почти меридионального простирания (ССЗ), причем слагающие их породы чрезвычайно близки между собой как по минералогическому, так и по химическому составу. Возможно, что внедрение гранитоидов перечисленных массивов связано здесь с какой-то крупной зоной раскола, более глубокого заложения, пересекающей фундамент мезозойских прогибов и имеющей простирание, близкое к меридиональному. Отмеченная зона раскола вследствие плохой обнаженности пока не выявлена в мезозойском чехле.

Алминский, Бургалинский и другие массивы этих гранитоидов прорывают мезозойские отложения вкрест их простирания и приурочены к местам пересечения крупных разломов северо-восточного простирания с предполагаемой меридиональной зоной раскола в фундаменте мезозойских прогибов.

Мелкие гипабиссальные интрузии и жильные образования, пространственно не связанные с более крупными массивами гранитоидов, подчиняются тем же закономерностям, т. е. в большинстве случаев приурочены к



Фиг. 48. Диаграмма химического состава мезозойских интрузивных пород (по А. Н. Заварицкому; цифры соответствуют номерам анализов в табл. 13).

1 — интрузивы в мезозойских прогибах; *2* — интрузивы в краевых частях прогибов и в горстах внутри них; *3* — интрузивы Приаргунского антиклинория; *4* — интрузивы Гонжинского выступа; *5* — интрузивы Зее-Селемджинской зоны; *6* — интрузивы Хингано-Буреинского срединного массива; *7* — интрузивы Станового хребта

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
1	Порфировидный биотит-рогообманковый гранит	Керакский массив; Окрестности ст. Уркан Амурской ж. д. . . .	64,96	0,73	15,56	1,23	2,58	0,05	2,98	4,00	3,34
2	То же	Ускалинский массив; верховье р. Ускали . . .	71,22	0,56	14,71	0,06	0,90	0,03	1,00	2,02	4,88
3	»	Бургалинский массив; водораздел рек Малая Бургали и Бургали (верховья)	67,10	0,70	16,59	0,90	1,48	0,03	1,56	2,90	4,82
4	Гранодиорит-порфир	Кировский массив; окрестности пос. Кировского (по Н. И. Бабинцеву)	68,90	0,29	16,27	0,79	2,05	0,05	1,01	3,01	4,37
5	Плагиопорфир	То же	65,54	0,64	16,56	1,17	2,84	0,02	1,54	3,16	4,68
6	Кварцевый диорит-порфир	Дайка с р. Зеи, выше пос. Юбилейного . . .	57,66	0,60	16,83	1,30	4,42	0,10	3,98	5,14	3,47
7	Гранодиорит-порфир	Река Зея, ниже пос. Юбилейного	62,30	0,57	15,17	0,50	3,39	0,18	3,57	4,54	4,06
8	Биотит-рогово-обманковый гранит	Ольгинский массив; р. Зея, близ устья р. Ольги	68,79	0,27	14,59	1,28	1,56	0,06	1,35	2,78	4,14
9	Гранодиорит-порфир	Пластовая дайка с р. Зеи, ниже устья р. Лаптаке	63,88	0,64	17,58	0,74	3,03	0,07	2,82	4,82	3,47
10	Гранодиорит-порфир	Ключ Ясный, Партизанский участок	64,20	0,68	18,13	2,07	1,83	0,03	2,18	2,80	3,48
11	Порфировидный биотит-рогообманковый гранит	Итулихинский массив; р. Итулихэ, северо-западный склон Большого Хингана	67,60	0,97	16,69	2,02	1,44	0,05	1,15	2,20	3,50
12	Аляскитовый гранит	Ходоколюхинский массив; правый приток р. Ходоколюхэ, северо-западный склон Большого Хингана	73,40	0,20	15,61	0,99	0,27	0,03	0,16	0,40	3,90
13	Гранит	Кондуйский массив; Восточное Забайкалье (по В.Н. Козеренко, 1956₁)	75,17	0,15	12,94	0,60	0,82	—	0,14	0,31	3,68
14	То же	То же	72,70	0,42	13,35	1,93	1,42	—	0,54	0,13	2,59
15	Гнейсированный гранит	»	71,10	0,31	14,50	1,65	0,85	—	0,99	1,30	3,45

интрузивных пород

K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому											Структурное положение
					a	*b*	*c*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*	
2,98	0,41	0,54	0,16	99,60	11,7	8,9	4,7	74,7	—	40	57	3	62,3	2,5	+21,4	Мезозойские прогибы
3,60	0,25	0,16	0,18	99,63	15,5	3,4	1,8	79,3	—	27	49	24	67,5	8,5	+25,77	
3,31	0,39	0,20	0,20	100,20	15,1	5,4	3,4	76,1	—	49	50	1	68,75	4,4	+18,5	
3,57	—	0,28	0,11	100,70	14,6	4,9	3,4	77,1	—	62	34	4	65,0	4,3	+21,6	
2,99	—	0,49	0,20	99,83	14,8	6,3	3,8	75,1	—	58	40	2	71,0	3,8	+17,8	
1,53	0,31	2,44	0,44	99,60	10,4	13,1	6,6	69,9	2	43	55	—	77,7	1,5	+12,4	
3,07	0,35	1,01	0,32	99,68	13,3	12,2	3,5	71,0	—	33	50	17	67,4	3,8	+11,5	
3,78	0,33	0,34	0,18	99,47	14,3	5,6	2,5	77,6	—	45	39	16	62,3	5,7	+24	
1,78	0,20	0,12	0,51	99,66	10,2	11,0	5,8	73,0	16	38	46	—	74,4	1,7	+19,2	
2,17	0,22	1,55	0,38	100,02	11,2	13,0	3,4	72,4	45	26	29	—	72	16,2	+19,3	
4,70	0,18	0,24	0,16	100,90	14,4	7,5	3,6	74,5	35	40	25	—	50	4,0	+26,6	Краевые части мезозойских прогибов и горсты внутри них
4,72	0,10	0,08	0,20	100,06	14,8	5,0	0,5	79,7	72	21	7	—	55,7	29,6	+29,3	
5,02	—	1,07	0,83	100,74	14,8	2,6	3,0	82,3	45	47	8	—	52,0	49	+35	
5,58	—	0,78	0,22	101,06	13,2	5,2	1,3	80,3	28	56	16	—	40	10	+32	
5,74	—	0,78	0,22	100,87	15,4	4,1	1,5	79,0	10	51	39	—	47	10	+26	

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
16	Гранит	Река Итулихэ; в 7 *км* от пос. Итулихэ. Северо-западный склон Большого Хингана (по В. К. Чайковскому)	68,24	0,40	16,97	2,40	1,20	—	0,52	2,44	3,86
17	То же	В 6—7 *км* к юго-востоку от пос. Дубового Северо-Западный склон Большого Хингана (по В. К. Чайковскому) .	72,24	—	15,67	1,97	0,95	—	0,14	1,36	3,53
18	»	В 25 *км* к северо-востоку от г. Саньхэ (по В. К. Чайковскому)	59,36	0,50	19,37	2,65	5,14	Следы	1,74	3,18	3,30
19	Диорит	Шток, прорывающий герцинские граниты Приаргунского поднятия (по В. К. Чайковскому)	56,12	0,80	17,54	4,37	4,40	0,13	3,54	4,12	3,59
20	Порфировидный биотит-рогообманковый гранит	Норкетинский массив; р. Ганьхэ близ пос. Норкети	64,0	0,93	19,09	1,58	2,12	0,05	1,28	3,64	4,06
21	Кварцевый порфир	Шток в окрестностях ст. Магдагачи Амурской ж. д.	71,12	0,41	16,84	0,41	0,37	Следы	0,16	0,88	5,28
22	Гранодиорит-порфир	Шток в окрестностях ст. Промысловой Амурской ж. д.	62,24	0,64	15,91	1,40	2,44	0,06	2,20	3,32	3,52
23	Кварцевый кератофир	Дайка сопки Осетровой; р. Нора	74,89	Следы	14,12	0,52	0,66	0,01	0,04	1,18	4,42
24	Граносиенит-порфир	Река Нора, ниже устья р. Клинихи	74,50	0,22	14,45	0,62	0,44	0,01	0,08	1,86	3,00
25	Порфировидный биотит-рогообманковый гранит	Мельгинский массив; р. Бурея, ниже устья р. Верхний Мельгин .	71,92	0,46	12,06	2,33	1,47	0,02	0,66	1,72	3,62
26	Гранит-порфир	Кимканская интрузия; Малый Хинган (по Н. В. Луцкиной) . .	75,66	0,17	12,29	1,64	0,41	0,04	0,50	0,18	2,43
27	Кварцевый порфир	То же	73,48	0,28	13,60	1,69	0,55	0,04	0,41	0,10	3,62

Таблица 13 (продолжение)

K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому											Структурное положение
					a	*b*	*c*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*	
3,39	—	0,16	—	99,68	13,4	7,3	2,9	76,4	45	44	11	—	62,8	5,3	+14,3	Приаргунское поднятие
3,43	—	0,38	0,32	99,59	12,1	7,5	1,6	78,8	65	32	3	—	60,8	8,1	+33,3	
2,46	—	1,22	0,12	99,03	11,0	17,4	3,9	67,7	42	41	17	—	68,0	2,75	+14	
1,12	—	3,15	0,30	99,18	9,9	18,5	5,1	66,5	22	45	33	—	88,0	4,8	+8,1	
3,06	0,22	0,22	0,26	100,49	13,5	8,8	4,4	73,3	37	38	25	—	66,6	3,06	+15,2	Гонжинский выступ
3,56	0,31	0,12	0,10	100,03	16,2	4,7	1,0	78,1	73	20	7	—	69,1	15,4	+22,9	
3,04	0,48	1,90	0,42	99,68	12,5	8,9	4,2	74,4	14	44	42	—	63,6	29	+19,4	
3,86	0,06	0,05	0,10	99,94	14,8	1,8	1,4	82,0	36	57	7	—	63,4	10,7	+33,2	Зее-Селемджинская зона
2,92	0,10	0,55	0,25	99,07	10,5	5,1	2,2	82,2	78	18	4	—	60,7	4,7	+41,4	
4,56	0,18	0,40	0,22	99,62	14,0	5,4	1,5	79,1	—	59	19	22	54,2	9,03	+28,7	
5,59	—	0,81	0,24	99,96	12,5	4,9	0,6	82,0	60	35	5	—	50,9	20,8	+38,4	
5,33	—	0,58	0,21	99,95	14,8	3,6	0,4	81,2	43	52	5	—	39,8	37,0	+32,4	

№ анализа	Порода	Место взятия образца	SiO_2	FiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
28	Гранит-порфир	Микояновская интрузия; Малый Хинган (по Н. В. Луцкиной) . .	68,65	0,14	14,92	1,87	2,00	0,14	0,38	2,28	—
29	Гранит-порфир	Обмакийская интрузия, Малый Хинган (по Н. В. Луцкиной) . .	75,50	0,12	12,34	1,43	0,83	0,02	0,10	0,02	3,49
30	Плагиоклазовый порфирит	Микояновская интрузия; Малый Хинган (по Н. В. Луцкиной) . .	51,27	2,55	17,25	8,70	3,18	—	1,76	2,26	2,45
31	Кварцевый порфир	Карадубское месторождение Малый Хинган (по, Н. В. Луцкиной) . .	78,17	0,07	12,87	0,35	1,60	0,05	0,04	0,30	2,29
32	Плагиоклазовый порфирит	Дайка; Карадубское месторождение; Малый Хинган (по Н. В. Луцкиной)	53,79	2,33	16,82	3,37	5,78	0,0	2,30	5,77	4,01
33	Фельзит-порфир	То же	75,25	0,11	14,32	1,47	0,16	0,04	0,22	0,18	2,51
34	Гранодиорит	Становой хребет,р. Мая (по В. Н. Мошкину)									
35	Гранит	Становой хребет, р. Промазей (по В. Н. Мошкину)									
36	То же	Становой хребет, р. Чаллярин (по В. Н. Мошкину)									
37	Гранодиорит	Становой хребет (по В. Н. Мошкину) . . .	69,45	0,61	14,15	1,92	2,26	0,04	0,95	2,40	3,54
38	Кварцевый диорит-порфирит	То же	60,99	1,08	14,89	2,28	4,99	0,18	3,26	4,27	3,29

продольным и поперечным разломам или к многочисленным мелким сбросам — открытым трещинам, как сопровождающим крупные зоны разломов северо-восточного простирания, так и располагающимся вдали от них. Местами эти породы образуют пластовые тела в мезозойских отложениях.

Изучение структурных связей мезозойских интрузивных тел с вмещающими мезозойскими породами позволяют выявить следующее их структурное положение. Так, в крупном мезозойском прогибе Большого Хингана массивы и штоки мезозойских гранитоидов приурочены к системам продольных сбросов, располагающихся в зоне сочленения коробчатых, брахисинклинальных и брахиантиклинальных структур, а также в сводовых частях последних.

Перечисленные главные разновидности мезозойских гранитоидов распространены как в пределах глубоких мезозойских прогибов, так и в пределах крупных поднятий палеозойского и допалеозойского кристалли-

Таблица 13 (окончание)

K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	Сумма	Параметры по А. Н. Заварицкому											Структурное положение
					a	*b*	*c*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*	
—	—	—	—	—	15,0	6,5	1,0	77,4	41	53	6	—	50,0	15,0	+21,1	Хингано-Буреинский срединный массив
4,46	—	0,49	0,41	99,90	13,6	3,8	0,7	82,5	51	49	0	—	53,8	19,4	+36,5	
4,54	—	5,52	—	99,48	14,4	18,5	2,9	64,2	24	59	17	—	73,7	4,99	—5,3	
3,47	0,04	0,40	0,25	99,88	9,4	7,6	0,3	82,7	76	22	2	—	50,0	31,3	+46,3	
3,81	0,35	1,23	0,70	100,26	17,8	15,2	4,1	62,9	—	—	25	20	62,2	3,4	—5,0	
4,06	0,01	0,87	1,67	100,87	10,7	8,4	0,3	80,6	79	17	4	—	48,2	35,7	+39,5	
					10,3	9,5	6,3	73,9	—	53	44	3	67,1	1,6	+20,9	Область протерозойской складчатости Станового хребта
					14,0	6,9	1,9	77,2	—	49	25	26	64,1	7,4	+24,5	
					11,4	5,9	4,0	78,7	36	37	27	—	61,9	2,8	+30,6	
4,36	—	0,22	0,31	100,21	13,8	5,8	2,3	78,1	—	64	27	9	55,0	6,0	+27,7	
3,54	—	0,21	0,77	99,75	12,2	13,7	3,8	70,3	—	50	40	10	59,0	3,2	+11,8	

ческого основания. Между ними наблюдаются лишь небольшие различия в минералогическом и химическом составе. Например, в пределах крупного поднятия палеозойского фундамента Зее-Селемджинской зоны среди мезозойских гранитоидов распространены почти исключительно биотитовые разновидности гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров с бурым биотитом, в то время как в соседних мезозойских прогибах распространены преимущественно биотит-роговообманковые разновидности с зеленовато-бурым биотитом. Безусловным своеобразием Зее-Селемджинской зоны и Тукурингро-Джагдинского поднятия является также появление верхнемезозойских субщелочных гипабиссальных пород гранитного ряда, таких, как кварцевые сиениты и граносиениты, обычно не имеющих распространения в мезозойских прогибах.

В отношении химического состава мы располагаем сравнительно малым материалом, однако имеющиеся химические анализы уже сейчас позволяют

сделать некоторые выводы об особенностях химического состава мезозойских интрузивов, расположенных в пределах поднятий палеозойского складчатого основания и выступов докембрийского фундамента, с одной стороны, и крупных мезозойских прогибов — с другой (табл. 13).

Для мезозойских гранитоидов Приаргунского поднятия Зее-Селемджинской зоны и Хингано-Буреинского срединного массива характерна сильная пересыщенность глиноземом и очень низкое содержание MgO, благодаря чему векторы правой части диаграммы (фиг. 48) имеют резко наклонное положение влево, а иногда даже становятся почти горизонтальными. Мезозойские гранитоиды, приуроченные к крупным прогибам, относятся к породам нормального ряда. Среди них имеются все переходные разновидности от диоритов, через гранодиориты к гранитам, причем в наиболее кислых разновидностях наблюдается повышенное содержание щелочей. Некоторые из них могут быть отнесены к группе щелочных гранитов (Бургалинский, Кондуйский), хотя в них и отсутствуют щелочные цветные минералы.

Наиболее кислые разновидности мезозойских гранитоидов (аналоги цаган-олуевского комплекса) распространены как в областях крупных мезозойских прогибов, так и в поднятиях палеозойского складчатого фундамента. По химическому составу гранитоиды этой группы близки к аляскитовым гранитам (по Дели).

Гранитоиды, расположенные в пределах мезозойских прогибов и на их окраинах, в бассейне верхнего течения Амура и в прогибе Большого Хингана (Керакский, Ускалинский, Итулихинский и другие массивы), по химическому составу близки к гранодиоритам Белухинского и Букукинского массивов, прорывающим юрские отложения в пределах Восточно-Забайкальского прогиба, с которыми связано вольфрамовое оруденение, а также более кислые их разновидности, с которыми связано оловянное оруденение кварцево-касситеритовой формации.

Отмеченные изменения химического и минералогического состава мезозойских гранитоидов в различных структурных зонах являются лишь началом больших петрохимических и тектонических исследований, которые позволят на новой основе подойти к выявлению закономерностей размещения богатой и разнообразной по составу минерализации, связанной с мезозойскими гранитоидами периферической зоны Тихоокеанского пояса.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Мезозойские гранитоиды, распространенные в пределах западной части Монголо-Охотского пояса (Восточное и Центральное Забайкалье) и на крайнем востоке — в Западном Приохотье, по составу, структурному положению и взаимоотношению с вмещающими мезозойскими и более древними палеозойскими и допалеозойскими кристаллическими породами, очень близки к описанным выше гранитоидам Верхнего Приамурья и Северного Дунбея.

По данным Ю. П. Деньгина, И. В. Лучицкого, автора. Н. В. Шталь, В. Н. Козеренко, Л. И. Красного, В. А. Ярмолюка, Н. П. Саврасова и других, мезозойские гранитоиды различных районов Монголо-Охотского пояса представлены преимущественно порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, плагиопорфирами, кварцевыми диоритами и диоритами, монцонитами и сиенитами.

Несколько меньше распространены аляскитовые (морионовые, амазонитовые и др.) граниты и сопровождающие их аплиты и пегматиты.

К жильной серии мезозойских гранитоидов относятся кварцевые порфиры, различного состава лампрофиры и порфириты, кварцево-турмалиновые и кварцевые жилы, содержащие многочисленные рудные (касситерит, шеелит, вольфрамит, молибденит, золото, полиметаллы и др.) и нерудные минералы, а также флюоритовые и флюорит-кальцитовые жилы. Лишь на крайнем западе Монголо-Охотского пояса и в Прибайкалье преимущественно распространены гранодиориты, гранодиорит-порфиры, щелочные и субщелочные породы (щелочные граниты, монциниты, кварцевые сиениты и др.), а гранитоиды нормального состава играют подчиненную роль.

Для всех разновидностей гранитоидов Монголо-Охотского пояса характерным является кристаллизация их в условиях средних или малых глубин, изменчивая степень раскристаллизации, резко выраженные эндоконтактовые изменения (переход гранитов в гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и т. д.), а также многофазное их внедрение, наличие субвулканических тел и экструзивных комплексов. Только для некоторых массивов восточной части Монголо-Охотского пояса (послеюрские гранитоиды дуганджинского комплекса и др.) имеют место явления ассимиляции вмещающих пород.

Размеры интрузивных тел гранитоидов Монголо-Охотского пояса обычно не превышают 100—200 $км^2$, большинство из них имеет форму штоков и даек небольшого размера. Лишь некоторые интрузивы гранитоидов, приуроченные к зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса, достигают площади 5000—6000 $км^2$.

В пределах Монголо-Охотского пояса в целом мезозойские гранитоиды распространены неравномерно, они так же, как и в описанных выше районах

Верхнего Приамурья и Северного Дунбея, приурочены к крупным продольным и поперечным разломам, пересекающим не только мезозойские отложения в пределах прогибов, но и палеозойские и докембрийские кристаллические породы в зонах поднятий, разделяющих эти прогибы.

Более крупные интрузивы мезозойских гранитов связаны с длительно живущими глубинными разломами, подновленными в мезозое, или с участками пересечения мезозойских продольных и поперечных разломов (см. фиг. 163 и 164).

Наиболее крупные граниты мезозойского возраста, площадью 5000—6000 $км^2$, а также цепочки более мелких массивов и штоков приурочены к системе глубинных разломов Монголо-Охотского пояса—Селенгинского, Ингодино-Шилкинского, Северо-Янканского и Северо-Удского. Крупные гранитные массивы — Сретенский, Междуреченский и другие, а также цепочки более мелких даек и штоков располагаются в зонах Южно-Борщевочного, Северо-Борщевочного, Южно-Янканского, Приаргунского и других длительно развивавшихся глубинных разломов.

В Восточном Забайкалье к системе мезозойских продольных и поперечных разломов приурочены гранитные массивы: Дурулгуевский, Спокойненский, Кукульбейский, Тургинский, Соктуйский и др. Аналогичное структурное положение имеют мезозойские гранитные интрузии в Зачикойской тайге и в бассейне р. Джиды, где они прорывают палеозойские и допалеозойские кристаллические породы.

На крайнем востоке Монголо-Охотского пояса, в Западном Приохотье, с системами продольных и поперечных разломов связаны мезозойские гранитоиды удского, дуганджинского и ям-алинского интрузивных комплексов, также прорывающие как мезозойские-юрские и меловые отложения в пределах прогибов, так и складчатые палеозойские метаморфизованные породы на поднятиях.

По данным Л. И. Красного (1960₁), интрузивные тела гранитоидов изометричной или вытянутой в северо-восточном направлении формы располагаются в виде цепочки вдоль крупных разломов северо-восточного простирания или поперечных субширотных разломов (Сюрдокский массив) и имеют форму, вытянутую параллельно разломам (см. фиг. 144).

Внедрение мезозойских гранитов в пределах Монголо-Охотского пояса было многократным и неодновременным в различных его частях. Наиболее ранние внедрения гранитоидов приурочены к западной части зоны краевых разломов (в пределах Селенгинского прогиба), где они прорывают вулканогенные отложения триасового возраста. В восточном Забайкалье, на основании взаимоотношения с вмещающими мезозойскими отложениями, возраст мезозойских гранитоидов устанавливается как верхнетриасовый — нижнеюрский и послесреднеюрский. Наиболее ранние послетриасовые интрузии так называемого курлыченского интрузивного комплекса (представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами и монцонитами) приурочены к системе краевых Ингодино-Шилкинских разломов Монголо-Охотского пояса.

Послесреднеюрские интрузии пользуются в Восточном Забайкалье наиболее широким распространением. Они представлены аляскитовыми гранитами (цаган-олуевского комплекса), а также биотитовыми, биотит-рогово-обманковыми порфировидными гранитами, гранодиоритами и гранит-порфирами.

Значительно меньшую роль здесь играют малые интрузивные и субвулканические тела послеверхнеюрского возраста, представленные гранодиоритами, монцонитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и лейкократовыми гранитами нерчинско-заводского и шерловогорского интрузивных комплексов.

В верхнем Приамурье и Северном Дунбее возраст мезозойских гранитоидов устанавливается как верхнеюрский и, возможно, донижнемеловой

и послеиижнемеловой (прогибы Амуро-Зейский, Ольдойский и Большого Хингана). Интрузии представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми порфировидными гранитами, гранит-порфирами и гранодиоритами, а также аляскитовыми и пегматоидными гранитами (аналоги цаганолуевского комплекса). В Верхнем Приамурье более поздними по времени внедрения являются гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Экструзивные комплексы и субвулканические тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров по возрасту близки к вулканическим излияниям верхнемелового возраста.

В Удском прогибе и Западном Приохотье возраст мезозойских гранитоидов устанавливается на основании взаимоотношения с вмещающими породами в зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса как послеверхнеюрский, донижнемеловой и послеиижнемеловой. В других районах Западного Приохотья (Торомский и Тугуро-Нимеленский прогибы) возраст гранитоидов определяется как послеиижнемеловой, послеверхнемеловой (ям-алинский комплекс) и даже третичный (послепалеогеновый).

Таким образом, приведенные выше данные отчетливо показывают, что в направлении с запада на восток, по мере приближения к области мезозоид Тихоокеанского пояса, в различных частях по простиранию Монголо-Охотского пояса, наблюдается закономерное омоложение возраста гранитоидов от нижнемезозойского до верхнемезозойского и третичного.

Внедрение мезозойских гранитоидов не ограничивается собственно Монголо-Охотским поясом, а имеет место далеко за его пределами, в восточной части Азиатского континента, прилегающего к Тихоокеанскому поясу мезозоид в области Сибирской платформы (Алданского щита и протерозоид Станового хребта), а также в зарубежной Азии — в Монголии, на северо-востоке Китая и в Катазии. В последнее десятилетие на советской территории мезозойские граниты установлены в областях докембрийской, байкальской и каледонской складчатости — в Прибайкалье, в бассейне р. Джиды и в Восточном Саяне, а также к северу от Монголо-Охотского пояса, в пределах протерозоид Станового хребта и юго-восточной окраины архейского Алданского щита.

Область Станового хребта сложена древними кристаллическими породами — гнейсами нижнего протерозоя, а в отдельных участках — архея. Мезозойские отложения встречаются лишь в узких грабенах и грабен-синклиналях, где они представлены континентальными слабоугленосными и вулканогенными отложениями верхнеюрского и нижнемелового возраста. Мезозойские гранитоиды здесь образуют крупные массивы, площадью до 4000 $км^2$, сложенные гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Возраст их на основании соотношений с мезозойскими континентальными образованиями устанавливается как верхнеюрский — донижнемеловой и послеиижнемеловой (удский комплекс В. Н. Мошкина и др.). Эти гранитоиды, так же как и в области Монголо-Охотского пояса, приурочены к глубоким разломам, которые секут древние отложения и ограничивают мезозойские грабены и грабен-синклинали.

Массивы мезозойских гранитоидов в пределах Станового хребта имеют неправильную форму, но в общем вытянуты в северо-восточном направлении. Внутренние части крупных массивов сложены раскристаллизованными порфировидными гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. В приконтактовых частях средне- и крупнозернистые порфировидные породы, по наблюдениям М. Н. Петрусевича и Л. И. Казик (1957) и Ю. К. Дзевановского (1959), переходят в порфировые разновидности гипабиссального и субвулканического характера, а также в эффузивные образования, сопровождающиеся туфами. В некоторых массивах наблюдаются резкие эруптивные контакты с вмещающими кристаллическими породами, с образованием в эндоконтакте лишь узкой зоны мелкозернистых гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

По химическому составу мезозойские гранитоиды, развитые в пределах

Станового хребта (химические анализы Ю. К. Дзевановского и В. Н. Мошкина) принадлежат к нормальному ряду.

Цепочки крупных мезозойских гранитных массивов Станового хребта располагаются в осевой части и протягиваются по простиранию более чем на 600 *км*. Их внедрение по времени совпадает с образованием крупного сводового поднятия северо-восточного простирания, разделяющего системы глубоких мезозойских прогибов, формировавшихся к югу от него — в краевой части Монголо-Охотского пояса и к северу — в краевой части Алданского щита. Время образования этого поднятия хорошо фиксируется на основании детального литологического изучения мезозойских отложений Вилюйского прогиба. В нижнемеловых отложениях этого прогиба, по данным А. Г. Коссовской (1958), происходит резкое изменение состава обломочного материала и устанавливается снос его из области Станового хребта. Это положение согласуется с определением возраста мезозойских гранитоидов в восточной части Станового хребта — в основном верхнеюрского — донижнемелового.

Сравнительно небольшие тела мезозойских гранитоидов и щелочных пород гранитного ряда известны в южной части Алданского щита, где они также прорывают кристаллические породы архея, кембрийские отложения платформенного чехла и континентальные юрские угленосные молассы, выполняющие прогибы, наложенные на древнюю платформу.

Аналогичное структурное положение мезозойские гранитоиды занимают в Яньшанской зоне (Нагибина, 1963) вдоль северной границы Китайско-Корейской платформы и герцинид восточной Азии, а также в области катазиатских каледонид, расположенных к югу от Южно-Китайской платформы. В Яньшанской зоне и в Катазии мезозойские гранитоиды образуют как крупные массивы, по своим размерам приближающиеся к мезозойским гранитным массивам Станового хребта, так и мелкие массивы и штоки, подобные зоне Монголо-Охотского пояса. По составу и особенностям структуры эти граниты аналогичны описанным выше разновидностям гранитоидов Монголо-Охотского пояса и Станового хребта. Они представлены нормальными биотит-роговообманковыми гранитами с порфировидной структурой, гранодиоритами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, а также аляскитовыми гранитами (аналогами цаган-олуевского комплекса).

Распространение этих гранитов в Яньшанских горах, окрестностях г. Пекина и в Катазии закономерно связано с зоной наложенных мезозойских (юрских и меловых) прогибов и впадин, выполненных континентальными грубообломочными, вулканогенными и угленосными отложениями, а на юге Китая (в районе Кантона), кроме того, и песчано-сланцевыми морскими юрскими отложениями.

Мезозойские прогибы и впадины вдоль северного края Китайско-Корейской платформы образуют линейные системы опусканий, разделенные крупными сводовыми поднятиями досинийского гнейсового фундамента (аналогичного Становому хребту) и складчатыми синийскими отложениями.

По данным китайских геологов, возраст яньшанских гранитоидов на основании соотношения их с мезозойскими континентальными отложениями, которые они прорывают, определяется как послеюрский и посленижнемеловой.

В Катазии мы имеем аналогичную систему наложенных юрских и нижнемеловых впадин, разделенных крупными поднятиями каледонского и докембрийского основания.

И в Яньшанской зоне и в Катазии с мезозойскими гранитоидами связаны оловянно-вольфрамовые, полиметаллические и другие месторождения, по своему типу аналогичные соответствующим месторождениям Монголо-Охотского пояса и прилегающих территорий Прибайкалья.

Суммируя имеющиеся данные по мезозойским гранитоидам Прибайкалья Монголо-Охотского пояса, Станового хребта и Алданского щита (Нагибина,

1958; Дзевановский, 1959; Комаров, 1959), можно наметить общую закономерность изменения масштабов внедрения гранитной магмы и ее состава. Она выражается в общем уменьшении размеров и количества гранитных тел и повышении их щелочности в направлении от побережья Тихого океана, т. е. от окраинного пояса мезозоид Тихоокеанского пояса, в глубь континента, по простиранию системы мезозойских структур, наложенных на древнее основание.

В краевой части Алданского щита, по направлению с востока на запад, наблюдается постепенное уменьшение размера интрузивных тел мезозойских гранитоидов с одновременным изменением их состава от нормальных гранитов и гранодиоритов на крайнем востоке до щелочных гранитов и сиенитов на западе. Вдоль зоны сводового поднятия Станового хребта, в том же направлении от Удской губы к западному Прибайкалью, наблюдается постепенное уменьшение размеров мезозойских гранитных интрузий и изменение их состава от нормальных гранитов до щелочных гранитов, граносиенитов, сиенитов и монцонитов.

Такую же картину изменения размеров и состава гранитных тел можно проследить в том же направлении и для зоны Монголо-Охотского пояса, причем для различного возраста мезозойских гранитоидов. Например, если в Верхнем Приамурье верхнеюрские и нижнемеловые интрузии представлены нормальными гранитоидами и связанными с ними гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, то в Восточном Забайкалье по простиранию однотипных структур этого возраста интрузивы представлены щелочными и субщелочными породами (монцонитами и др.), образующими малые интрузии и субвулканические тела.

Таким образом, выделенный А. А. Арсеньевым (1954) субширотный «пояс щелочных пород» гранитного ряда, пересекающий докембрийские, палеозойские и мезозойские структуры, в который были объединены разновозрастные щелочные породы, прорывающие как цаган-хунтейский триасовый (верхнепалеозойский, по А. А. Арсеньеву) комплекс Прибайкалья, так и верхнеюрские интрузии Восточного Забайкалья, не находит себе подтверждения в свете изложенных выше новых данных. Если бы мы захотели выделить «пояс» щелочных (и субщелочных) пород, то пришлось бы выделить не один, а ряд таких поясов для разного возраста мезозойских интрузий, причем они имели бы извилистые очертания с общей вытянутостью в северо-восточном (субмеридиональном) направлении, например, от бассейна рек Джиды и Уды (Селенгинской) до западной части Алданского щита [1].

Отмеченная закономерная изменчивость состава и возраста мезозойских интрузий по мере удаления от мезозоид побережья Тихого океана в глубь континента свидетельствует о непосредственной и прямой связи проявления гранитного магматизма с развитием мезозойских тектонических структур Тихоокеанского пояса.

Западные границы распространения разновозрастных гранитоидов (юрского, нижнемелового и верхнемелового возраста) в рассмотренной краевой части Азиатского континента идут примерно параллельно простиранию

---

[1] В «пояс щелочных пород», выделенный А. А. Арсеньевым в 1946 г., предположительно включены только верхнепалеозойские щелочные (арфведсонитовые, рибекитовые, эгириновые гранитоиды, без каких-либо гранит-порфиров, монцонитов и других субвулканических тел более молодого возраста. По данным П. И. Налетова, возраст щелочных пород определяется как послетриасовый, и до сих пор нет ни одного указания на то, чтобы щелочные гранитоиды прорывали юрские отложения. Автор же ошибочно объединяет щелочные гранитоиды в комплекс малых интрузий и субвулканических тел верхнеюрского и нижнемелового возраста. Отсюда заключение автора, что А. А. Арсеньевым в выделенный им «пояс объединены разновозрастные щелочные породы», не соответствует действительности. На данной стадии изученности выделенный пояс щелочных гранитоидов, как единый в структурно-магматическом отношении, остается правильным, и только уточнен его возраст в целом.— *Прим. редактора.*

мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса, как это показано на палеотектонических картах юрского и мелового времени (см. фиг. 161, 162).

Кроме общей закономерности изменения состава гранитных интрузий по мере удаления от мезозоид Тихого океана, наблюдается и некоторая другая зависимость изменения их состава от положения гранитных тел в различных, сравнительно мелких структурных зонах. Так, для Монголо-Охотского пояса, даже на данной стадии изученности мезозойских гранитоидов, выявляются некоторые отличия в их химическом и минералогическом составе в зависимости от структурного положения. Для гранитоидов, расположенных в пределах поднятий и выступов докембрийского и палеозойского фундамента (Приаргунское поднятие, Зее-Селемджинская палеозойская складчатая зона, Гонжинский выступ, Хингано-Буреинский срединный массив и т. д.), характерно сильное пересыщение глиноземом при очень малом количестве MgO. Разнообразные по составу гранитоиды, прорывающие мезозойские отложения в пределах крупных прогибов, принадлежат к породам нормального ряда, причем в лейкократовых разностях наблюдается несколько повышенная щелочность, так что некоторые из них близки к щелочным гранитам. Мезозойские гранитоиды, развитые в пределах протерозойской складчатости восточной части Станового хребта, по составу также принадлежат к нормальному ряду, но для них не отмечается повышенного содержания щелочей.

Описанное структурное положение мезозойских гранитоидов в Монголо-Охотском поясе и в прилегающих частях окраины Азиатского континента в периферической зоне Тихоокеанского пояса не позволяет рассматривать гранитоиды как образования, свойственные геосинклинальной стадии развития этих территорий, поскольку это развитие закончилось задолго до их внедрения. Так, геосинклинальное развитие Алданского щита закончилось в архее, Станового хребта — в протерозое, Прибайкалья — в нижнекембрийское время, Монголо-Охотского пояса — в герцинское (пермское) время, Яншанской зоны — в досинийское и синийское время и, наконец, Катазии — в каледонское время.

Внедрение мезозойских гранитов в периферической части Тихоокеанского пояса связано с процессом ревивации (revivatio — омоложения) древних складчатых областей под влиянием мезозойских тектонических движений, выражающегося в линейном короблении жесткого основания древних платформ и областей завершенной складчатости различного возраста (байкальского, палеозойского и герцинского), сопровождающееся возобновлением старых и возникновением новых разломов. Эти разломы проникали в глубокие части сиалической оболочки Земли, где в результате нарушения физико-химического равновесия под влиянием механической энергии возникали очаги плавления сиаля, которые и являлись источником гранитной магмы, внедрившейся в мезозойское время вдоль описанной выше системы продольных и поперечных разломов.

Процессы ревивации проявились в различные этапы развития земной коры в зонах жестких структур (окраин платформ), прилегающих к геосинклинальным системам различного возраста, или в пределах срединных массивов, однако размеры этих явлений, которые происходили в мезозое в периферической восточноазиатской части Тихоокеанского пояса, не имеют аналогов в других частях земной коры.

Мезозойские гранитоиды Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий по своему структурному положению, структурным и текстурным признакам, гипабиссальному взаимоотношению с вмещающими породами и тесной связи с вулканическими образованиями (экструзивные комплексы и субвулканические тела) отличаются от гранитоидов, сопровождающих геосинклинальную стадию развития складчатых структур.

Из имеющихся в литературе примеров описанные мезозойские гранито-

иды можно сравнить с мезозойскими гранитоидами Охотского вулканического пояса, описанными Е. К. Устиевым, Е. Т. Шаталовым и другими на Северо-Востоке СССР. Е. К. Устиев гранитоиды этого типа относит к выделенной им в последнее время формации вулкано-плутонов.

Они сходны также с оловоносными герцинскими гранитоидами Западной Европы (Саксонии, Альтенберга, Цинвальда и других районов), которые внедрились в древние кристаллические толщи докембрия в пределах срединных массивов (Богемского и др.) западноевропейских герцинид. Эти гранитоиды Г. Клоос (Cloos, 1939), А. Риттман (Rittman, 1958), а также Г. Штилле (Stille, 1951) относят к так называемой «вулканической ассоциации». Этого типа гранитоиды, по удачному выражению Г. Штилле, могут застывать как в шапке «в собственном порфировом покрове».

Многими русскими геологами отмечалось проникновение герцинских гранитоидов в древние байкальские и каледонские складчатые системы в Восточных и Западных Саянах, прилегающих к области герцинской складчатости. Однако масштаб описанных явлений проникновения магмы в различные структурные зоны на востоке Азии, а также разнообразие типов мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов периферической зоны Тихоокеанского пояса не позволяют провести с этими районами полной аналогии.

Г. Штилле (1940, 1951) ввел понятие «аллохтонного магматизма», основанное на допущении подкоровой миграции гранитной магмы в сторону от геосинклинали к форланду. Именно к этому типу он относит мезозойские гранитные интрузии, развитые в периферической части мезозоид Северной Америки. По мнению Штилле, «в случае круговой Тихоокеанской геосинклинали сиаль мигрирует... в направлении к форланду».

Описанные явления проникновения гранитной магмы, охватившие огромные пространства на востоке Азиатского материка, по мнению автора, трудно объяснить миграцией гранитной магмы со стороны мезозойских геосинклиналей Тихоокеанского пояса, так как такую миграцию нужно было бы допустить на расстояние 2,5 тыс. *км* и более в глубь континента. Мне представляется более вероятным предложенное выше объяснение этого процесса. Тектонические движения, возникающие в крупнейших геосинклинальных системах мезозойского времени, развивающихся вдоль побережья Тихого океана, передавались и окраинным частям Азиатского материка, гетерогенного в тектоническом отношении. В результате происходило коробление жесткого основания, образование разломов и возникновение магматических очагов, эволюционирующих во времени и дающих многофазные, различные по возрасту интрузии мезозойских гранитоидов и многочисленные вулканические излияния преимущественно среднего и кислого состава, по своему структурному положению тесно связанные с мезозойскими гранитоидами.

Из всего сказанного видно, что мезозойские внегеосинклинальные гранитоиды заслуживают всестороннего изучения не только с точки зрения связанных с ними многочисленных полезных ископаемых, но и с теоретической точки зрения, так как внедрение этих гранитоидов сопровождает образование на востоке Азии своеобразного типа мезозойских структур, описанных ниже.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский пояс, расположенный на юго-востоке Сибири, простягивается более чем на 2 тыс. *км* от северо-восточной Монголии, бассейна р. Селенги, до западного побережья Охотского моря. Сложное геологическое строение этой территории долгое время являлось, и в значительной мере является до сих пор, загадкой для геологов.

На протяжении последних десятилетий между различными группами геологов велись ожесточенные споры по поводу геологического строения Монголо-Охотского пояса и особенно молодой — мезозойской истории его развития. Здесь достаточно вспомнить острую дискуссию между В. А. Обручевым и М. М. Тетяевым в 30-х годах нашего столетия, когда первый из них рассматривал мезозойские структуры Забайкалья как германотипные, а второй утверждал, что здесь имеет место альпинотипная тектоника.

В настоящее время также нет единого мнения в отношении мезозойской геологической истории Монголо-Охотского пояса. Одни авторы рассматривают мезозойские — юрские и меловые прогибы и впадины как остаточные геосинклинальные прогибы, завершающие палеозойскую историю развития, другие считают мезозойские структуры новообразованными, наложенными на палеозойское основание. В понимании этих последних также имеются расхождения. Одни авторы рассматривают их как геосинклинали, другие относят к особой группе негеосинклинальных тектонических форм.

В последние годы наметились также значительные расхождения и в трактовке палеозойской истории развития рассматриваемой области. Одни авторы стоят на точке зрения полициклического развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы (Красный, 1958$_1$; Падалка, 1958), выделяя как самостоятельные, независимо развивающиеся каледонский и герцинский геосинклинальные циклы, разделенные между собой крупным региональным перерывом в осадконакоплении, так называемым «геоантиклинальным режимом» в среднем кембрии — ордовике.

Другие, в том числе и автор, считают, что крупные палеозойские геосинклинали и геоантиклинали, начиная с рифея, имели длительное унаследованное развитие, которое продолжалось в течение каледонского и герцинского времени.

В основу структурного районирования Монголо-Охотской зоны автором положено изучение состава формаций, их пространственного распределения, морфологии, тектонических структур и проявления магматизма в связи с развитием тектонических форм.

Монголо-Охотская зона рассматривается автором как палеозойская геосинклинальная система (в понимании Н.С.Шатского, 1946$_2$), являющаяся северной ветвью обширной Восточно-Азиатской герцинской геосинклинальной области.

Часть вторая

ТЕКТОНИКА

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Обширная территория, расположенная к востоку от оз. Байкал и к югу от бассейна р. Алдан, издавна привлекала внимание геологов богатством своих недр и разнообразием полезных ископаемых.

Представления о ее тектоническом строении неоднократно менялись на протяжении различных этапов геологической изученности. Так, в конце прошлого и в начале текущего столетия область Прибайкалья была выделена как древняя архейская глыба под названием «Древнего темени Азии», обраставшая в течение эозоя, палеозоя и мезозоя складчатыми сооружениями.

Это представление было выдвинуто И. Д. Черским в 1886 г. и разработано в дальнейшем Э. Зюссом (Suess, 1901—1909) и В. А. Обручевым (1927, 1935).

Примерно в тот же период других взглядов на тектонику Азиатского континента, в частности на тектонику рассматриваемой территории, придерживался Л. де Лоне (De Laynay, 1911). На тектонической схеме Азии этого автора большая часть территории Монголии, Западного и Восточного Забайкалья была отнесена к зоне герцинской складчатости, которая на севере граничила с каледонскими складчатыми структурами, облекавшими Сибирский массив, а на юге и востоке окаймлялась альпийской складчатой зоной Китая и Дальнего Востока (фиг. 49).

В дальнейшем эта схема тектоники была последовательно развита А. А. Борисяком (1923).

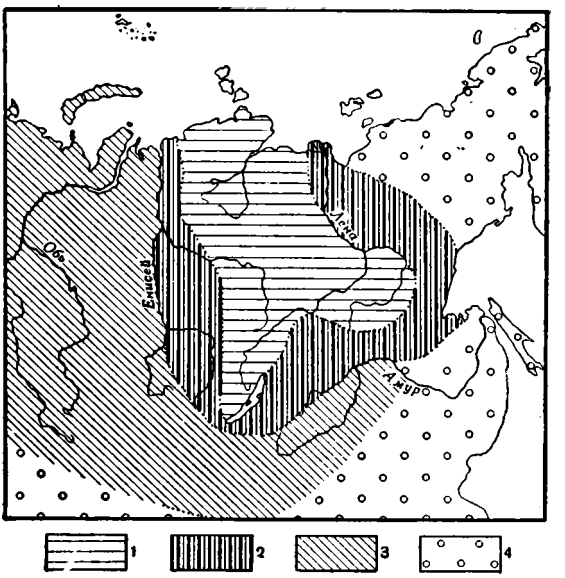
В 20-е и особенно в 30-е годы появились более сложные схемы тектоники, для составления которых были использованы новые геологические материалы, полученные при геологических исследованиях, развернувшихся в советский период.

В 1926 г. А. Е. Ферсманом было впервые выдвинуто понятие о Монголо-Охотском поясе для определенной геохимической зоны, приуроченной к гранитным интрузиям, расположенной к югу от Яблонового и Станового хребтов и протягивающейся примерно на 2000 *км* «из Монголии через Забайкалье и далее, частично через территорию Китая, к северу, в верховьях Зеи и Селемджи, к Охотскому побережью» (фиг. 50). О выделенной зоне Монголо-Охотского пояса А. Е. Ферсман (1926) писал: «Хотя очень точных геологических данных не имеется, но, по-видимому, эта зона связана со свитой осадков палеозойского возраста вплоть до верхнего карбона, а гранитные выходы по возрасту моложе этой свиты».

В. А. Обручев (1927) расчленяет Забайкалье на две различные тектонические зоны. Территорию, расположенную к северу от р. Шилки и к западу от р. Онон, он выделяет как область архейской и эозойской складчатости, а к югу и востоку от этих рек — как область герцинской складчатости;

северная граница герцинид В. А. Обручева примерно совпадает с северной границей Монголо-Охотского пояса А. Е. Ферсмана (фиг. 51).

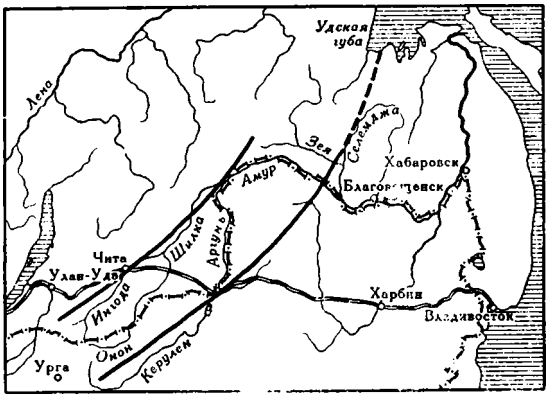
А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) на тектонической схеме



Фиг. 49. Тектоническая схема Азии по Л. де Лоне (De Laynay, 1911).

1 — Сибирская глыба. Складчатые зоны: *2* — каледонская; *3* — герцинская; *4* — альпийская

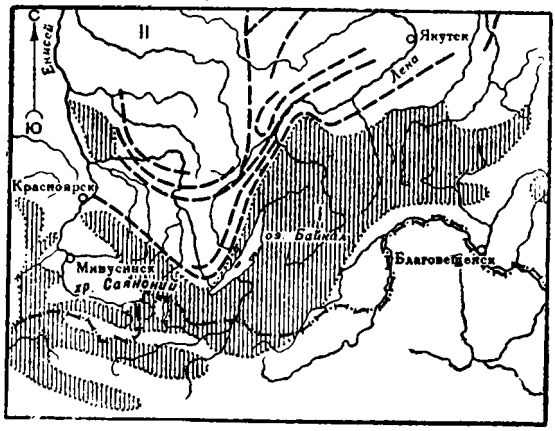
СССР также расчленяют эту территорию на две части, но проводят границу между ними несколько севернее, чем она дана по схеме В. А. Обручева, рассматривая северную часть как область древнепалеозойской (байкальской)



Фиг. 50. Монголо-Охотский пояс, выделенный А. Е. Ферсманом в 1926 г. (зона, ограниченная жирными линиями)

складчатости, а южную — как область мезозойской складчатости. На тектонической схеме Евразии тех же авторов, опубликованной в 1937 г. (фиг. 52), значительная территория Монголии и Северной Маньчжурии отнесена к области герцинских складчатых структур, в большей или меньшей

степени переработанных мезозойской складчатостью. Территории северо-восточной Монголии, Восточного Забайкалья и Приохотья показаны как юго-западная ветвь мезозоид Верхоянской зоны. На этой схеме понятие Монголо-Охотского пояса А. Е. Ферсмана впервые получило свои структурные границы в виде ответвления забайкальских мезозоид, постепенно затухающих в Монголии. В коллективной работе А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других (1937) авторы подчеркивают, что с переходом из Монголии



Фиг. 51. Древнее темя Азии по В. А. Обручеву (1927).
I — древнее темя Азии; *II* — Енисейско-Ленская платформа

«в Восточное Забайкалье мы вступаем в область, где верхнепалеозойские структуры подверглись глубокой, коренной переработке и где мезозойская складчатость получает вполне самостоятельное значение» (стр. 80).

А. Н. Мазарович (1938) в пределах рассматриваемой территории Прибайкалья и Забайкалья различает ряд складчатых зон, вытянутых в северо-восточном направлении. От Байкала к р. Аргуни он выделяет докембрийскую, каледонскую и мезозойскую зоны складчатости, а в южной части Забайкалья — зону герцинской складчатости, примыкающую со стороны Монголии (фиг. 53).

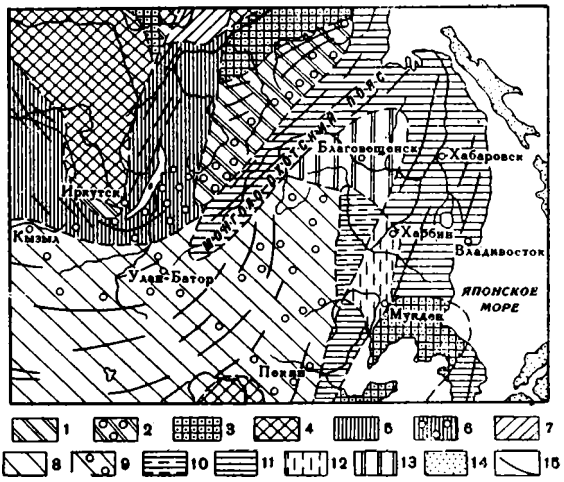
В резком противоречии со всеми перечисленными схемами тектоники Забайкалья стоит схема М. М. Тетяева (1938), изображающая все Забайкалье как альпийскую складчатую зону (фиг. 54).

Широкие геологические исследования 1941—1955 гг. дали богатый дополнительный материал, позволивший составить новые более подробные тектонические карты.

На схеме тектонического расчленения Забайкалья, составленной М. С. Нагибиной и И. В. Лучицким в 1948 г., к востоку от Сибирской платформы показаны области каледонской, герцинской и мезозойской складчатости, причем в пределах последних показаны наиболее глубоко прогнутые зоны, выполненные складчатыми пермскими, триасовыми и юрскими морскими отложениями, а также области распространения среднепалеозойских морских отложений геосинклинального типа. В пределах зоны каледонид, герцинид и мезозоид, кроме того, были выделены наложенные структуры типа грабенов и грабен-синклиналей, выполненные верхнепалеозойскими и мезозойскими вулканогенными и угленосными отложениями, а также кайнозойскими образованиями.

Весьма интересной является одна из тектонических карт, составленная Е. В. Павловским для территории Алданского массива. На этой карте (фиг. 55) в южной части Алданского массива он выделяет зону мезозойской

складчатости, наложенную на архейское и протерозойское основание, в пределах которой мезозойские континентальные отложения образуют крупные линейные синклинали, разделенные линейными областями поднятий кристаллического архейского и протерозойского основания. По краям



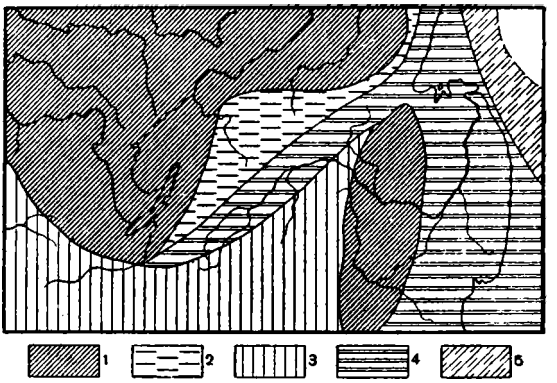
Фиг. 52. Схема тектоники Евразии по А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому (1937).

Области докембрийской складчатости: *1* — районы, в которых складчатые докембрийские породы или выходят на поверхность, или покрыты очень тонким плащом позднейших осадочных пород; *2* — то же, в большей или меньшей степени переработанные движениями мезозойского времени; *3* — районы с относительно неглубоким залеганием складчатого докембрийского фундамента; *4* — районы с глубоким залеганием складчатого докембрийского фундамента (впадины). Области древнепалеозойской складчатости (каледонской и более древней): *5* — районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *6* — то же, в большей или меньшей степени переработанные мезозойскими движениями; *7* — районы с глубоким залеганием складчатого фундамента. Области верхнепалеозойской (герцинской) складчатости: *8* — районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *9* — то же, в большей или меньшей степени переработанные мезозойской складчатостью; *10* — районы с глубоким залеганием складчатого фундамента. Области мезозойской (тихоокеанской) складчатости: *11* — районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *12* — районы с глубоким залеганием складчатого фундамента; *13* — срединные массивы в области мезозойской складчатости. Области третичной (альпийско-гималайской) складчатости: *14* — районы, захваченные интенсивной складчатостью; *15* — простирания складчатости

мезозойские прогибы ограничены разломами — сбросами и крутыми надвигами, вдоль которых юрские отложения смяты в мелкие крутые складки. Дислокации юрских отложений этой зоны, местами пересеченные гранитоидами, Е. В. Павловский сравнивает с мезозойскими (юрскими и меловыми) дислокациями Забайкалья.

На общей схеме мезо-кайнозойской тектоники Восточной Сибири (фиг. 56) Е. В. Павловский (1948_2) выделяет следующие элементы структуры: платформу мезозойской складчатости (Сибирская платформа), границу которой он проводит к западу от оз. Байкал и к северу от Патомского нагорья и верхнего течения р. Алдан, и зону мезозойской складчатости, граница которой проводится к северу от р. Шилки и далее на юго-запад, по водоразделу рек Онон и Ингода. Обширная территория, расположенная между этими главными структурными элементами, рассматривается как область, переходная от мезозойской геосинклинали Восточного Забайкалья к ее платформе. В этой переходной зоне Е. В. Павловский выделяет ряд линейных

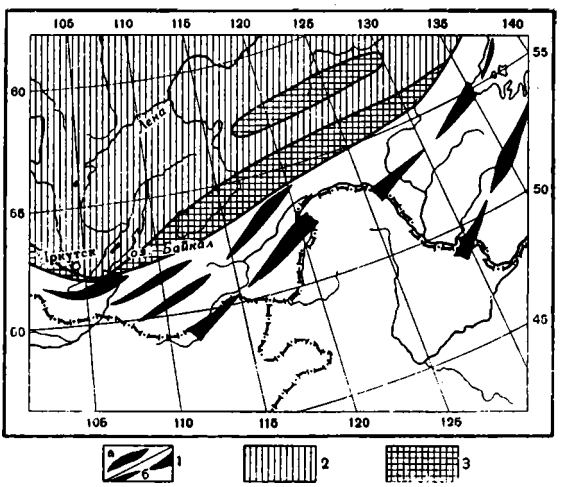
складчатых структур, ориентированных параллельно северо-восточному простиранию мезозойской геосинклинальной области Восточного Забайкалья. Главнейшие из них: Байкальский антиклинорий (ближайший к



Фиг. 53. Структурная схема Восточной Сибири по А. Н. Мазаровичу (1938).

Складчатость: *1* — докембрийская; *2* — каледонская; *3* — герцинская; *4* — тихоокеанская; *5* — альпийская

Сибирской платформе), Селенгино-Витимский синклинорий и Даурский антиклинорий (непосредственно примыкающий к геосинклинальному прогибу Восточного Забайкалья). Южная часть Алданского массива на этой карте

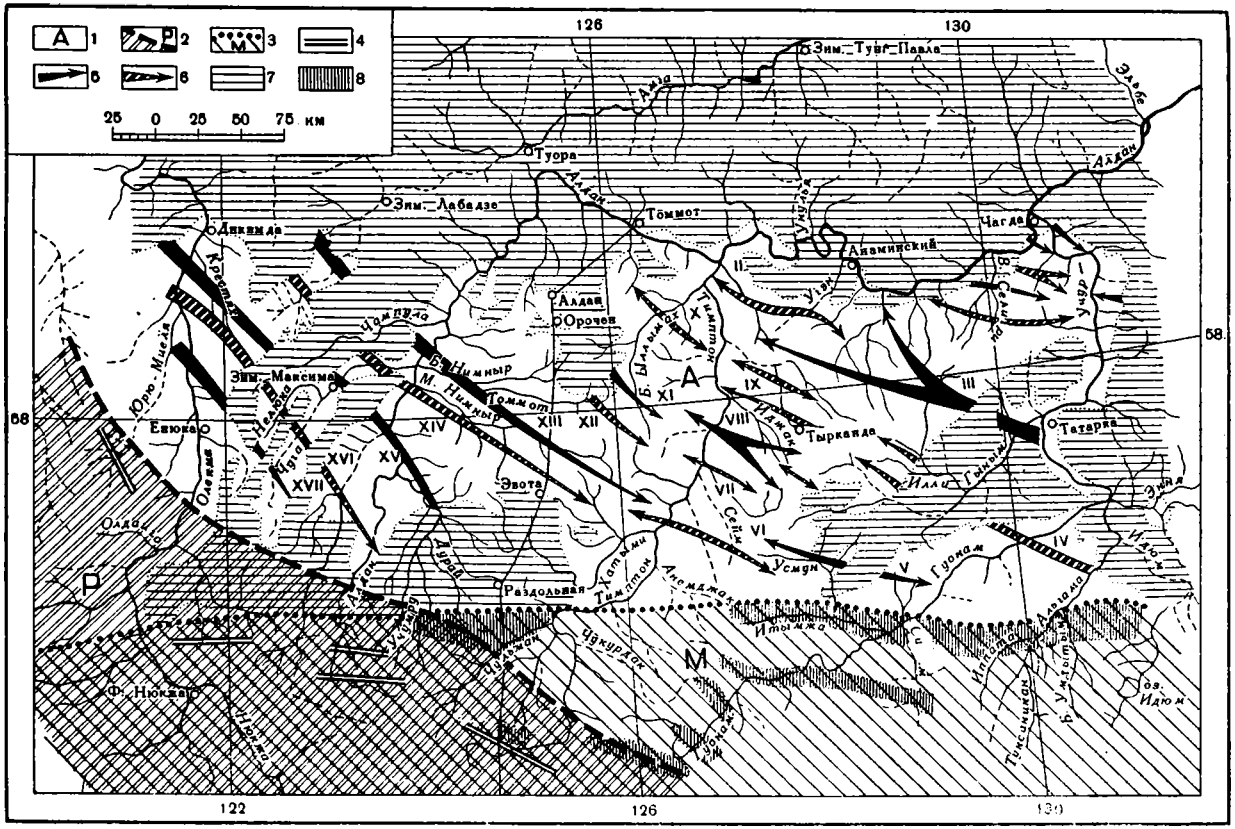


Фиг. 54. Структурная схема Восточной Сибири по М. М. Тетяеву (1938).

1 — альпийская складчатая структура с линиями главных антиклинориев: *а* — поднятие шарнира антиклинория, *б* — погружение шарнира антиклинория; *2* — субгеоантиклинальные части альпийской платформы; *3* — субгеосинклинальные части альпийской платформы

выделена как крупный мезозойский синклинорий в пределах переходной области.

Б. А. Ивановым (1949$_1$) была предложена схема тектонического районирования Восточной Сибири (фиг. 57), по которой область, лежащая к югу



Фиг. 55. Схема тектоники Южной Якутии по Е. В. Павловскому (1947).

1 — Алданский массив; *2* — зона нижнепротерозойской складчатости; *3* — зона мезозойской складчатости; *4* — шарниры нижнепротерозойских синклиналей; *5* — шарниры верхнеархейских антиклинориев и направление их погружения; *6*—шарниры верхнеархейских синклинориев и направление их погружения; *7* — области развития спокойно лежащих отложений кембрия и юры в пределах Алданского массива; *8* — области развития юры в пределах мезозойской складчатой зоны.

Главнейшие складчатые структуры архейского фундамента массива: *I* — Силинглинский синклинорий; *II* — Усть-Тимптонский синклинорий; *III* — Суннагинский синклинорий; *IV* — Гуонам-Гынымский синклинорий; *V* — Усмунский антиклинорий; *VI* —Олонгринский синклинорий; *VII* — Сеймский синклинорий; *VIII* — Тас-Конкинский антиклинорий; *IX* — Тыркандинский синклинорий; *X* — Эмельджакский синклинорий; *XI* — Амбурдакский антиклинорий; *XII* — Верхне-Нимгерский синклинорий; *XIII* — Усть-Нимгерский антиклинорий; *XIV* — Леглиерский синклинорий; *XV* — Улунгринский антиклинорий; *XVI* — Нелюкинский синклинорий; *XVII*— Верхне-Чугинский антиклинорий

и юго-востоку от Байкала, рассматривается как область каледонской складчатости, причем территория, охватывающая Прибайкалье и большую часть южной окраины Восточного Саяна, относится им к внешней зоне, а Западное Забайкалье и Витимское плоскогорье — к внутренней зоне каледонской складчатости. Юго-восточнее показана зона мезозойской складчатости.

В 1951 г. автор составила новую схему тектоники Забайкалья, на которой в пределах области мезо-кайнозойской складчатости были выделены крупные геосинклинальные зоны и антиклинории палеозойского и мезозойского времени: Борщевочный и Приаргунский антиклинории, Центральная и Северо-Западная синклинальные зоны, резко различающиеся между собой по составу формаций и мощностям среднепалеозойских и мезозойских отложений и структурным взаимоотношениям различных геологических комплексов.

В зонах древнепалеозойской и докембрийской складчатости были показаны впадины и прогибы различного возраста — от верхнего палеозоя до кайнозоя включительно (фиг. 58).

В 1954 и 1955 гг. были опубликованы схемы тектоники — Н. А. Флоренсовым для Забайкалья и А. А. Якжиным для Восточного Забайкалья. На схеме Н. А. Флоренсова (1954_2) показаны северные границы герцинской и мезозойской складчатых зон, простирания мезозойских и отдельно каледонских и герцинских складчатых структур и юрско-меловые мульды во внегеосинклинальных областях (фиг. 59).

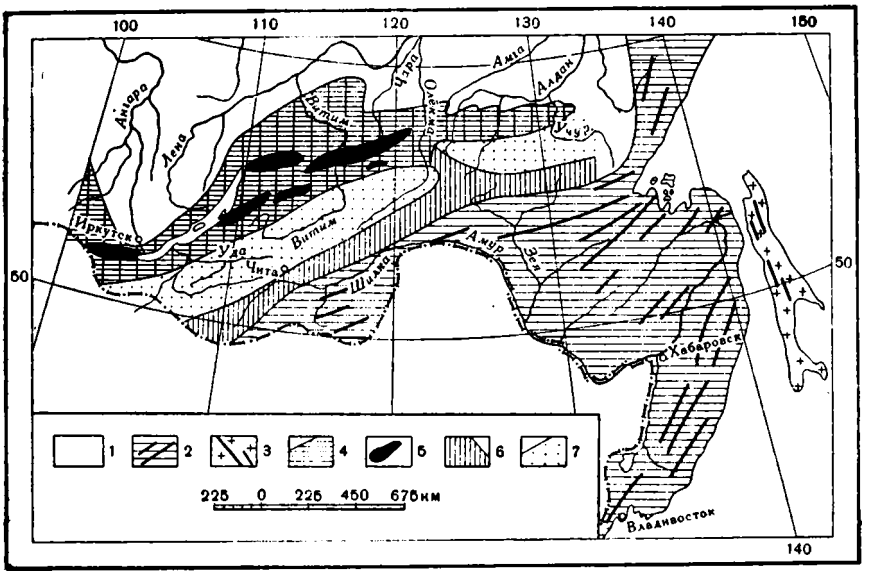
На схеме А. А. Якжина (1955_2) выделены области развития каледонской, герцинской (варисской) и мезозойской складчатостей, но в иных границах, чем на схеме Н. А. Флоренсова, и дополнительно нанесены оси синклинальных и антиклинальных структур в пределах мезозойской складчатости (фиг. 60).

Сравнение перечисленных тектонических схем 1948—1955 гг. показывает, что хотя при их составлении были использованы историко-геологические принципы, близкие к принципам, разработанным А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933), но тектоническое районирование на этих картах проведено по-разному, и только границы крупных структурных областей на схемах отдельных авторов частично совпадают между собой. Внутреннее строение разновозрастных складчатых областей разработано на этих схемах с различной степенью детальности, однако границы некоторых характерных структурных элементов, например Агинского поднятия в Восточном Забайкалье, у различных авторов совпадают.

Несмотря на некоторые черты сходства или отличия рассмотренных схем, отчетливо выступает существенно разное понимание отдельными авторами тектоники Забайкалья в целом; особенно резко эта разница проявляется в понимании и трактовке мезозойских структур. В этом смысле схема мезозойской тектоники Е. В. Павловского (1948_2), который между Сибирской платформой и зоной мезозойской геосинклинали Восточного Забайкалья выделяет обширную, так называемую «переходную зону», отличается от схем других авторов.

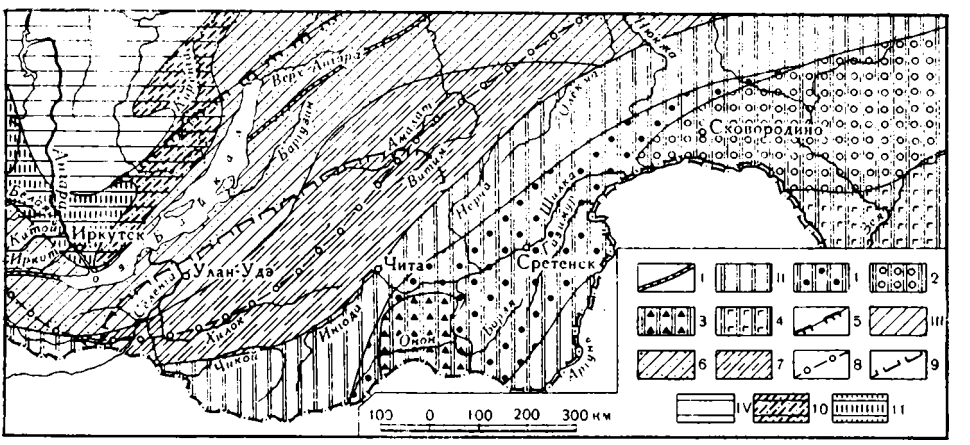
Для более восточных районов Монголо-Охотского пояса тектонические схемы (фиг. 61—63) были составлены А. З. Лазаревым (1939), С. А. Музылевым, группой авторов ВСЕГЕИ — Н. А. Беляевским, М. И.Ициксоном, Л. И. Красным и С. А. Музылевым (1950), М. С. Нагибиной (1953_2 и 1958_1), П. Н. Кропоткиным и другими (1953), Л. И. Красным (1958_1) и В. В. Онихимовским (1960).

При сопоставлении этих карт еще резче, чем для западных районов, выступают различия в подходе авторов как к истории развития структуры, так и к пониманию их морфологии и пространственных взаимоотношений.



Фиг. 56. Схема соотношения Байкальского сводового поднятия и мезозойской складчатой зоны по Е. В. Павловскому (1948).

1 — платформа мезозойской складчатой зоны; *2* — мезозойская складчатая зона; *3* — альпийская складчатая зона; *4* — Байкальское сводовое поднятие; *5* — впадины; *6* — прочие сводовые поднятия; *7* — синклинории



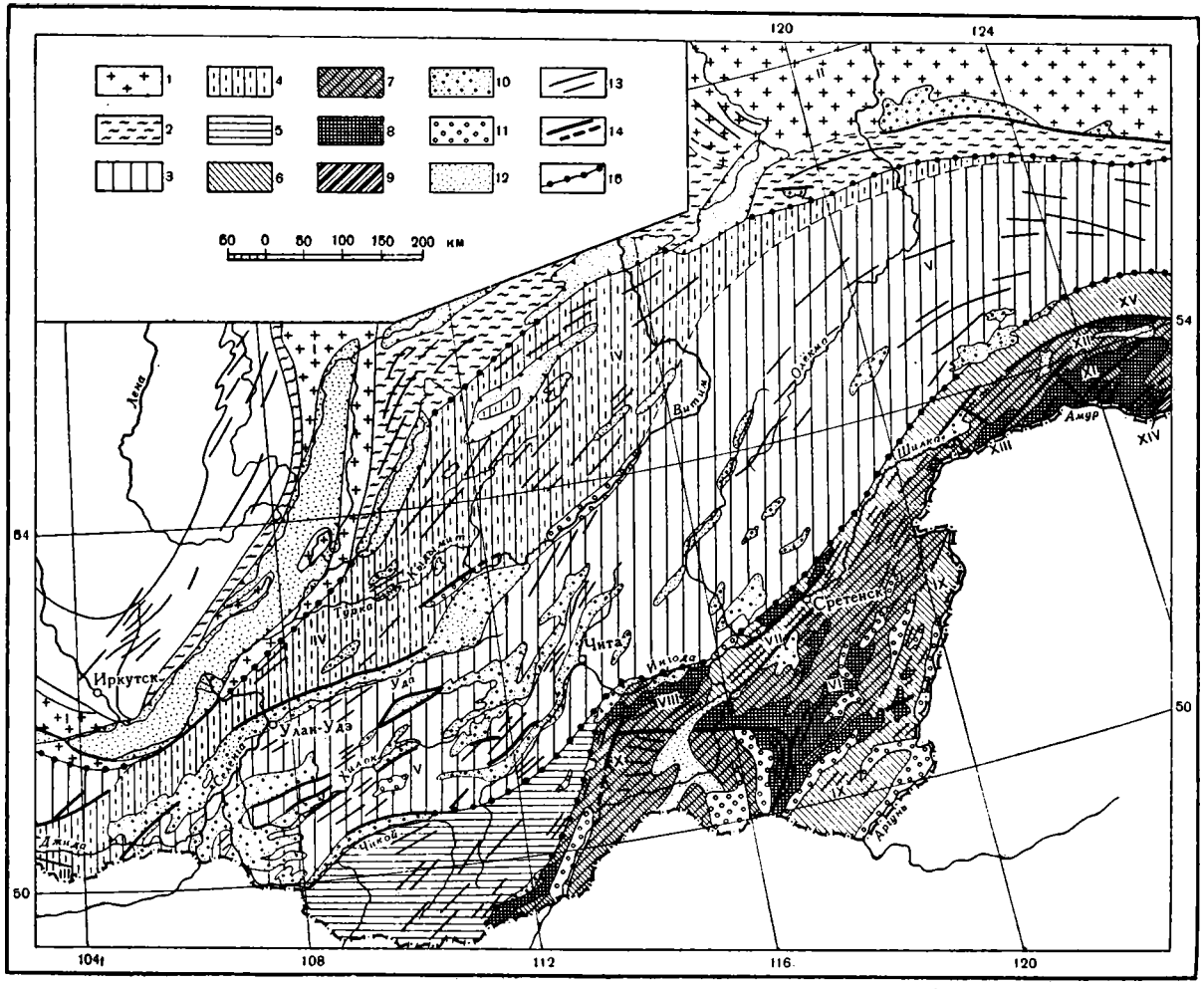
Фиг. 57. Схема геологического районирования Восточной Сибири по Б. А. Иванову (1949).

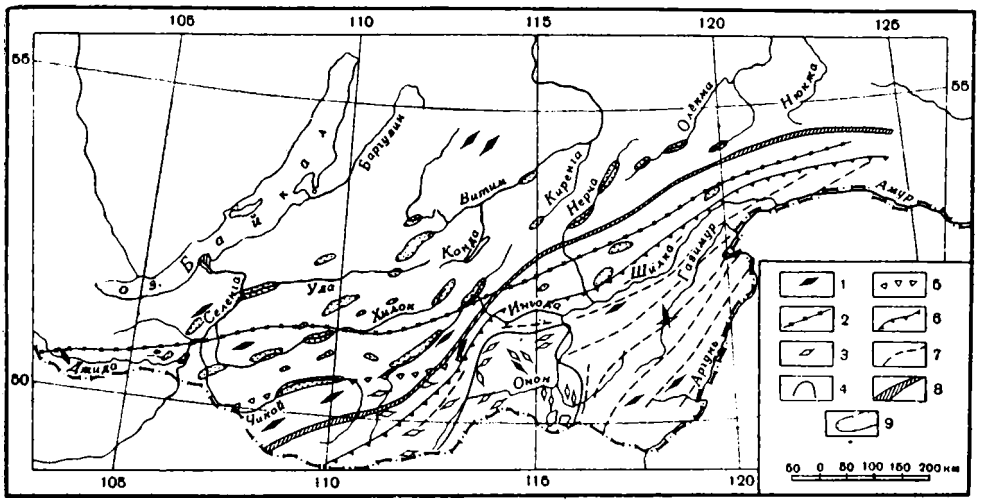
I — ось зоны кайнозойских тектонических движений (Саяно-Байкальского сводового поднятия и структур опускания типа Байкальской, Тункинской, Баргузинской и других впадин). *II* — мезозойская складчатая зона: *1* — область ингрессии мезозойских морей, включая среднюю юру; *2* — область ингрессии верхнеюрского моря; *3* — Агинское палеозойское поле; *4* — Цагаянское поле распространения верхнемеловых и кайнозойских пород; *5* — северная граница проявления Забайкальского (мезозойского) тектогенеза. *III* — каледонская складчатая зона: *6* — внешняя область каледонид, большей частью вошедшая в структуру сложного сводового поднятия; *7* — внутренняя область каледонид; *8* — пояс ультраосновных пород; *9* — область наиболее широкого распространения глубоко вскрытых каледонских гранитных батолитов. *IV* — платформа: *10* — область линейных складок взаимоперехода между платформой и каледонской складчатой зоной; *11* — Иркутский угленосный бассейн

Фиг. 58. Схема тектоники Забайкалья (составила М. С. Нагибина в 1951 г.).

Области докембрийской складчатости: *1* — архейское складчатое основание Сибирской платформы; *2* — верхнепротерозойское складчатое основание Сибирской платформы. Области древнекаледонской складчатости: *3* — нижний структурный этаж; *4* — верхний структурный этаж. Области герцинской складчатости: *5* — выходы складчатых среднепалеозойских отложений и прорывающих их гранитоидов. Области мезозойской складчатости: *6* — нижний структурный этаж; *7* — средний структурный этаж; *8* — верхний структурный этаж; *9* — Амуро-Зейский прогиб, сложенный складчатыми верхнеюрскими — нижнемеловыми угленосными отложениями. Впадины и прогибы различного возраста: *10* — выполненные слабо дислоцированными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя; *11* — выполненные слабо дислоцированными отложениями верхнего мезозоя; *12* — выполненные кайнозойскими отложениями. Прочие обозначения: *13* — основные простирания складчатых структур; *14* — разрывные нарушения разного возраста (сбросы, надвиги); *15* — границы складчатых областей различного возраста.

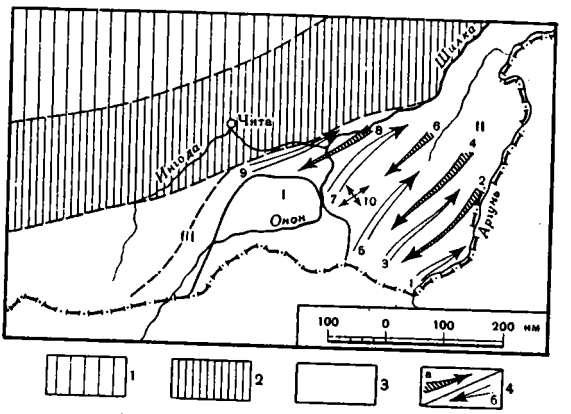
Названия выделенных на карте крупных структурных единиц: *I* — Саяно-Байкальское краевое поднятие; *II* — Алданский щит; *III* — Джидинский синклинорий; *IV* — Восточно-Прибайкальский синклинорий; *V* — Яблоново-Становой антиклинорий; *VI* — Центральная синклинальная зона; *VII* — Борщевочный антиклинорий; *VIII* — Северо-Западная синклинальная зона; *IX* — Приаргунский антиклинорий; *X* — Агинское поднятие; *XI* — Ольдойская синклиналь; *XII* — Верхне-Амурская складчатая зона; *XIII* — Амазарская синклиналь; *XIV* — Амуро-Зейский прогиб; *XV* — Янканский антиклинорий





Фиг. 59. Схема тектоники Забайкалья по Н. А. Флоренсову (1954).

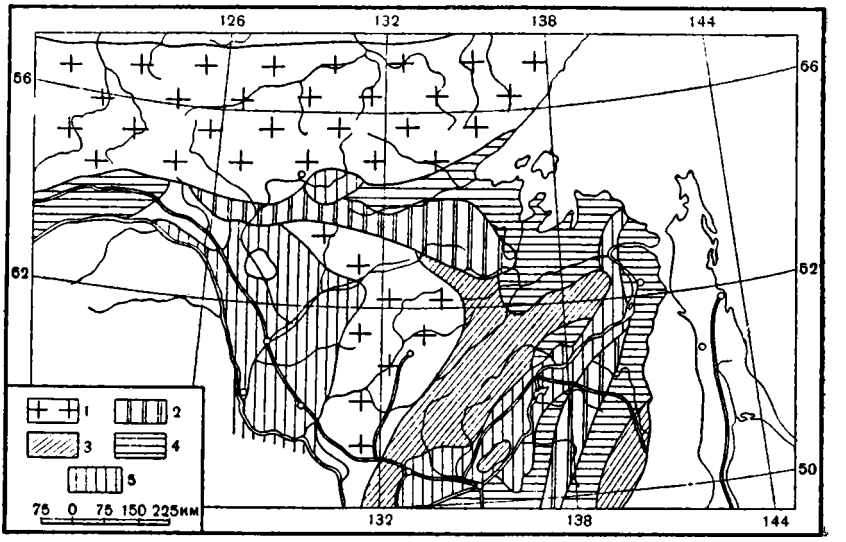
1 — простирание отдельных каледонских складок; *2* — приблизительная северная граница герцинской складчатой области; *3* — простирание герцинских складок; *4* — Агинский (среднепалеозойский) массив; *5* — северная граница пермского моря в Западном Забайкалье; *6* — северная граница Мэнголо-Охотской (Верхоянской) геосинклинальной области; *7* — простирания мезозойских складок; *8* — шарнир Даурского антиклинория; *9* — юрско-меловые мульды внегеосинклинальной области



Фиг. 60. Некоторые черты геологической структуры Восточного Забайкалья по А. А. Якжину (1955).

1 — область развития каледонской складчатости; *2* — область преимущественного развития варисских структур; *3* — область развития мезозойской складчатости: Агинское поле (*I*), междуречье Шилки и Аргуни (*II*), Даурская мобильная зона (*III*); *4а* — антиклинали; *4б* — синклинали: *1* — Аргунский; *2* — Кличкинско-Кадаинский; *3* — Савва-Борзинский; *4* — Цаган-Олуевский; *5* — Урюмкан-Борзинский; *6* — Газимурский; *7* — Ундинский; *8* — Борщевочный; *9* — Ингодинский; *10* — складчатость Кукульбейского района

Так, например, С. А. Музылев на схеме тектоники Дальнего Востока выделяет область линейно вытянутых геосинклинальных мезозойских складчатых структур Монголо-Охотского пояса, имеющих северо-восточное субширотное простирание, и мезозоид Восточно-Азиатского



Фиг. 61. Схема тектоники Дальнего Востока по А. З. Лазареву (1939).

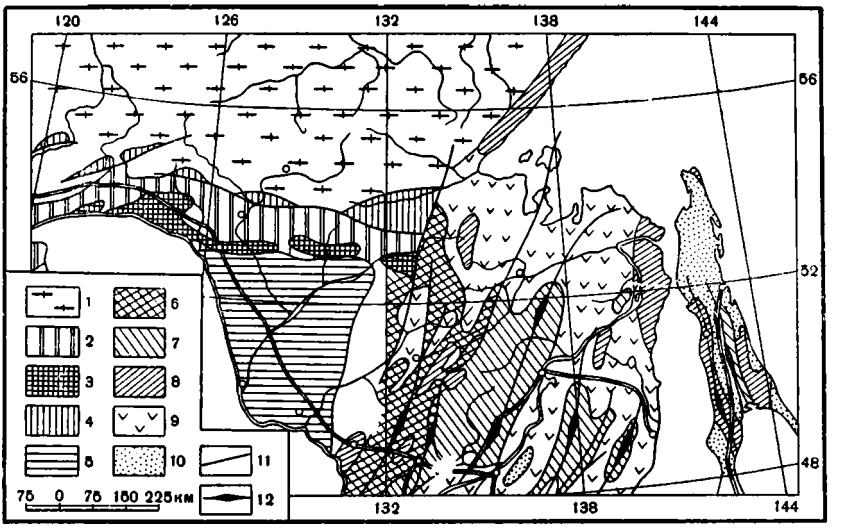
1 — докембрийские массивы; *2* — палеозойская складчатая зона; *3* — периферические антиклинальные области; *4* — мезозойская складчатая зона; *5* — области преобладающего распространения кайнозоя

пояса (Сихотэ-Алиня) северо-восточного, субмеридионального простирания.

В Западном Приохотье и в бассейне р. Уды, по мнению этого автора, происходит торцовое сочленение этих двух структурных направлений.

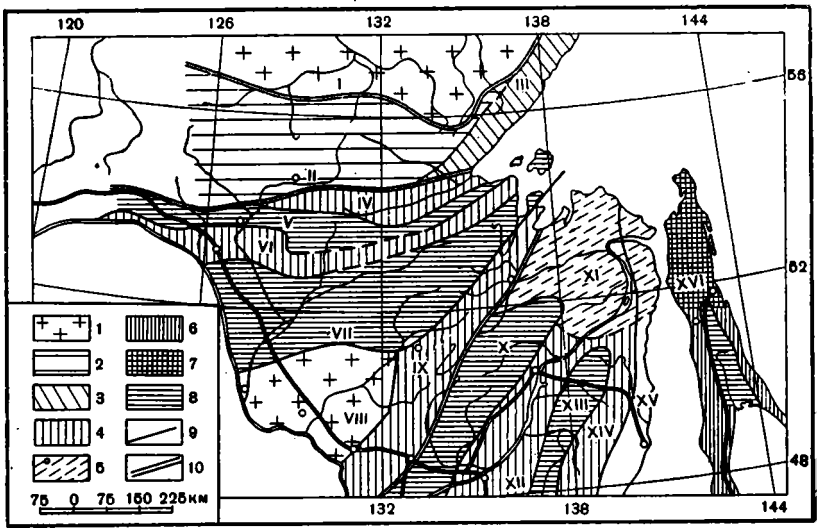
На тектонической карте той же территории, составленной Н. А. Беляевским, М. И. Иициксоном, Л. И. Красным и С. А. Музылевым (1950), подобные соотношения отсутствуют, в пределах Монголо-Охотского и Восточно-Азиатского складчатых поясов выделены узкие, линейно вытянутые в северо-восточном направлении, чередующиеся между собой полосы (зоны) интенсивного погружения в палеозое, мезозое и кайнозое. В юго-западной части карты показана докембрийская Туранская зона, представляющая собой окраину Китайской платформы.

Огромную область, охватывающую восточную часть Северной Маньчжурии (Дунбея) и Центрально-Маньчжурскую равнину, а также все Верхнее Приамурье (отнесенное С. А. Музылевым и другими к мезозоидам Монголо-Охотского пояса), П. Н. Кропоткин рассматривает как крайний Северный выступ Китайской платформы, разделяя ее на три части: 1) Зейско-Буреинскую плиту, охватывающую почти всю Зейско-Буреинскую низменность и хр. Туран, 2) Центрально-Маньчжурскую плиту и 3) Северо-Маньчжурский массив, имеющий северо-восточное простирание, сложенный докембрием и разделяющий между собой две плиты. Фундамент северной и восточной части Зейско-Буреинской плиты представляет собой области новопалеозойской и каледонской складчатости, а фундамент юго-восточной



Фиг. 62. Схема тектоники Дальнего Востока по С. А. Музылеву (1950).

Возраст складчатых структур: *1—5* в пределах Монголо-Охотского пояса: *1* — докембрийский; *2* — предъюрский; *3* — предмальмский; *4* — предверхнемеловой; *5* — область горизонтального залегания (Cr_2 — Tr); *6—9* — в пределах Восточно-Азиатского пояса: *6* — верхнепротерозойский; *7* — предтриасовый; *8* — палеозойский; *9*—мезозойский; *10* — доплейстоценовый; *11* — линии главнейших антиклиналей; *12* — линии главных надвигов



Фиг. 63. Схема тектоники Дальнего Востока по Н. А. Беляевскому, М. И. Ициксону, Л. И. Красному и С. А. Музылеву (1950).

1 — платформы; *2* — протерозойское окаймление Сибирской платформы; *3* — зоны погружения в конце мезозоя и в третичное время в пределах протерозойского окаймления Сибирской платформы; *4* — зоны погружения в палеозое и мезозое; *5* — области, наиболее интенсивно погруженные в мезозое; *6* — зоны погружения в Ниппонской геосинклинали в конце мезозоя и в третичное время; *7* — область наиболее интенсивного погружения в кайнозое в пределах Ниппонской геосинклинали; *8* — поднятия мезозойского времени; *9* — границы геосинклинальных областей и платформ; *10* — границы структурно-фациальных зон.

I — Алданская окраина Сибирской платформы; *II* — зона Становика; *III* — зона Джугджура; *IV* — Удская зона; *V* — зона Тукурингра; *VI* — Амуро-Забайкальская и Торомская зоны; *VII* — Зейско-Шантарская зона; *VIII* — Туранская зона (окраина Китайской платформы); *IX* — Хингано-Буреинская зона; *X* — Ванданская зона; *XI* — Нижнее Приамурье; *XII* — Хабаровская зона; *XIII* — Центральная Сихотэ-Алинская зона; *XIV* — Тетюхинская зона; *XV* — Приморская зона; *XVI* —зона Сахалина

ее части сложен докембрием. В мезозое и кайнозое вся область Зейско-Буреинской плиты, по П. Н. Кропоткину, играла роль монолитной платформенной структуры (фиг. 64).

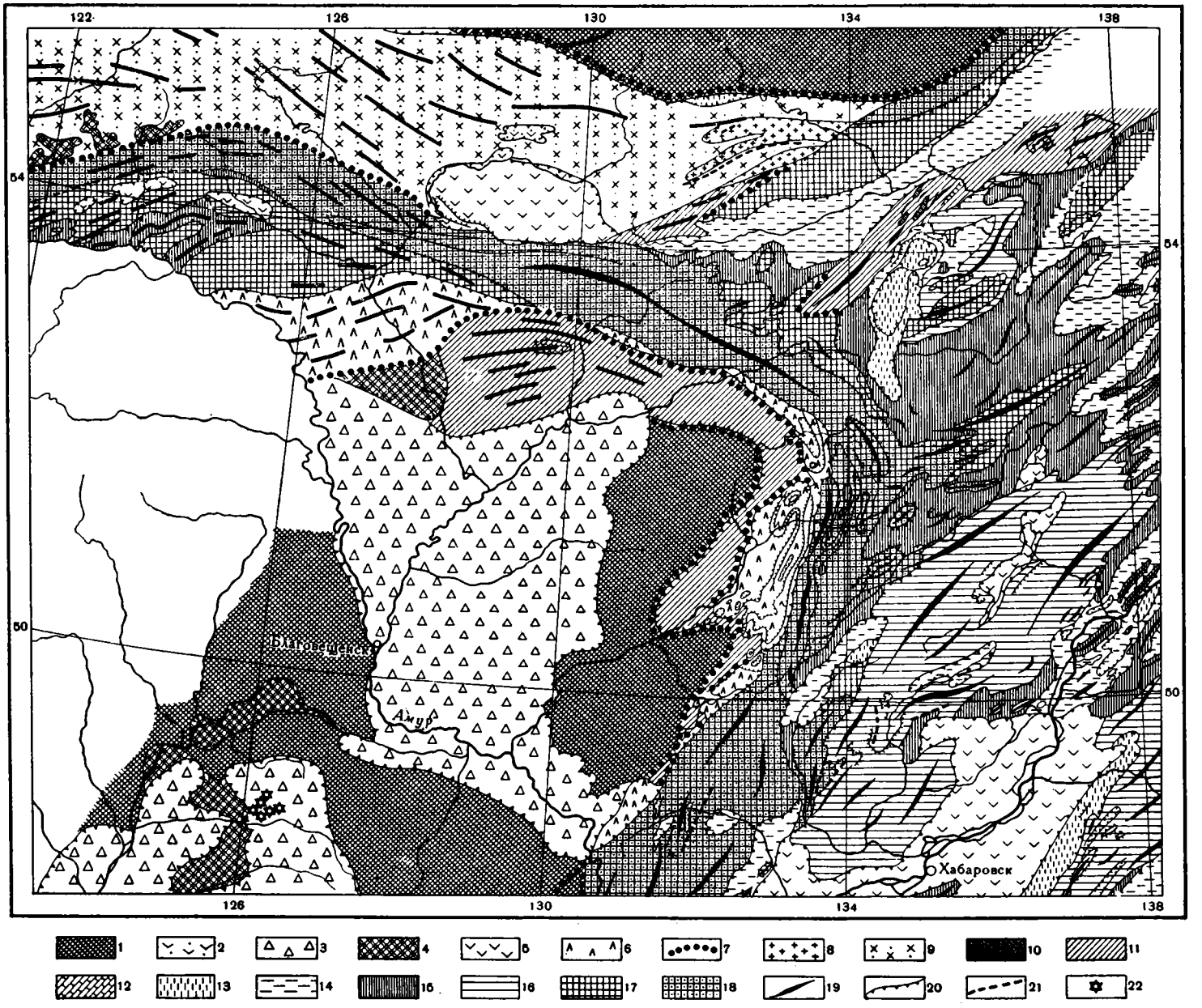
В 1953 и 1956 гг. опубликованы тектонические карты СССР коллектива авторов отдела тектоники Геологического института АН СССР и других организаций под общей редакцией Н. С. Шатского, на которых территория Забайкалья и Верхнего Приамурья была составлена автором. В основу структурного расчленения были положены данные о естественном распространении, условиях залегания и типе геологических формаций различного возраста, слагающих рассматриваемую территорию. На этой карте к юго-востоку от Сибирской платформы выделены складчатые области различного возраста: 1) область байкальской или рифейской складчатости, 2) область герцинской складчатости — к югу от долины р. Чикой (среднее течение) и 3) область мезозойской складчатости — к юго-востоку от Даурского хребта и южнее долины р. Шилки. В пределах складчатых областей показаны крупные геосинклинальные и геоантиклинальные структуры, а также другие структурные элементы. Выделение этих структурных элементов базируется на истории геологического развития и на разделении всего комплекса отложений каждой складчатой области на несколько структурных этажей, соответствующих естественным этапам геологического развития области и разделенных между собой в определенных структурных зонах крупными региональными угловыми несогласиями. При этом подходе особенные трудности встретились при изображении на карте верхних структурных этажей, включающих разновозрастные мезозойские отложения. Эти трудности сказались как в выделении границ мезозоид Монголо-Охотского пояса в целом, так и отдельных структурных элементов, например краевых прогибов, которые на карте были выделены искусственно и не несут в себе характерных признаков, свойственных этим структурным элементам, а отличаются совсем другими признаками, например обильным проявлением интрузивного и эффузивного магматизма, обычно не свойственного краевым прогибам.

В последнее десятилетие на всей территории Монголо-Охотского пояса в пределах СССР широко развернулись как региональные, так и тематические исследования, проводимые различными организациями Геологического комитета СССР, Академии наук СССР и другими учреждениями. На прилегающей территории Северного Китая после освобождения от японских империалистов также начались интенсивные геологические работы, проводимые Министерством геологии и Академией наук КНР. За этот период был собран новый обширный материал по геологическому строению интересующей нас территории. На основании геологосъемочных работ, проведенных в Удском районе и на Шантарских островах, Л. И. Красным (1960_1) была написана монография по геологии Западного Приохотья, в которой приведено много новых материалов, показывающих существенную роль палеозойских (герцинских) складчатых структур в восточной части Монголо-Охотского пояса (фиг. 65).

Несколько раньше была опубликована монография В. Н. Козеренко (1956_1) по геологии юго-восточной части Восточного Забайкалья, в которой много места уделено палеозойским и более древним этапам развития этой области и хорошо описана резкая фациальная изменчивость мезозойских отложений, а также морфология мезозойских структур, для которых характерны линейные брахисинклинальные и коробчатые формы складок.

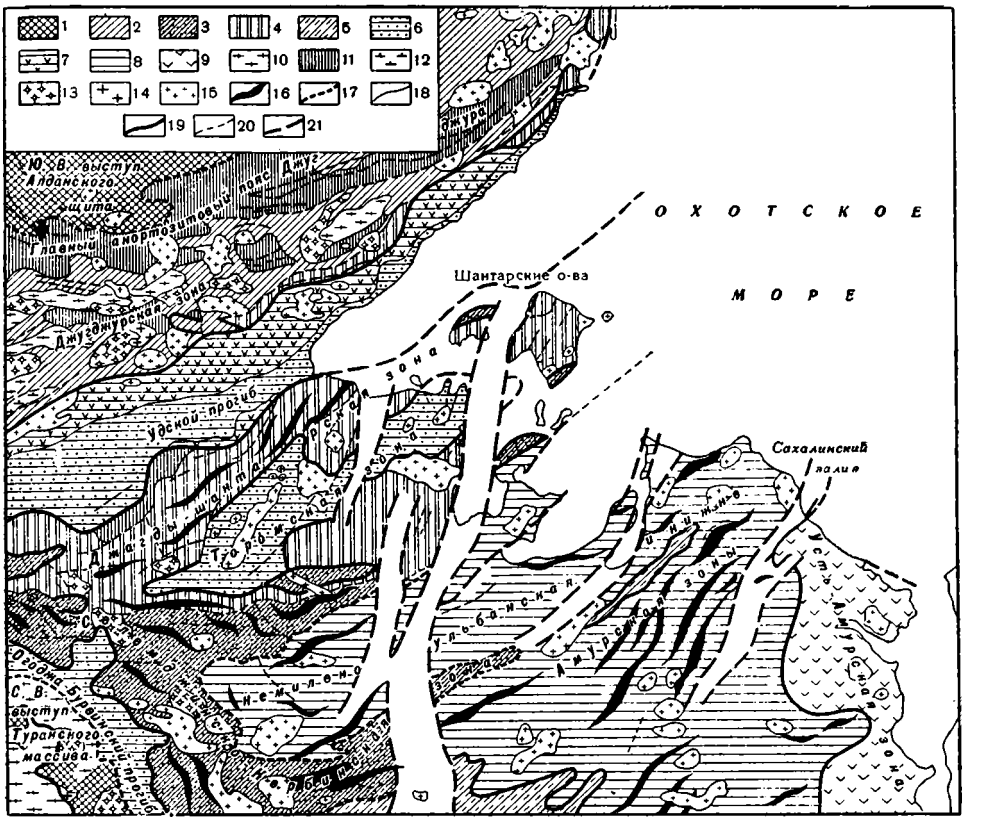
В. Н. Козеренко рассматривает главный мезозойский прогиб Восточного Забайкалья как остаточный геосинклинальный овал.

Тематические геологические исследования автора, проведенные в 1948—1957 гг. в Верхнем Приамурье, дали много нового материала по стратиграфии, магматизму и тектонике этих территорий, особенно по тектонике мезо-



Фиг. 64. Тектоническая карта Дальнего Востока по П. Н. Кропоткину (1953).

Области докембрийской складчатости (щиты, платформы): *1* — районы с поверхностным и неглубоким залеганием докембрийского фундамента (докембрийские щиты, массивы; горстовые выступы фундамента в тех частях докембрийских платформ, которые переработаны позднейшей складчатостью); *2* — кайнозойские впадины, в которых докембрийский фундамент покрыт мощной толщей ненарушенных кайнозойских отложений; *3* — плиты и прогибы, на которых докембрийский фундамент покрыт мощной толщей ненарушенных верхнемеловых и кайнозойских отложений; *4* — прогибы, на которых докембрийский фундамент покрыт мощной толщей ненарушенных или слабо дислоцированных мезозойских и, частью, верхнепалеозойских отложений. Мезо-кайнозойские прогибы различного типа: *5* — тектонические впадины в областях мезозойской и палеозойской складчатости, заполненные ненарушенными или слабо дислоцированными кайнозойскими отложениями; *6* — краевые прогибы по границе платформы и мезозойской складчатой зоны, заполненные дислоцированными мезозойскими отложениями (главным образом $J + Cr_1$); *7* — границы складчатых областей различного возраста и границы мезозойских глыбовых движений, существенно переработавших структуру этой части докембрийской платформы. Область древнепалеозойской (салаирской и каледонской) складчатости: *8* — верхний структурный этаж (главным образом отложения $Cm_3 — S_1$); *9* — нижний структурный этаж (главным образом отложения A — Pt). Область новопалеозойской (герцинской) складчатости: *10* — верхний структурный этаж (главным образом отложения $C_2 — P$); *11* — средний структурный этаж (главным образом отложения $S_2 — C_1$); *12* — нижний структурный этаж (главным образом отложения $A — S_1$). Область мезозойской (тихоокеанской, верхоянской) складчатости: *13* — самый верхний структурный этаж (главным образом отложения Cr_2); *14* — верхний структурный этаж (главным образом отложения $J_3 — Cr_1$); *15* — средний структурный этаж (главным образом отложения $T — Cr_1$); *16* — нижний структурный этаж (главным образом отложения $C_2 — P$); *17* — самый нижний структурный этаж — комплексы, сложенные главным образом отложениями $S_2 — C_1$; *18* — самый нижний структурный этаж — комплексы, сложенные главным образом отложениями $A — S_1$. Прочие обозначения: *19* — оси антиклиналей и антиклинориев; *20* — границы структурных этажей складчатых областей (штрихи направлены от нижележащего структурного этажа к вышележащему); *21* — разрывные нарушения (надвиги, сбросы); *22* — вулканы



Фиг. 65. Тектоническая схема Западного Приохотья по Л. И. Красному (1955).

1 — область архейской складчатости; *2* — область протерозойской складчатости, затронутая по окраинам позднепалеозойскими и мезозойскими движениями; *3* — область нижнепалеозойской складчатости, частично переработанная позднейшими позднепалеозойскими и мезозойскими движениями; *4* — область позднепалеозойской (последевонской) складчатости, слабо затронутая мезозойскими движениями; *5* — область позднепалеозойской (послепермской) складчатости; *6* — область мезозойской, преимущественно нижнемеловой складчатости, районы развития юрских — нижнемеловых осадочных образований средней и малой мощности; *7* — область мезозойской (преимущественно нижнемеловой) складчатости, районы развития верхнеюрских — нижнемеловых эффузивных образований средней мощности; *8* — область мезозойской, преимущественно нижнемеловой складчатости, районы развития юрских — нижнемеловых осадочных образований большой мощности; *9* — область позднемезозойской — раннекайнозойской складчатости, район развития меловых и третичных вулканогенных образований; *10* — кислые интрузивные образования докембрийской складчатости; *11* — основные габбро-анортозитовые интрузивные образования позднепротерозойской эпохи складчатости; *12* — основные и ультраосновные интрузивные образования позднепалеозойской (последевонской) эпохи складчатости; *13* — кислые интрузивные образования позднепалеозойской (последевонской) эпохи складчатости; *14* — кислые интрузивные образования мезозойской (нижнемеловой) эпохи складчатости; *15* — кислые интрузивные образования позднемеловой эпохи складчатости; *16* — кайнозойские депрессии; *17* — границы между главными структурными элементами (щитами, геосинклиналями); *18* — границы между тектоническими районами; *19* — границы между второстепенными структурными элементами; *20* — оси антиклиналей; *21* — тектонические разрывы

зойских структур и по соотношению их с палеозойским и докембрийским фундаментом.

Все перечисленные новые материалы, полученные различными геологами для разных территорий Монголо-Охотского пояса, а также личные исследования автора позволили пересмотреть ранее существовавшие представления, в том числе и свои, о мезозоидах Монголо-Охотского пояса и прийти к выводу об особых наложенных формах мезозойской тектоники как Монголо-Охотского пояса в целом, так и других районов, прилегающих

к окраинным зонам мезозойских геосинклинальных структур Тихоокеанского кольца, развившихся на консолидированном основании разновозрастных тектонических областей — байкалидах, каледонидах, герцинидах и древних платформах (Сибирской и Китайской).

Эти выводы о морфологии и истории развития структур Монголо-Охотского пояса были опубликованы автором (Нагибина, 1958_1; 1960_1).

Одновременно другими геологами — Л. И. Красным (1958_1), Л. И. Красным и А. М. Смирновым (1957), Г. Л. Падалкой (1958)—также были опубликованы статьи, касающиеся тектоники Монголо-Охотского пояса или отдельных его частей и более широких территорий Дальнего Востока.

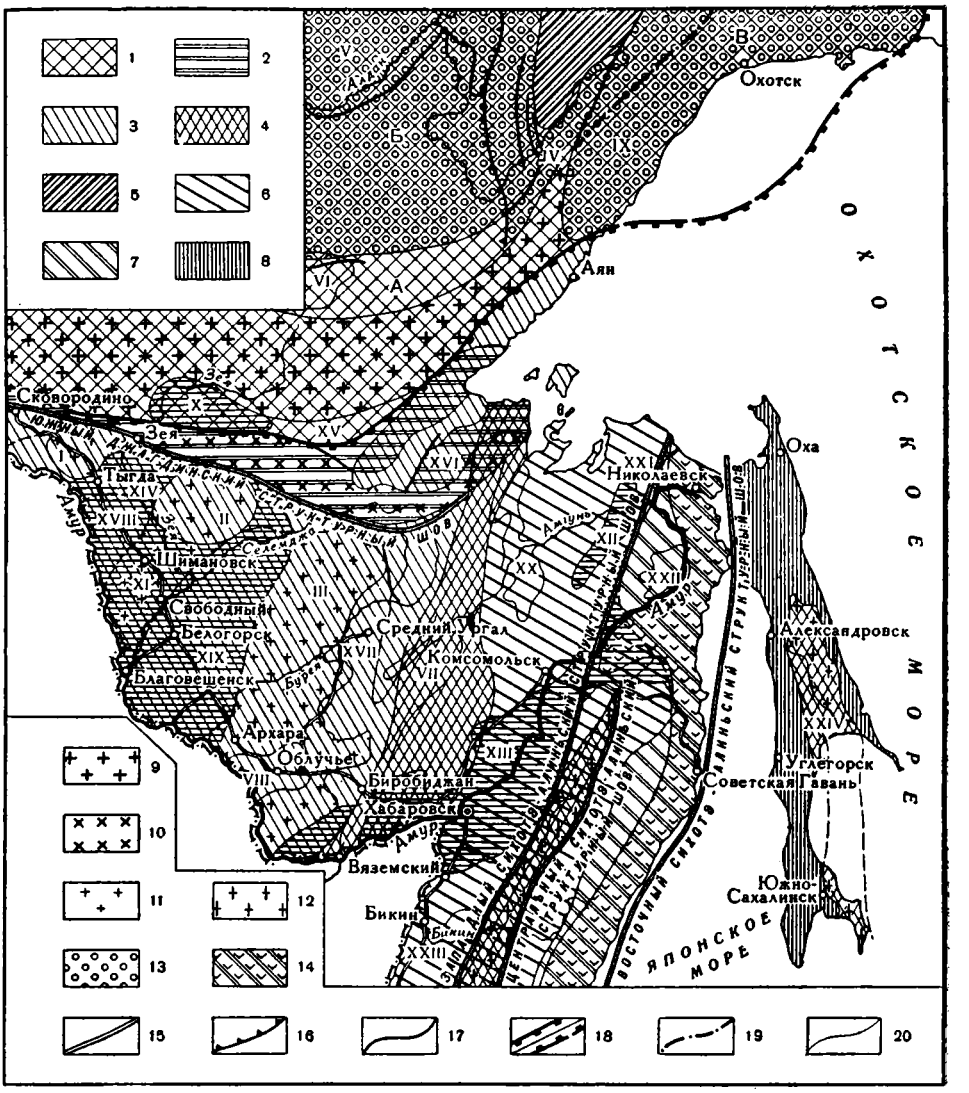
Довольно близкие взгляды на развитие среднепалеозойских структур изложены в статьях Л. И. Красного и автора, а также в монографии В. Н. Козеренко (1956_1). Однако в понимании истории формирования нижнепалеозойских структур Л. И. Красный придерживается существенно иной точки зрения, считая, что в нижнем палеозое (в среднем кембрии-ордовике) в Монголо-Охотской зоне существовал субплатформенный режим. На прилагаемых к статьям структурных схемах Монголо-Охотского пояса также обнаруживается несколько различный подход упомянутых авторов. Так, Л. И. Красный (1958_1) не дает расчленения среднепалеозойских складчатых структур, показывая их одним знаком, в то время как на картах Г. Л. Падалки и автора эти структуры расчленены по генетическим признакам, хотя относительно морфологии среднепалеозойских структур они придерживаются различных взглядов.

Г. Л. Падалка на своих палеотектонических картах Восточного Забайкалья выделяет интрагеоантиклинальные и интрагеосинклинальные зоны среднепалеозойского возраста субмеридионального простирания, которые в нижнем течении р. Шилки почти под прямым углом (по разлому) упираются в крупную интрагеоантиклинальную Даурскую зону того же возраста, имеющую северо-восточное простирание. Мною на той же территории выделены крупные линейные палеозойские структуры северо-восточного простирания.

Наибольшие различия у перечисленных авторов имеются в понимании мезозойских структур Монголо-Охотского пояса. Так, В. В. Белоусов (1954), а за ним и В. Н. Козеренко (1956_1) рассматривают крупные мезозойские прогибы как остаточные геосинклинальные овалы, Л. И. Красный (1958_1) выделяет мезозойский этап, по времени охватывающий триас—юру, как один из трех главнейших самостоятельных этапов геосинклинального развития Монголо-Охотского пояса. Мезозойские геосинклинали, по его мнению, заложились на палеозойских структурах после большой «седиментационной паузы», охватывающей промежуток времени от среднего карбона до среднего триаса включительно.

Автор (1958_1) также рассматривает мезозойский этап развития структур Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов как самостоятельный этап. Мезозойские структуры (триас — верхний мел), весьма разнообразные по своей форме (глубокие прогибы, грабен-синклинали и грабены), являются резко наложенными на более древние складчатые образования докембрийского и палеозойского возраста, заложившиеся после длительного перерыва, охватывающего в одних районах Монголо-Охотского пояса нижний и средний триас, а в других, кроме того,— средний и верхний карбон и весь пермский период. Однако морфология мезозойских структур и слагающие их формации, по мнению автора, не позволяют рассматривать их как геосинклинальные образования.

Одной из последних тектонических схем восточной части Монголо-Охотского пояса является схема тектоники Хабаровского края и Амурской области (фиг. 66), составленная в 1959 г. коллективом авторов Дальневосточного и Приморского геологических управлений и нефтяных организаций: С. Н. Алексейчиком, В. Г. Васильевым, Г. М. Власовым, И. Е. Галаганом,



Фиг. 66. Тектоническая схема Хабаровского края и Амурской области по С. Н. Алексейчику, В. Г. Васильеву, Г. М. Власову, И. Е. Галагану, Е. К. Дацко и др.

Нижний структурный этаж. Области складчатости: *1* — архейской и протерозойской (фундамент Восточно-Сибирской платформы); *2* — нижнепалеозойской; *3* — среднепалеозойской; *4* — верхнепалеозойской; *5* — преднижнемеловой(?) (майская ветвь Верхоянской складчатой системы); *6* — предверхнемеловой; *7* — верхнемеловой; *8* — третичной. Геоантиклинальные поднятия в складчатых областях: *9* — Становое (архей — протерозой); *10* — Селемджино-Кербинское (нижний палеозой); *11* — поднятия среднепалеозойской складчатости: *I* — Гонжинское, *II* — Мамынское, *III* — Туранское; *12* — Сихотэ-Алинское и Восточно-Сахалинское (мезозой). Верхний структурный этаж: *13* — чехол Восточно-Сибирской платформы. Впадины и прогибы. *Нижнепалеозойские*: *IV* — Предджугджурский (Сетте-Дабанский) прогиб; *юрские*: *V* — Нижне-Алданская впадина (южная часть); *VI* — Алгаминская впадина; *юрско-меловые*: *VII* — Бира-Урмийский прогиб, *VIII* — Предхинганская впадина; *нижнемеловые — кайнозойские*: *IX* — Западно-Охотская впадина; *верхнемеловые — кайнозойские*: *X* — Верхне-Зейская впадина, *XI* — Амуро-Зейская депрессия, *XII* — Усть-Амгунский прогиб, *XIII* — Амуро-Сунгаринский прогиб; *мезозойские субгеосинклинальные прогибы*: *XIV* — Верхне-Амурский, *XV* — Удский, *XVI* — Тыльско-Торомский, *XVII* — Буреинский; *погребенные мезозойские прогибы*: *XVIII* — Ушумунский, *XIX* — Зейско-Селемджинский; *кайнозойские впадины*: *XX* — Эворон-Чукчагирская, *XXI* — Иля-Орельская, *XXII* — Удырская, *XXIII* — Бикинская, *XXIV* — Поронайская. *14* — Мезо-кайнозойский Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Главные структурные элементы Восточно-Сибирской платформы: *А* — восточная часть Алданского щита; *Б* — алданская часть Восточно-Сибирской платформы; *В* — Охотский выступ Восточно-Сибирской платформы. Основные структурные линии: *15* — глубинные разломы; *16* — главнейшие надвиги; *17* — крупные дизъюнктивы; *18* — юго-восточная граница Восточно-Сибирской платформы и ее предполагаемое продолжение; *19* — предполагаемая граница Предджугджурского прогиба; *20* — граница между складчатыми зонами и структурными элементами

Е. К. Дацко, М. Г. Золотовым, Б. В. Корневым, Н. М. Маркиным, В. В. Онихимовским, К. М. Севастьяновым, Н. И. Шехт и В. А. Ярмолюком. На этой карте новым является выделение погребенных мезозойских прогибов под покровом рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы.

Большой интерес представляет история развития взглядов на тектонику континентальных мезозойских впадин Забайкалья. Основные направления в развитии этих взглядов изложены во введении к данной монографии и в других работах автора (1946$_2$, 1951), посвященных тектонике мезозойских впадин. Особенно подробно этот вопрос разобран в книге Н. А. Флоренсова (1960), ввиду чего здесь не стоит на нем останавливаться.

Более подробно взгляды отдельных авторов на тектонику Монголо-Охотского пояса будут изложены в дальнейшем, при описании структур различного возраста.

Из приведенного краткого обзора истории развития взглядов на тектонику Монголо-Охотского пояса видно, что при всем многообразии представлений и противоречий в трактовке тех или иных конкретных структур большинством геологов, в том числе и автором, развивались взгляды, высказанные в 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским о тектонике Монголо-Охотского пояса как ответвлении мезозоид Дальнего Востока. Только в последние годы под влиянием многочисленных новых геологических данных автор приходит к выводу об особом типе новообразованных мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, отличающихся по своим качествам от геосинклинальных и от платформенных.

Крупнейшим достижением Н. С. Шатского было выделение на Дальнем Востоке самостоятельного мезозойского (тихоокеанского) этапа складчатости, отличающегося по времени своего развития от альпийских складчатых систем Европейских территорий.

Еще в 1937 году на картах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, кроме областей собственно мезозойской складчатости, на широкой территории азиатского континента были показаны особым знаком участки разновозрастных структур, в той или иной степени переработанных мезозойскими движениями.

В настоящее время значительно продвинулось вперед учение о геосинклиналях, накопилось огромное количество геологических материалов, в связи с чем местами существенно изменились контуры мезозоид на азиатском континенте, но значение мезозойской эпохи складчатости как самостоятельного, резко обособленного этапа развития структурных форм Тихоокеанской зоны не только осталось в силе, но и получило более прочное обоснование.

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

Рассматриваемая территория Верхнего Приамурья, Северного Дунбея и прилегающих районов Монголо-Охотского пояса имеет весьма сложное тектоническое строение. Формирование структур этой области происходило на протяжении длительного времени, причем основные крупные структурные элементы образовались в палеозойский этап геологического развития. Более древние докембрийские структуры, доступные изучению, сохранились лишь в ядрах крупных антиклинориев палеозойского времени и срединных массивах. Мезозойские структуры весьма разнообразны и являются наложенными на разнородные более древние тектонические формы.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

О древних докембрийских структурах Верхнего Приамурья мы можем судить лишь по их обрывкам, сохранившимся в ядрах крупных палеозойских антиклинориев, а также в отдельных выступах и срединных массивах, заключенных среди палеозойских и мезозойских структур, поэтому полного представления об этих структурах мы не имеем и восстанавливаем их лишь путем сравнительного анализа форм и вещественного состава слагающих их отложений.

Тукурингро-Джагдинская и Янканская геоантиклинальные зоны

Крупная зона геоантиклинальных структур, включающая Янканский и Тукурингро-Джагдинский геоантиклинальные поднятия, располагается непосредственно к югу и юго-востоку от протерозойской складчатой области Станового хребта и отделена от нее системой глубоких краевых разломов, заложившихся, по-видимому, в рифее. Эта зона, включающая современные крупные горные хребты — Янкан, Тукурингра и Джагды, пережила сложную историю формирования от протерозоя и до среднего палеозоя включительно, когда она оформилась в протяженную более чем на 1000 *км* антиклинорную структуру.

Состав формаций и мощность тукурингрской и унья-бомской серий рифея и кембрия свидетельствует о том, что в течение этого времени на значительной части Тукурингро-Джагдинской зоны существовал глубокий геосинклинальный трог, к концу нижнего палеозоя превратившийся в сложнопостроенную складчатую структуру.

Тукурингро-Джагдинская геоантиклинальная зона имеет северо-западное, близкое к субширотному простирание и резко асимметричное строение. Северо-западная часть этой зоны сложена гнейсами и кристаллическими сланцами золотогорской серии (аналог древнестанового комплекса)

протерозоя, смятыми в складки и инъецированными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, гнейсированными и превращенными в гранито-гнейсы. Направление гнейсификации в гранито-гнейсах и вмещающих их парагнейсах золотогорской серии совпадает.

Юго-восточная и восточная части этой геоантиклинальной зоны сложены мощными сериями метаморфических сланцев и зеленокаменных пород верхнего докембрия или рифея, смятых в крупные складки близкого к широтному простирания. И только на крайнем востоке этой крупной геоантиклинальной зоны, в бассейне верхнего течения р. Селемджи, в виде узкой полосы северо-западного, близкого к широтному простирания выходят гнейсовые породы — возможные аналоги золотогорской серии.

Метаморфические породы золотогорской серии в северо-западной части Тукурингро-Джагдинской зоны образуют крупную, открытую антиклинальную складку северо-западного, близкого к широтному, простирания, ядро которой располагается несколько севернее осевой части северной гряды современного хребта Тукурингра, а крылья протягиваются вдоль северного и южного склонов того же хребта и северного склона хр. Джагды. Размеры антиклинали около 30—40 *км* в поперечнике и более 180 *км* в длину. Монотонность состава и отсутствие стратиграфического расчленения золотогорской серии гнейсов не позволяют детально охарактеризовать морфологию мелких складчатых структур, развивающихся на крыльях этой крупной антиклинали, однако наблюдения в береговых обнажениях р. Зеи и по притокам р. Гилюй дают некоторую возможность судить о форме этих дислокаций. В береговых обнажениях р. Зеи, прорезающей эту крупную антиклинальную структуру почти вкрест ее простирания на протяжении около 20 *км*, ниже бывшего поселка Инарагды, прослеживается моноклинальное падение северо-восточного крыла антиклинали на северо-восток с углом падения, меняющимся от 40 до 60°, причем более пологий (40°) угол падения наблюдается ближе к осевой части антиклинали. Моноклинальное падение гнейсов на северо-восток местами осложнено дополнительными мелкими изгибами слоев и даже гофрировкой.

Примерно такую же структуру имеет и юго-западное крыло антиклинали, строение которого можно наблюдать ниже по течению р. Зеи, вплоть до устья ее крупного правого притока — р. Гилюй. По простиранию эта антиклинальная структура и осложняющие ее мелкие складки волнисто изогнуты, меняют свое направление от 320° до почти широтного, причем отдельные местные изгибы слоев на юго-западном крыле крупной антиклинали имеют северо-восточное, близкое к широтному простирание (70—80°) с падением на северо-запад. Однако преобладающее простирание складок золотогорской серии в пределах описываемой антиклинали довольно выдержано и колеблется в пределах 300—310°.

По направлению к западу, в сторону Янканского антиклинория, довольно простое строение Тукурингрской антиклинали несколько осложняется появлением системы крупных параллельных складок того же северо-западного, близкого к широтному простирания.

Юго-западнее крыло Тукурингрской антиклинали вдоль северного склона южной гряды хр. Тукурингра резко оборвано крупной Усть-Гилюйской зоной разлома, срезающей его под острым углом. Вдоль этой зоны разлома, протягивающейся более чем на 100 *км*, и к северу от нее, в нижнем течении р. Гилюй, проникли мелкие и крупные тела диоритов и габбро, имеющие форму, сильно вытянутую в северо-западном, близком к широтному направлении, параллельно простиранию Усть-Гилюйской зоны разлома. Строение Усть-Гилюйской зоны разлома сложное: местами удается наблюдать систему параллельных крутопадающих сбросов, сопровождающихся более мелкими чешуйчатыми надвигами с изогнутыми поверхностями скольжения. Породы золотогорской серии и расположенные к югу метаморфические сланцы тукурингрской серии сильно развальцованы и милони-

тизированы. Мощность зоны дробления и милонитизации вдоль Усть-Гилюйского разлома[1] составляет многие десятки метров. Причем на значительном расстоянии от главной системы разломов гнейсы золотогорской серии катаклазированы и интенсивно изменены вторичными гидротермальными процессами — серицитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы. Северо-восточное и юго-западное крылья описанной крупной Тукурингрской антиклинали, образованной гнейсами золотогорской серии, пересечены многочисленными более мелкими разломами северо-западного и северо-восточного простирания типа сбросов и крутопадающих надвигов, по-видимому, более молодого возраста. Развитие Усть-Гилюйского и сопряженных с ним параллельных разломов происходило на протяжении длительного времени — от верхнего докембрия до верхнего палеозоя, так как вдоль этих разломов сильно развальцованы и милонитизированы породы различного возраста, от протерозоя до нижнего карбона включительно.

К юго-западу и востоку от Усть-Гилюйской зоны разлома располагаются метаморфические породы рифея и нижнего кембрия (тукурингрской и унья-бомской серий), слагающие юго-западную и восточную части Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоны. Выходы метаморфических пород тукурингрской и унья-бомской серий резко обрезаны Усть-Гилюйским глубинным разломом и к северу от него не распространены. Отложения тукурингрской и унья-бомской серий представлены формациями эвгеосинклинального типа, общая мощность которых изменяется от 7—8 до 12—13 *км*. В восточной части Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоны выходят, кроме того, кембрийские отложения, представленные толщей метаморфизованных песчаников, глинистых сланцев и кирпично-красных кремнистых пород с линзами белых и серых известняков с археоциатами, общей мощностью 2,5—3 *км*. По данным Н. А. Богданова (1958), между тукурингрской и унья-бомской сериями в западной части рассматриваемой структурной зоны имеется угловое несогласие. Д. А. Кириков и другие в более восточных частях той же зоны такого несогласия не наблюдали. Переход между фаунистически охарактеризованным нижним кембрием (Л. И. Красный и др., 1954) и рифеем постепенный, без углового несогласия. Слабая изученность метаморфических толщ рифея и кембрия Тукурингро-Джагдинского антиклинория не позволяет с достаточной полнотой расшифровать их тектоническое строение. В западной части антиклинория, непосредственно к югу от Усть-Гилюйской зоны разлома, отложения тукурингрской и унья-бомской серий смяты в систему узких линейных складок, несколько запрокинутых на юг (в сторону Верхне-Амурского синклинория). Они имеют северо-западное, близкое к широтному простирание и волнисто изогнуты по простиранию. Угол падения слоев на север на крыльях складок достигает 60—80°. Крылья складок местами осложнены интенсивной мелкой складчатостью и плойчатостью, особенно в горизонтах зеленых хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев. Вдоль крыльев складок наблюдаются мелкие разрывы с небольшим смещением по вертикали до 10—15 *м*. Кроме того, складчатые структуры верхнего докембрия здесь пересечены и более крупными разломами типа крутопадающих сбросов, развивающихся на крыльях складчатых структур и имеющих северо-западное простирание и падение на север. Более молодые разломы северо-восточного и широтного простирания секут под острым углом как докембрийские складки, так и более молодые среднепалеозойские отложения. Вдоль тех и других разломов в толще докембрийских пород наблюдаются отчетливые зоны повышенного метаморфизма, где серицит-хлоритовые сланцы, филлиты и песчаники с кварцево-серицитовым цементом переходят в слюдяные сланцы и песчаники с кварцево-слюдяным цементом.

---

[1] Строением Усть-Гилюйской зоны разлома и связанной с ней минерализацией в настоящее время занимается группа геологов ВСЕГЕИ под руководством М. И. Ициксона.

По направлению к востоку шарниры складчатых структур рифея и нижнего палеозоя постепенно погружаются. На востоке сильно возрастают мощности как рифейских, так и согласно перекрывающих их кембрийских отложений.

В центральной и восточной части Тукурингро-Джагдинского антиклинория рифейские и нижнепалеозойские структуры представляют собой гигантскую брекчию. Отдельные блоки и чешуи образуют крупные моноклинали общего северо-западного, близкого к широтному простирания, ориентированные под разными углами друг к другу. Они разделены между собой разломами, имеющими продольное или диагональное направление по отношению к общему простиранию Тукурингро-Джагдинского антиклинория.

Моноклинали южного склона хр. Джагды сложены более древними толщами рифейских метаморфических пород, моноклинали северного склона — более молодыми рифейскими и кембрийскими породами. По данным Д. А. Кирикова, в южных моноклиналях общее юго-западное и южное падение слоев осложнено дополнительными мелкими складками северо-западного простирания. В северных моноклиналях общее северо-восточное падение слоев осложнено довольно крупными линейными складками того же северо-западного простирания с углами падения на крыльях 40—60°. В восточной части антиклинория, по данным Л. И. Красного (1954), в кембрийских отложениях наблюдается изоклинальная складчатость с наклоном осевых поверхностей на юго-запад под углом 50—85°. Здесь происходит пологий поворот простирания древних складчатых структур с северо-западного на северо-восточное и разделение крупного Тукурингро-Джагдинского антиклинория на две антиклинальные структуры с поворотом их простирания на северо-восток. По данным Л. И. Красного (1956, 1960), в строении этих антиклиналей принимают участие дислоцированный комплекс гнейсов и кристаллических сланцев, несогласно перекрытых метаморфическими сланцами рифея. Последние по сравнению с породами описанной зоны Тукурингро-Джагдинского антиклинория дислоцированы значительно слабее.

С юга складчатые структуры рифея и нижнего палеозоя Тукурингро-Джагдинского антиклинория оборваны под острым углом к их простиранию крупным Южно-Тукурингрским разломом, имеющим длительную историю развития. Вдоль Южно-Тукурингрского разлома в нижнем палеозое произошло внедрение диоритов и габбро депского интрузивного комплекса, образующих крупные тела, сильно вытянутые параллельно северо-западному простиранию разлома. Общая протяженность почти непрерывной полосы сопряженных тел интрузивных пород среднего и основного состава, приуроченных к Южно-Тукурингрскому разлому, составляет около 400 *км* при ширине этих тел от 2 до 12 *км*. Диориты и габбро имеют активные контакты с отложениями рифея и нижнего палеозоя. Верхней возрастной границей для большинства из них являются силурийские отложения, содержащие гальку этих пород.

Янканская геоантиклинальная зона является западным продолжением Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоны, поскольку крупные складки золотогорской серии гнейсов в северо-западной части Тукурингрской зоны непосредственно продолжаются в хр. Янкан. От одновозрастных структур древнестанового комплекса Станового хребта они отделены крупным Северо-Янканским разломом, входящим в систему глубинных краевых разломов Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Простирание этого разлома меняется от субширотного на востоке до северо-восточного на западе. Общее простирание Янканской зоны также имеет пологий дугообразный изгиб параллельно Северо-Янканскому разлому.

В центральной части Янканского антиклинория выходят глубоко метаморфизованные гнейсы золотогорской серии, пронизанные конкордантными телами гранито-гнейсов, которые в контакте с вмещающими породами дают широкие зоны инъекций с образованием мигматитов и инъекционных гней-

сов. О морфологии древних складчатых структур золотогорской серии хр. Янкан у нас еще меньше сведений, чем о структурах хр. Тукурингра, из-за плохой обнаженности и слабой изученности этих районов. По данным М. Н. Петрусевича и Л. И. Казик (1957) и других исследователей, золотогорская серия гнейсов смята в крупные открытые линейные складки, осложненные на крыльях более мелкими складками и плойчатостью. Сложная инъекция гранитной магмы в толще осадочных пород золотогорской серии, по-видимому, происходила одновременно со складчатостью, о чем свидетельствуют согласные деформации мигматитов. Здесь сохраняется тот же тип дислокаций одновозрастных гнейсовых толщ, что и в Становом хребте. Простирание нижнепротерозойских складчатых структур в ядре Янканской геоантиклинальной зоны меняется с северо-восточного в бассейне рек Урки и Уруши на широтное и северо-западное в более восточных ее частях. Оси складчатых структур Янканской геоантиклинальной зоны постепенно погружаются на юго-запад и восток, уходя под толщи метаморфических сланцев верхнего докембрия и нижнего палеозоя, несогласно их перекрывающих.

Серии метаморфических сланцев, песчаников, зеленокаменных пород и известняков Янканской геоантиклинальной зоны являются стратиграфическими аналогами тукурингрской и унья-бомской серий (рифея и нижнего палеозоя) Тукурингро-Джагдинской зоны, но имеют здесь значительно меньшие мощности. Эти отложения в юго-западной части Янканской зоны смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны крупными гранитными интрузиями, имеющими довольно сложную форму, вытянутую согласно с главными простираниями вмещающих складчатых структур. Наиболее крупные гранитные тела имеют до сотни километров в длину. В контакте с вмещающими породами верхнего докембрия и нижнего палеозоя эти граниты также образуют мощные зоны инъекций с появлением мигматитов, обычно трудно отличимых от мигматитов древнего комплекса гнейсов. Докембрийские и нижнепалеозойские складчатые структуры с юга оборваны крупным Южно-Янканским разломом, представляющим собой западное продолжение Южно-Тукурингрского разлома. Южно-Янканский разлом дугообразно изогнут почти параллельно общему дугообразному изгибу древних складчатых структур Янканского геоантиклинального поднятия и лишь частично срезает их под острым углом к простиранию. Строение Северо- и Южно-Янканской зон разлома довольно сложное и будет описано в специальном разделе.

Борщевочная геоантиклинальная зона

Древние структуры Янканской геоантиклинальной зоны к западу непосредственно переходят в Восточное Забайкалье, образуя протяженную зону Борщевочного антиклинория. Здесь древние метаморфические толщи парагнейсов и кристаллических сланцев, пронизанных гранито-гнейсами (протерозоя), а также метаморфические сланцы и зеленокаменные породы с прослоями известняков (рифея и нижнего кембрия) сохранились лишь в отдельных участках в виде ксенолитов в палеозойских и мезозойских гранитоидах. Однако в этих обрывках древних структур хорошо сохранилось общее северо-восточное простирание крупных складок, осложненных мелкой гофрировкой и плойчатостью. С северо-запада докембрийские и нижнепалеозойские структуры Борщевочного геоантиклинального поднятия ограничены крупным Пришилкинским разломом, также входящим в систему глубинных краевых разломов Монголо-Охотской геосинклинальной системы. С юго-востока Борщевочная геоантиклинальная зона также ограничена крупным, длительно развивающимся Борщевочным разломом, отделяющим ее от широкой палеозойской Центральной геосинклинальной зоны Восточного Забайкалья.

Приаргунская геоантиклинальная зона и Гонжинский выступ

Приаргунская геоантиклинальная зона имеет общее северо-восточное простирание и протягивается из северо-восточной Монголии вдоль право- и левобережья Аргуни к ст. Гонжа Амурской ж. д., где меняет свое простирание на северо-западное (Гонжинский выступ), параллельное Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоне.

Интересные материалы по морфологии древних структур были получены И. И. Катушенком и М. С. Нагибиной (1945) в бассейне р. Урюмкан. В последние годы в более широкой области Приаргунья древние структуры были изучены геологами Нерчинской комплексной экспедиции, работавшими под общим руководством В. Н. Козеренко, геологами Читинского геологического управления и ВСЕГЕИ.

Эти материалы обобщены В. Н. Козеренко (1956_1), А. А. Локерманом (1960) и др. В китайской части этой зоны геологические исследования только начинаются.

В пределах Приаргунской геоантиклинальной зоны метаморфические породы докембрия и особенно нижнего палеозоя пользуются широким распространением, причем наблюдаются отчетливые различия в морфологии и структурном плане складчатых форм докембрия и нижнего палеозоя. Те и другие структуры прорваны крупными интрузиями нижне- и главным образом среднепалеозойского возраста, поэтому восстановление общей картины древних структурных форм не является простой задачей.

Наиболее крупные участки распространения верхнего докембрия — гнейсов и парасланцев (серебрянская свита) — располагаются в северо-восточной части советского Приаргунья, в окрестностях пос. Усть-Серебрянка и в бассейне р. Урюмкан, где они выходят в ядрах крупных нижнепалеозойских антиклиналей. Обрывки докембрийских структур, сложенных гнейсами и метаморфическими сланцами, сохранились в виде ксенолитов и более крупных останцов среди палеозойских гранитоидов в той же северо-восточной части Приаргунской геоантиклинальной зоны на китайской территории. В южной части геоантиклинальной зоны, в долинах р. Маритке и ее притоков и в советском Приаргунье, в бассейне р. Урулюнгуй и пади Куджертай, также сохранились участки докембрийских структур.

В бассейне верхнего течения р. Урюмкан, по данным И. И. Катушенка и М. С. Нагибиной, докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы образуют крупные антиклинальные и синклинальные складки северо-восточного простирания, местами с отклонением до меридионального. На крыльях они осложнены более мелкими складками и плойчатостью. В верховьях пади Баргиши наблюдаются мелкие лежачие складки. От нижнепалеозойских отложений гнейсы и кристаллические сланцы местами отделены разломами. И те и другие прорваны и сложно инъецированы более молодыми палеозойскими гранитоидами.

Более детально древние структуры изучены к западу от пос. Усть-Серебрянка. По данным Г. Б. Митича (Козеренко, 1956_1), гнейсы и кристаллические сланцы верхней и нижней серебрянской свиты рифея образуют здесь узкие, сильносжатые линейные складки также северо-восточного простирания с отклонением до меридионального. Более крупные синклинальные структуры, ядра которых сложены верхней серебрянской свитой, а также антиклинальные структуры на крыльях осложнены мелкими складками и местами плойчатостью. Сводовые части мелких складок имеют остроконечную или более сложную зубчатую форму, что особенно хорошо видно в тонкополосчатых эпидот-амфиболовых сланцах. В долине р. Серебрянки хорошо видны изоклинальные складки, сильно запрокинутые на северо-запад (в сторону палеозойской центральной геосинклинальной зоны) и местами пе-

реходящие в мелкие лежачие складки. Последние иногда сопровождаются явлениями выжимания тонких прослоев, которые приобретают вид четкообразно вытянутых линз. Углы падения изоклинальных складок пологие. Для всего поля распространения верхнего докембрия в окрестностях пос. Усть-Серебрянка, по данным Г. Б. Митича, подавляющее большинство азимутов падения слоев на крыльях складок выдержано в юго-восточных и восточных румбах и только в единичных случаях наблюдаются обратные падения. В складках, опрокинутых к северо-западу, преобладает относительно пологий угол падения (25—40°).

На юго-запад от долины р. Серебрянки дислоцированные метаморфические породы верхнего докембрия погружаются под несогласно залегающие на них отложения нижнего палеозоя.

В юго-западной части Приаргунской геоантиклинальной зоны, по данным В. Н. Козеренко (1956$_1$), толщи докембрийских пород смяты в складки северо-восточного простирания, имеющие сложную форму с крутыми углами падения на крыльях.

В обрывках древних складчатых структур китайской части Приаргунской зоны также отчетливо сохраняется общее северо-восточное простирание лишь с небольшими местными отклонениями, по-видимому, связанными с изгибами складчатых структур по простиранию. В нижнем течении р. Маритке (правого притока р. Аргуни), по наблюдениям автора, выходит северо-западное крыло крупной антиклинали, сложенное толщей серых биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов, ограниченное с северо-запада крупным Аргунским разломом и осложненное более мелкой складчатостью. Простирание гнейсов северо-восточное (50—60°) с преобладающими крутыми падениями на северо-запад. Выше по течению р. Маритке располагается, по-видимому, юго-восточное крыло той же крупной антиклинали, сложенное парагнейсами, пронизанными серыми гранито-гнейсами с очковой структурой. Это крыло имеет также северо-восточное простирание и с юго-востока оборвано крупным разломом. На этом крыле видны более мелкие складки с крутыми падениями на крыльях преимущественно на юго-восток. К ядру антиклинали приурочен крупный массив розовых порфировидных гранитов буреинского типа нижнепалеозойского возраста, имеющий более 20 *км* в поперечнике. В зоне контакта с гнейсами наблюдаются многочисленные крупные и мелкие апофизы розовых гранитов, пронизывающие последние как согласно сланцеватости, так и образующие секущие контакты. В центральной части массива почти на всем его протяжении заключены многочисленные ксенолиты биотит-роговообманковых гнейсов, образующие крупные пачки по 10—15 *м* мощности, обычно строго ориентированные в северо-восточном направлении параллельно общему простиранию складчатых структур на крыльях крупной антиклинали с преобладающим падением на северо-запад. Ширина этой антиклинали не менее 35—40 *км*. По наблюдениям китайских геологов, эта крупная антиклинальная структура прослеживается и далее на северо-восток, в бассейн р. Быстрой (Быерцихэ), где на ее крыльях выходят нижнепалеозойские сланцевые и карбонатные отложения. Протяженность ее не менее 100 *км*. Древние толщи здесь прорваны огромными массивами нижне- и верхнепалеозойских гранитоидов. В кровле гранитных массивов наблюдаются обрывки более мелких складок, имеющих отчетливое северо-восточное простирание, параллельное общему простиранию описанной антиклинали. Среди широких полей преимущественно герцинских гранитоидов прослеживается вторая также довольно крупная антиклиналь, проходящая от долины р. Абахэ (правого притока р. Аргуни) до верховьев р. Долиньхэ. Она также сложена толщей парагнейсов, имеет северо-восточное простирание и протяженность около 80 *км*.

К северо-востоку от описанной части Приаргунской геоантиклинальной зоны располагается сравнительно небольшой, впервые выделенный автором в 1954 г. Гонжинский выступ, отделенный от нее поперечным мезозойским

прогибом. В центральной части Гонжинского выступа выходят протерозойские гнейсы золотогорской серии, образующие ядра крупных антиклинальных складок. Антиклинали разделены более широкой Чаловской синклиналью, сложенной метаморфическими песчаниками и сланцами рифея. Простирание крупных складок северо-западное, близкое к широтному, на крыльях они осложнены более мелкой складчатостью того же простирания (от 280 до 300°) с крутым падением слоев на северо-восток и юго-запад под углом 50—60°. Местами (близ ст. Унырь) в толще гнейсов и кристаллических сланцев наблюдается мелкая изоклинальная складчатость и разрывы; последние, вероятно, более молодого возраста. Северо-западное простирание древних складчатых структур здесь подчинено общему северо-западному, близкому к широтному простиранию докембрия Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоны, к югу от которой располагается Гонжинский выступ.

Нижнепалеозойские отложения, от нижнего кембрия до силура включительно, имеют значительно более широкое распространение, чем докембрийские образования, как в пределах советской части Приаргунской геоантиклинальной зоны, так и на китайской территории. Наиболее крупные поля распространения нижнепалеозойских отложений, разобщенные гранитными интрузиями герцинского и нижнепалеозойского времени, на советской территории приурочены так же, как и докембрийские отложения, главным образом, к северо-восточной и юго-западной частям Приаргунской геоантиклинальной зоны. В северо-восточной краевой части Приаргунской геоантиклинальной зоны в бассейне верхнего течения р. Урюмкан, структуры нижнего палеозоя были описаны И. И. Катушенком и М. С. Нагибиной (1945). Здесь в нижнепалеозойских карбонатных и песчано-сланцевых отложениях наблюдаются крупные открытые складки северо-восточного простирания, на крыльях осложненные мелкой складчатостью. По простиранию происходит ундуляция осей складчатых структур, в результате чего картируются брахисинклинальные и брахиантиклинальные формы.

Нижнепалеозойские отложения здесь прорваны крупными интрузиями гранитоидов и пересечены многочисленными разломами, по-видимому, более позднего возраста, представляющими собой сложную систему чешуйчатых надвигов с волнисто изогнутыми поверхностями смещения.

В бассейне нижнего течения рек Уров и Урюмкан, по данным А. М. Лейтеса и И. И. Вишневской (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958), нижнепалеозойские отложения, представленные карбонатной (аналогом быстринской) и сланцевой (аналогом алтачинской) свитами, с угловым несогласием залегают на крыльях узких линейных складчатых структур гнейсовых толщ докембрия. Нижнепалеозойские отложения образуют здесь крупные открытые складки северо-восточного и восточно-северо-восточного простирания также с резкими ундуляциями шарниров складчатых структур.

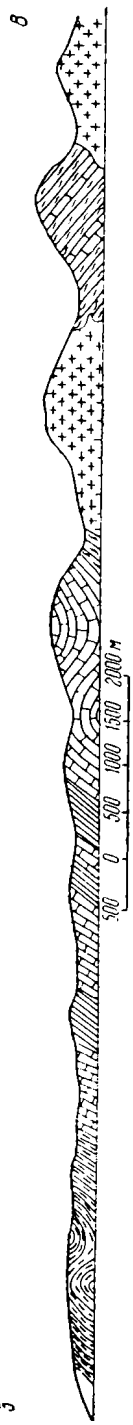
Наиболее крупные площади распространения нижнепалеозойских отложений расположены в юго-западной части Приаргунской геоантиклинальной зоны, в пределах Кличкинского хребта и на водоразделе рек Верхняя Борзя и Урулюнгуй. Здесь, по данным Г. Б. Митича и Д. И. Горжевского (Козеренко, 1956_1), они смяты в крупные открытые складки северо-восточного простирания, прорванные гранитными интрузиями и пересеченные поперечными разломами меридионального простирания (более молодого возраста). На юге рассматриваемого района карбонатные и сланцевые толщи нижнего палеозоя образуют ряд синклинальных и антиклинальных складок северо-восточного простирания с крутым (50—90°) углом падения слоев на крыльях. Местами наблюдаются опрокинутые складки; к северу от пос. Клички располагаются более широкие складки брахисинклинального и брахиантиклинального типа. Ядра этих складок сложены известняками нерчинско-заводской серии, а на крыльях выходят метаморфизованные сланцы алтачинской свиты. Оси складок ундулируют по простиранию и поэтому

известняки сохранились только в местах наибольшего погружения осей. Углы падения на крыльях таких брахисинклиналей очень крутые (65—70°). Наблюдения Г. Б. Митича к югу от с. Талман Борзя показывают, что сводовые части крупных брахиантиклинальных складок в сланцах нижней свиты осложнены мелкими складками с крутыми углами падения. На крыльях крупных брахисинклиналей местами наблюдаются флексурообразные изгибы слоев, подчеркнутые резкой сменой угла падения от 40 до 80°, или многочисленные мелкие складки с углом падения до 70°. Местами складчатые формы осложнены разрывами. Такое сочетание пологих, чашеобразных форм, характерное для массивных известняков, залегающих в ядрах синклинальных структур, и мелкой сложной складчатости на крыльях и в ядрах крупных брахиантиклинальных структур, сложенных сланцевыми толщами алтачинской или более нижних свит, связано с явлениями дисгармоничной складчатости. Местами в слоистых известняках также удается наблюдать более мелкие складчатые формы, осложняющие крупные складки, но в большинстве случаев массивное строение карбонатных толщ не позволяет видеть эти структуры. На границе карбонатных и сланцевых толщ нередко наблюдаются разрывные дислокации.

В пределах рассматриваемой территории юго-западной части Приаргунского антиклинория нижнепалеозойские складчатые структуры образуют систему параллельных, чередующихся между собой антиклинальных и синклинальных структур общего северо-восточного простирания. Они прослеживаются на десятки и сотни километров по простиранию и лишь местами разобщены прорывающими их гранитными интрузиями или перекрывающими их более молодыми отложениями.

В окрестностях Нерчинского завода эти структуры были описаны Г. Б. Митичем, В. Н. Козеренко (1956[1]) и другими; по их данным, нижнепалеозойские отложения образуют здесь антиклинальную структуру сложного строения, состоящую из двух антиклинальных складок (Запокровско-Михайловской и Артемьевской), разделенных между собой Нерчинско-Заводско-Явленской синклиналью. С юга и запада они прорваны крупными гранитными интрузиями, слагающими Кадаинский и Кутомарский массивы. Запокровско-Михайловская и Артемьевская антиклинали сложены преимущественно отложениями быстринской и алтачинской свит, а Нерчинско-Заводско-Явленская синклиналь — отложениями алтачинской и нерчинско-заводской свит. Обе антиклинали прорваны гранитоидами.

В западной Запокровско-Михайловской антиклинали, прилегающей на востоке к Приаргунскому разлому, наблюдаются более интенсивные дислокации, крылья ее осложнены крутыми мелкими складками



Фиг. 67. Формы складок в нижнепалеозойских отложениях в нижнем течении р. Быстрой, (по материалам китайских геологов).
1 — нижняя сланцевая свита; *2* — сланцево-карбонатная свита (аналог быстринской); *3* — верхняя сланцевая свита (аналог алтачинской); *4* — палеозойские граниты

северо-восточного простирания с углом падения на крыльях 50—70°. Артемьевская антиклиналь имеет более простую форму с относительно пологим углом падения слоев на юго-восточном и северо-западном крыльях (30—35°), на фоне которых развиваются более мелкие и крутые дополнительные складки. На юго-западе Артемьевская антиклиналь прорвана гранитоидами Кадаинского массива.

В ядре Нерчинско-Заводской синклинали наблюдаются многочисленные мелкие складки того же северо-восточного простирания, хорошо фиксирующиеся чередованием выходов сланцевой алтачинской и карбонатной нерчинско-заводской свит. К северо-востоку, по направлению к пос. Нерчинский Завод, наблюдается общее погружение осей складчатых структур. Нерчинско-Заводская синклиналь сильно расширяется, здесь на поверхность выходят преимущественно карбонатные отложения нерчинско-заводской свиты нижнего силура, образующие в целом широкую синклинальную структуру, на юго-западе осложненную антиклинальным поднятием, переходящим в пучок более мелких складок. В западной части этой синклинальной структуры наблюдается дополнительная мелкая складчатость на крыльях и многочисленные дизъюнктивные нарушения типа сбросов и сбросо-сдвигов. По простиранию синклинали наблюдается ундуляция шарниров мелких складчатых структур.

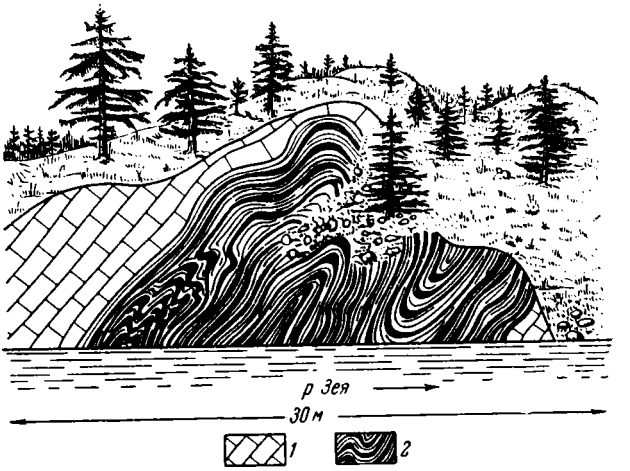
В китайской части Приаргунской геоантиклинальной зоны обрывки нижнепалеозойских складок среди крупных полей палеозойских гранитоидов, по данным китайских геологов, наблюдаются в бассейне правых притоков р. Аргуни — рек Быстрой, Абахэ и др. Нижнепалеозойские отложения здесь представлены песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями кембрия, ордовика и силура, аналогами быстринской и нерчинско-заводской свит. По обрывкам сравнительно небольших полей распространения нижнепалеозойских отложений, среди прорывающих их гранитоидов прослеживается довольно отчетливое северо-восточное простирание крупных складок. Ядра синклинальных структур сложены мраморизованными известняками, а на их крыльях выходят сланцевые толщи. О морфологии мелких складок, осложняющих крупные структуры, можно судить по зарисовкам обнажений и профилям (фиг. 67), на которых видно, что последние представляют собой простые открытые складки того же северо-восточного простирания, более широкие и пологие в толще карбонатных пород и более сжатые и крутые в сланцах.

Суммируя вышесказанное, следует отметить, что в пределах Приаргунской геоантиклинальной зоны, на всем ее протяжении восстанавливаются крупные линейные складки докембрийского возраста, в различной степени осложненные более мелкой складчатостью. Простирание крупных складчатых структур докембрия северо-восточное с местными отклонениями до меридионального. Наиболее интенсивно дислоцированы докембрийские отложения в северо-восточной части антиклинория, в бассейне верхнего течения р. Урюмкан, близ Приаргунской зоны разлома, и в долине р. Серебрянки, где широко развиты мелкие изоклинальные и лежачие складки, запрокинутые на северо-запад. Усложнение дислокаций в докембрии здесь связано с общим поворотом складчатых структур в верховьях Амура от северо-восточного, близкого к меридиональному, через северо-восточное, близкое к широтному, к северо-западному в пределах Гонжинского выступа и общего воздымания шарниров складок.

Между докембрийскими и нижнепалеозойскими структурами в Приаргунской геоантиклинальной зоне имеется угловое несогласие. Нижнепалеозойские отложения также образуют крупные линейные складки, но более простой формы, особенно в карбонатных толщах. Для них характерны резко выраженные ундуляции осей складок, что создает впечатление брахисинклинальных и брахиантиклинальных форм.

Докембрийские и нижнепалеозойские структуры Зее-Селемджинской складчатой зоны

Наиболее сложной в структурном отношении является Зее-Селемджинская зона, располагающаяся непосредственно к западу от Хинганo-Буреинского срединного массива. В ее строении значительную роль играют докембрийские и нижнепалеозойские образования, которые так же,



Фиг. 68. Изоклинальные складки в кембрийских (?) известняках на левом берегу р. Зеи близ с. Чигоян.

1 — серые массивные известняки; *2* — темно-серые тонкослоистые известняки и известковистые сланцы

как в Приаргунской геоантиклинальной зоне, прорваны крупными массивами гранитоидов различного возраста, отчего восстановление их структурных форм представляет исключительно сложную задачу. Площадная обнаженность в пределах Зее-Селемджинской зоны плохая, поэтому для выяснения морфологии структур приходится базироваться лишь на отдельных, хорошо обнаженных участках по берегам крупных рек Зеи, Селемджи, Амура и их притоков. На значительном протяжении докембрийские и палеозойские структуры погребены под рыхлыми кайнозойскими отложениями обширной Зейско-Буреинской мезо-кайнозойской синеклизы.

На основании изучения фрагментов докембрийских структур в пределах Зее-Селемджинской зоны удается наметить крупные докембрийские антиклинорные и синклинорные формы северо-восточного простирания, близкого к меридиональному.

К ним следует отнести Селемджино-Благовещенский и Октябрьско-Новоиннокентьевский геоантиклинальные поднятия, в ядрах которых на большом протяжении удается проследить выходы гнейсовых серий протерозоя. Между этими крупными антиклинорными структурами располагается Норско-Сухотинский геосинклинальный прогиб, протягивающийся от р. Норы на северо-востоке до хр. Ильхури-Алинь и р. Нонни на юго-западе (фиг. 68). В пределах этого прогиба на значительном протяжении сохранились мощные толщи эвгеосинклинальных отложений рифея и нижнего палеозоя, слагающие прогиб.

В силуре и девоне продолжалось развитие Норского и Сухотинского синклинориев, среди которых метаморфические породы местами сохранились в виде узких выступов — клиньев или пластин, обычно ограниченных разломами.

Селемджино-Благовещенский антиклинорий

Селемджино-Благовещенский антиклинорий представляет собой крупную положительную структуру северо-восточного простирания, протягивающуюся от нижнего течения р. Селемджи до г. Благовещенска и далее на юго-запад, где пересекает Малый Хинган (китайский), к низовьям р. Ганьхэ (у пос. Люотунь). Общая протяженность антиклинория около 600 *км*. В ядре Селемджино-Благовещенского антиклинория на всем его протяжении выходят глубокометаморфизованные породы — гнейсы и кристаллические сланцы (аналоги золотогорской серии) протерозоя, а на крыльях — метаморфические сланцы рифея и нижнего палеозоя.

К северо-западу от Селемджино-Благовещенского антиклинория располагаются крупные Норский и Сухотинский палеозойские синклинории, к юго-востоку от него протягивается Мало-Хинганский палеозойский синклинорий, имеющий такое же северо-восточное простирание.

На советской территории изучение внутренней структуры антиклинория доступно лишь в отдельных его частях — в пределах так называемых Селемджинского и Благовещенского выступов докембрийских пород, между которыми на значительной территории древние породы погружены под поверхностью рыхлых мезо-кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы. Вдоль юго-восточного ограничения Селемджино-Благовещенского антиклинория под покровом рыхлых отложений по геофизическим данным (гравиметрия и магнитометрия) устанавливается прямолинейный уступ северо-восточного простирания, прослеживающийся примерно вдоль долины р. Зеи в ее нижнем течении. К юго-востоку от этого уступа наблюдается резкое погружение поверхности кристаллического фундамента под покровом рыхлых отложений цагаянской серии с 500 *м* на его северо-западном крыле до 1500 и местами до 2000 *м* вдоль его опущенной части. В северо-восточной части Селемджино-Благовещенского антиклинория на простирании этого выступа, вдоль долины р. Зеи, ниже устья р. Селемджи, прослеживается крупный Зейский разлом того же северо-восточного простирания, ограничивающий антиклинорий с юго-востока. Северо-восточная часть Селемджино-Благовещенского антиклинория в виде крупного Селемджинского выступа докембрийских пород располагается в нижнем течении р. Селемджи — от нижнего течения р. Норы (правого притока р. Селемджи) до устья р. Селемджи и прилегающего участка долины р. Зеи выше устья Селемджи. Этот выступ имеет форму, удлиненную в северо-восточном направлении, максимальная ширина его в пределах обнаженной части достигает около 50 *км*, длина от долины р. Норы до р. Зеи — более 140 *км*.

Внутренняя структура Селемджинского выступа довольно сложная. Докембрийские метаморфические породы различного возраста прорваны огромными массивами палеозойских гранитоидов и пересечены многочисленными разломами. Центральная его часть представляет собой крупную антиклинальную структуру, которая обнажается в долинах Зеи и Мамына, пересекающих ее почти вкрест простирания. В ядре антиклинали выходят гнейсы и кристаллические сланцы золотогорской серии нижнего протерозоя, а на крыльях — метаморфические сланцы верхнего докембрия и нижнего палеозоя. В долине р. Зеи, между селами Большой Ивер и Громатуха, парагнейсы смяты в крупные складки северо-восточного простирания, на крыльях осложненные мелкими складками и плойчатостью. В пределах обнаженной части ядра антиклинали простирание мелких складок меняется в направлении с запада на восток на протяжении 15 *км* от северо-восточного, близкого к меридиональному (10°), до северо-восточного, близкого к широтному (70—80°). Падения слоев на крыльях мелких складок на юго-восток и северо-запад очень крутые — 60—80°.

В северо-восточной части Селемджино-Благовещенского антиклинория, в долине Мамына и Селемджи, полоса парагнейсов и кристаллических слан-

цев, выходящих в его ядре, несколько расширяется, здесь наблюдается резкий изгиб в простирании гнейсов — с северо-восточного в долине р. Мамын до северо-западного в долине р. Селемджи и погружение их по направлению к долине р. Норы под метаморфические сланцы и песчаники рифея — нижнего палеозоя. В долине р. Мамын, ниже пос. Королевского, парагнейсы смяты в крупые сжатые складки северо-восточного (50—60°) простирания. Слои здесь стоят на головах или слабо, под 80°, запрокинуты к северо-западу.

В долине р. Селемджи гнейсы также интенсивно смяты в складки, но уже северо-западного простирания, имеют асимметричную форму и слабо запрокинуты на юго-запад. Падение слоев на юго-западных крыльях этих складок крутое, под углом 60—80° на юго-запад, а в северо-восточных крыльях — более пологое, под углом 40—60° на северо-восток, ширина их не превышает 3—5 *км*. Крылья этих складок местами осложнены более мелкой складчатостью и плойчатостью.

В долине р. Зеи гнейсы и кристаллические сланцы в ядре антиклинория инъецированы гранито-гнейсами и диорито-гнейсами докембрийского возраста. Здесь обнажены и оба его крыла, которые сложены метаморфическими сланцами с прослоями рассланцованных эффузивов и известняков рифея — нижнего палеозоя. В северо-западном крыле антиклинория контакт между гнейсовым комплексом и метаморфическими сланцами тектонический. На юго-восточном крыле контакт между этими толщами не обнажен, но резкие различия в степени их метаморфизма и интенсивности дислокаций заставляют предполагать несогласное залегание пород рифея — нижнего палеозоя на комплексе сложно дислоцированных пара- и ортогнейсов. Простирание метаморфических сланцев северо-западного крыла антиклинория северо-восточное, близкое к меридиональному, оно подчинено простиранию гнейсового комплекса в ядре антиклинория и падению слоев на северо-запад под углом 85°. По мере удаления от контакта с гнейсами на северо-западном крыле появляются дополнительные мелкие складки, простирание которых меняется от северо-восточного (10°) до северо-западного (350°). На юго-восточном крыле метаморфические породы рифея — нижнего палеозоя смяты в крутые складки северо-восточного простирания (70°) с падением слоев на юго-восток и северо-запад под углом 60—80°. Юго-восточнее, по мере удаления от гнейсового ядра антиклинали, простирание мелких складок меняется, они испытывают изгибы по простиранию от северо-восточного (30°) до северо-западного (300°). Местами на крыльях мелких складок наблюдается сложная гофрировка, особенно хорошо заметная в прослоях тонкополосчатых известняков. К юго-востоку напряженность дислокаций несколько ослабевает. В долине р. Зеи, близ устья р. Селемджи, метаморфические сланцы смяты в прямые открытые складки северо-восточного, близкого к широтному простирания. Описываемая крупная антиклинальная структура погружается на северо-восток и в долине р. Норы, по-видимому, происходит ее переклинальное замыкание. В толще метаморфических сланцев и песчаников рифея — нижнего палеозоя наблюдается изгиб в простирании с северо-восточного (на северо-западном крыле антиклинория в долине р. Мамын) на северо-западное (в замковой его части) и на юго-восточном ее крыле — в долине р. Норы и Селемджи. Этот изгиб повторяет аналогичное изменение простираний в толще гнейсов и кристаллических сланцев ядра этой сложной антиклинальной структуры. На северо-западном крыле антиклинория, в долине р. Мамын, выше пос. Королевского, метаморфические сланцы и кварциты с прослоями известняков смяты в дополнительные складки шириной около 5 *км* северо-восточного простирания (50—70°). Эти складки осложнены более мелкими крутыми асимметричными складками шириной не более 1 *км* и мелкой гофрировкой.

Метаморфические толщи докембрия и нижнего палеозоя, слагающие эту крупную антиклинальную структуру, прорваны нижнепалеозойскими дио-

ритами и габбро, располагающимися вдоль юго-восточного и северо-западного крыльев антиклинория, вдоль крупных глубинных разломов в долине р. Зеи, выше устья р. Селемджи, и в долине р. Мамын, ниже устья р. Гари. К ядру антиклинория приурочен крупный (100 × 30 *км*) массив палеозойских гранитов, а вдоль северо-западного крыла, в долинах Мамына и Зеи, располагаются более мелкие гранитные массивы, прорывающие метаморфические сланцы рифея — нижнего палеозоя.

Юго-западным продолжением описанной крупной геоантиклинальной структуры является Благовещенский выступ докембрийских отложений, выходящий на поверхность в долине Амура, на китайской территории, где расположена большая часть выступа.

Южная часть Селемджино-Благовещенского антиклинория сложена серией гнейсов и кристаллических сланцев протерозоя (аналог золотогорской серии), выходы которых прослеживаются от правобережья Амура в юго-западном направлении до северной окраины крупной мезо-кайнозойской синеклизы Сунляу. Эта полоса парагнейсов, инъецированных гранито-гнейсами, образует ядро антиклинория, на крыльях которого сохранились лишь небольшие выходы метаморфических сланцев и рассланцованных эффузивов рифея — нижнего палеозоя. В пределах закартированной части длина полосы гнейсов, слагающих ядро антиклинория, более 100 *км*, ширина — от 10 *км* на юго-западе до 20—30 *км* в центральной и северо-восточной его частях.

Гнейсы в ядре антиклинория дислоцированы с различной степенью интенсивности. На правом берегу Амура они смяты в сложные мелкие складки северо-восточного простирания (от 10 до 40°). В юго-западной части антиклинория наблюдаются крупные открытые складки северо-восточного простирания с моноклинальным падением слоев на крыльях под углом 40—60°. По простиранию главных складчатых структур наблюдаются отдельные изгибы мелких складок с отклонениями в их простирании до северо-западного (к югу от г. Сахалян).

На юго-восточном крыле антиклинория выходят метаморфические сланцы и рассланцованные эффузивы рифея — нижнего палеозоя, резко отличающиеся по степени метаморфизма от комплекса гнейсов, слагающих ядро этой структуры. Метаморфические сланцы смяты в открытые складки северо-восточного простирания (20°), отклоняющегося до северо-западного (340°), с крутыми падениями слоев на крыльях этих складок (50—60°). На северо-западном крыле антиклинория также выходят метаморфические сланцы верхнего докембрия, слагающие сравнительно небольшую полосу северо-восточного простирания. Протерозойские гнейсы и метаморфические сланцы рифея — нижнего палеозоя прорваны нижнепалеозойскими аляскитовыми гранитами и розовато-серыми крупнозернистыми гранитами буреинского типа. Крупные массивы буреинских гранитоидов, прорывающих толщу гнейсов в ядре антиклинория, располагаются непосредственно к западу от городов Благовещенска и Сахаляна.

Древние метаморфические породы и прорывающие их гранитоиды на всем протяжении антиклинория пересечены многочисленными разломами более молодого возраста северо-восточного и меридионального простирания.

Октябрьско-Ново-Иннокентьевский антиклинорий

Октябрьско-Ново-Иннокентьевский антиклинорий имеет северо-восточное простирание и протягивается от пос. Октябрьского на северо-востоке, через Ново-Иннокентьевский выступ гнейсов и гранито-гнейсов в долине Амура, на китайскую территорию. В ядре этого антиклинория на всем его протяжении сохранились выходы гнейсов и кристаллических сланцев протерозоя (аналоги золотогорской серии) в виде крупных останцов кровли

среди палеозойских гранитоидов. В долине Амура близ с. Ново-Иннокентьевка в ядре этого антиклинория обнажается довольно крупный выступ древних пород, сложенный гранито-гнейсами, прорывающими толщу парагнейсов протерозоя. С северо-запада и юго-востока Ново-Иннокентьевский выступ гнейсов ограничен разломами. Гнейсы и гранито-гнейсы сильно катаклазированы и рассланцованы. Направление рассланцевания в гнейсах северо-восточное, падение плоскостей сланцеватости крутое, под углом 80—85° на юго-восток. К зоне юго-восточного разлома приурочены центры излияний основных эффузивов верхнего мела.

К юго-западу от Ново-Иннокентьевского выступа протерозойских гнейсов, по наблюдениям китайских геологов, среди палеозойских гранитоидов также располагается сравнительно небольшой выступ древних пород, сложенный парагнейсами и инъецирующими их гранито-гнейсами, в которых отмечается северо-восточное направление гнейсификации. На крыльях этого антиклинория, так же как и в Селемджино-Благовещенском антиклинории, выходят дислоцированные метаморфические сланцы рифея — нижнего палеозоя, прорванные палеозойскими гранитоидами.

В пределах крупного Норско-Сухотинского геосинклинального прогиба, разделяющего Селемджино-Благовещенский и Октябрьско-Ново-Иннокентьевский антиклинории, наблюдаются различной величины выходы метаморфических сланцев рифея и нижнего палеозоя, располагающиеся среди палеозойских отложений и прорывающих их крупных гранитных массивов. Эти выходы метаморфических сланцев обычно ограничены разломами и представляют собой узкие клинья или пластины, вытянутые в северо-восточном направлении. Они приурочены к ядрам палеозойских антиклиналей, расположенных на крыльях синклинориев в северо-восточной части Зее-Селемджинской зоны — в бассейне Мамына и Гари, близ с. Чигоян, а также в юго-западной ее части — в долине Амура и на китайском Малом Хингане и Ильхури-Алине. Эти клинья представляют ссбой сбрывки древних складчатых структур, о морфологии которых можно судить лишь по отдельным, сравнительно хорошо сбнаженным участкам.

К северо-западу от описанного выше крупного Селемджинского выступа докембрийских пород метаморфические сланцы рифея — нижнего палеозоя и отдельные участки более древней толщи гнейсов и амфиболитов сохранились в виде крупных останцов кровли огромных массивов нижне- и среднепалеозойских диоритов, габбро и гранитов. Метаморфические породы образуют ограниченный разломами узкий клин, располагающийся в бассейне р. Мамын, выше устья р. Инкан, в пределах силурийского Норского синклинория. Выходы сильно рассланцованных амфиболовых сланцев и амфиболитов докембрия сбразуют здесь узкую полосу (пластину) северо-восточного простирания, протяженностью около 15 *км*, при ширине не более 1—2 *км*. Вдоль краев этой пластины докембрийских пород проникли диориты и габбро, слагающие крупный Инканский массив (нижнепалеозойского возраста), также имеющий сильно вытянутую в северо-восточном направлении форму. На юго-востоке рассланцованные амфиболиты и габбро надвинуты на слабо метаморфизованные аркозовые песчаники девона. Этот надвиг (Мамынский) прослеживается в долине р. Мамын, ниже устья р. Инкан.

Южнее, в бассейне Гари и Мамына, также в кровле крупных массивов основных и кислых интрузивных пород, на значительном протяжении сохранились участки синклинальных структур, сложенных метаморфическими сланцами рифея — нижнего палеозоя. Из них наиболее хорошо изучена так называемая Гарьская синклиналь, расположенная на водоразделе Мамына и его правого притока — р. Гари, к которой приурочено месторождение магнетита.

Гарьская синклиналь, впервые описанная автором в 1950 г., представляет собой часть более крупной синклинальной структуры северо-восточ-

ного простирания. Эта структура сохранилась на Гарьском склоне Гарь-Мамынского водораздела в виде большого останца кровли Гарьского массива диоритов и габбро и более молодых палеозойских гранитоидов.

Гарьская синклиналь сложена толщей метаморфических сланцев с маломощными прослоями и линзами известковистых сланцев и вулканогенных пород основного и кислого состава. Они образуют асимметричную синклинальную складку северо-восточного (50—60°) простирания, на крыльях осложненную более мелкой складчатостью.

На северо-западе и на юго-востоке синклиналь прорвана диоритами и габбро, а на юге — серовато-розовыми биотит-роговообманковыми плагиогранитами, образующими в метаморфических породах ряд мелких апофиз. Длина синклинали около 4—5 *км*, ширина 1,5—2 *км*.

Юго-восточное крыло синклинали имеет крутое (70—80°) падение на северо-запад, местами осложненное обратными падениями, намечающими мелкие складки второго порядка. Кроме того, в скарнированных известковых сланцах на крыльях мелких складок наблюдается сложная плойчатость. Северо-западное крыло Гарьской синклинали имеет также крутой угол падения (70—85°) и меняющееся направление падения как на юго-восток, так и на северо-запад, что указывает на развитие здесь более мелких складок второго порядка.

Последними детальными исследованиями, проведенными А. П. Кисцом, И. П. Вагановым и другими (Дальневосточное геологическое управление), установлено, что Гарьская синклиналь несколько запрокинута на юго-восток, а ее шарнир постепенно погружается на северо-восток.

Примерно в центральной части синклиналь пересечена крупным Гарьским разломом северо-восточного простирания, почти совпадающим с общим простиранием синклинали.

К северу и к югу от этого главного разлома синклиналь пересечена многочисленными более мелкими сбросами и надвигами различной амплитуды и возраста. Преобладают сбросы северо-восточного простирания, но имеются поперечные (северо-западные) и диагональные (меридиональные и широтные) разломы, вдоль которых наблюдаются лишь небольшие перемещения слоев по вертикали. Реже отмечены надвиги небольшой амплитуды.

Фрагменты второй более мелкой синклинальной складки, образованной метаморфическими породами рифея — нижнего палеозоя, располагаются в 7 *км* к северо-западу, в бассейне р. Лебедихи (правого притока Мамына) и имеют такое же северо-восточное (30—50°) простирание с очень крутым (60—85°) падением крыльев. Синклиналь, по данным А. П. Кисца, И. П. Ваганова и других, имеет асимметричное строение и слабо запрокинута на юго-запад. Крылья ее осложнены более мелкой складчатостью. Лебедихинская синклиналь прорвана крупной интрузией палеозойских гранитов, к контакту с которыми приурочено месторождение магнетита.

К юго-западу от Лебедихинской синклинали, в бассейне р. Гари, близ устья р. Имчикан, располагается еще одна синклинальная структура, сложенная метаморфическими сланцами верхнего докембрия — нижнего палеозоя, возможно, являющаяся юго-западным продолжением Лебедихинской синклинали. На юго-востоке она прорвана диоритами и габбро, а на севере и западе — гранитами. На юго-западе эта структура перекрыта плащом рыхлых кайнозойских отложений.

К юго-западу от описанной зоны синклинальных структур, в долине р. Зеи, близ с. Чигоян, из-под покрова рыхлых отложений кайнозоя Зейско-Буреинской синеклизы выходит толща белых и серых известняков (чигоянской свиты) кембрийского (?) возраста. Эти известняки слагают также крыло крупной синклинальной структуры, осложненной более мелкими складками, сохранившимися в кровле огромного гранитного батолита, а с юга и северо-востока оборванной разломами широтного и северо-восточного простирания. В пределах обрывка этой крупной структуры близ с. Чигоян изве-

стняки образуют антиклинальную складку северо-западного простирания с амплитудой 2—3 *км*. На северо-восточном крыле антиклинали кембрийские (?) известняки смяты в прямые открытые складки шириной не более 100—150 *м*, имеющие северо-западное, близкое к меридиональному простирание (330—350°). На юго-западном крыле антиклинали местами наблюдается мелкая изоклинальная складчатость и плойчатость, особенно хорошо выраженная в тонкослоистых мраморизованных известняках верхней подсвиты чигоянской свиты (Cm?) (см. фиг. 67). Угол падения на крыльях мелких складок очень крутой (75—90°), с преобладающим падением на юго-запад. Кроме упомянутых крупных разломов, обрывающих складки с северо-востока и юга, последние пересечены многочисленными мелкими сбросами и надвигами сравнительно небольшой амплитуды.

Аналогичные выходы метаморфических сланцев и рассланцованных эффузивов рифея — нижнего палеозоя прослеживаются в долине Амура и далее к юго-западу, в долине р. Нонни, слагая крупный, протяженный на сотни километров Норско-Сухотинский геосинклинальный прогиб северо-восточного простирания. В составе метаморфизованных отложений эвгеосинклинального типа рифея — нижнего палеозоя, слагающих описанный выше геосинклинальный прогиб, лишь местами удается по литологическим признакам выделить отложения кембрия (?), которые по степени метаморфизма и по морфологии структур не отличаются от серии отложений, относимых к рифею — нижнему палеозою. Непосредственного контакта между кембрийскими (?) отложениями чигоянской свиты и отложениями рифея — нижнего палеозоя пока не обнаружено, но, вероятно, в пределах Зее-Селемджинской зоны (так же, как в хр. Джагды и в районе Газимурского завода) имеет место непрерывный разрез без угловых несогласий, охватывающий рифей и нижний кембрий.

Докембрийские и нижнепалеозойские структуры Хингано-Буреинского срединного массива

Хингано-Буреинский срединный массив располагается в юго-восточной части рассматриваемой территории на границе крупной структурной зоны Монголо-Охотского пояса и мезозоид Сихотэ-Алиня. Он имеет форму, вытянутую в северо-восточном, близком к меридиональному направлении. В пределах Хингано-Буреинского срединного массива докембрийские отложения пользуются наиболее широким распространением. Они представлены мощной серией гнейсов и кристаллических сланцев архея — протерозоя и залегающими на них несогласно метаморфическими сланцами, карбонатными породами и джеспилитами рифейского возраста, в верхней части разреза имеются и кембрийские породы. Отложения рифея и кембрия Хингано-Буреинского срединного массива отличаются от одновозрастных образований эвгеосинклинального типа Тукурингро-Джагдинской и Зее-Селемджинской зон отсутствием в их составе вулканогенных пород и могут рассматриваться как образования миогеосинклинального типа.

По своему геологическому строению Хингано-Буреинский массив подразделяется на две части — восточную и западную: первая сложена преимущественно метаморфическими толщами рифея и кембрия, а в наиболее обширной западной части распространены преимущественно гранитоиды различного возраста (докембрийского, нижне- и среднепалеозойского), слагающие гигантский Буреинский гранитный массив. В пределах этого массива докембрийские и нижнепалеозойские метаморфические породы сохранились лишь в виде останцов кровли. По размеру гранитных интрузивов западная часть Хингано-Буреинского срединного массива может быть сравнима лишь с зоной Станового хребта (за исключением возраста гранитоидов). На границе между западной и восточной частями массива располагается система мезозойских прогибов (Буреинский, Тырминский и Облучинский). На

северо-западе Хингано-Буреинский срединный массив граничит с Норским и Мало-Хинганским сулурийскими синклинориями Зее-Селемджинской зоны; к юго-востоку от него располагаются геосинклинальные прогибы пермского, триасового, а затем юрского и мелового возраста. На севере Хингано-Буреинский массив ограничен узким Ниланским эвгеосинклинальным прогибом девонского возраста. Наиболее неопределенной является южная граница массива, которая уходит на территорию Китая. На значительном протяжении Хингано-Буреинский массив здесь погружается под покров рыхлых мезо-кайнозойских отложений обширной синеклизы Сунляу.

Внутренняя сложная структура массива изучалась С. А. Музылевым, В. В. Онихимовским, Г. П. Воларовичем, Н. П. Саврасовым, Н. П. Херасковым, Г. В. Ициксон и др.

В его восточной части, в пределах хребтов Буреинского и Малого Хингана, докембрийские отложения смяты в крупные линейные складки меридионального и северо-восточного простирания на юге и северо-востоке, с отклонением до северо-западного — на севере. Вдоль восточного края мезозойского Буреинского прогиба выходит полоса гнейсов и кристаллических сланцев архея — протерозоя северо-восточного, близкого к меридиональному простирания, протягивающаяся с севера на юг более чем на 200 *км*. На севере эта полоса имеет не более 3—5 *км* в ширину, затем она постепенно расширяется и к югу, в бассейне р. Тырмы, достигает 20 *км*. В пределах этой полосы гнейсы смяты в крупные складки того же северо-восточного простирания, на крыльях осложненные мелкой складчатостью и плойчатостью, а местами инъецированы гранито-гнейсами. С востока полоса гнейсов ограничена системой крупных разломов, отделяющих ее от метаморфических сланцев и карбонатных пород верхнего докембрия.

Метаморфические толщи верхнего докембрия на севере смяты в сложные складки, доходящие до мелкой плойчатости, и сильно кливажированы.

П. Н. Кропоткин (1953) для отдельных участков той же северной части массива отмечает и менее сложные пликативные дислокации, только на крыльях осложненные мелкой складчатостью с крутыми углами падения. По направлению на юг оси складчатых структур несколько воздымаются, а еще южнее, в пределах Малого Хингана, снова испытывают резкое погружение. Карбонатные отложения мурандавской свиты перекрываются здесь толщей джеспилитов и известняками кембрия, которые дислоцированы согласно с отложениями верхнего докембрия. Метаморфические толщи рифея и кембрия смяты в систему узких линейных складок меридионального и близкого к нему северо-восточного простирания с амплитудой 10—15 *км*. На крыльях они осложнены дополнительной мелкой складчатостью с падением слоев на восток под углом 50—90°. Дислоцированные отложения верхнего докембрия и нижнего палеозоя здесь прорваны крупными гранитными интрузиями нижнепалеозойского возраста, имеющими форму, конкордантную по отношению к вмещающим складчатым структурам.

К северу от Дальневосточной ж. д. складчатые структуры верхнего докембрия и нижнего палеозоя пересечены системой разломов субширотного простирания, по-видимому, более молодого возраста, севернее которых располагаются крупные тела средне- и верхнепалеозойских гранитоидов, также прорывающих докембрийские и кембрийские отложения.

В западной части Хингано-Буреинского срединного массива складчатые структуры докембрия и нижнего палеозоя восстанавливаются значительно труднее, так как они сохранились, как указано выше, лишь в виде провесов кровли среди гранитоидов. В долине р. Буреи среди палеозойских гранитоидов Буреинского комплекса заключены участки моноклиналей, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами протерозоя, имеющими северо-восточное простирание. Более крупные ксенолиты гнейсовых толщ

сохранились в северной части Буреинского гранитного массива. В их пределах отчетливо видны линейные складки северо-восточного простирания, которые в бассейне р. Ниман (правого притока р. Буреи), по данным В. В. Онихимовского, образуют резкий изгиб, меняя свое простирание на северо-западное.

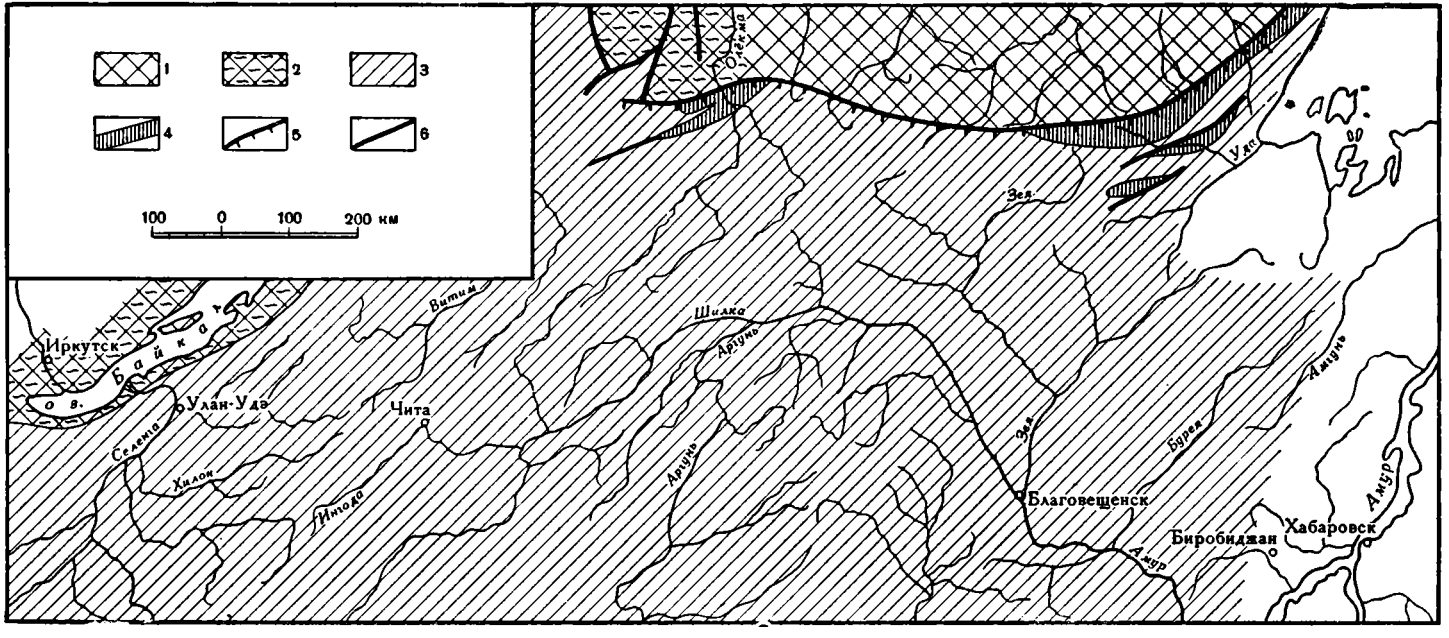
Примерно в центральной части Буреинского гранитного массива располагается система узких, вытянутых в северо-восточном направлении останцов метаморфических сланцев рифея, образующих единую полосу протяженностью около 90 *км*. В пределах той же полосы выходов рифея в долине р. Верхний Мельгин (правого притока р. Буреи) располагается сравнительно небольшой участок черных известняков, в которых в 1959 г. была найдена кембрийская фауна. Выходы метаморфических пород местами ограничены системой разломов, параллельных их простиранию, секущих не только метаморфические сланцы рифея и известняки кембрия, но и палеозойские граниты. Восстанавливая древние складчатые структуры по этим обрывкам, можно предположить, что с простиранием описанной полосы выходов рифея и кембрия совпадала ось крупной синклинальной структуры этого возраста, системы же крупных и мелких останцов гнейсов протерозоя, расположенных с северо-запада и юго-востока от этой синклинальной структуры, представляли собой не менее крупные, параллельные ей антиклинальные зоны того же общего северо-восточного простирания с местными изгибами осей складок до северо-западного простирания.

В целом древняя структура восточной части Хингано-Буреинского срединного массива может рассматриваться как зона рифейского и кембрийского мегасинклинория, в пределах которого шарниры складчатых структур испытали значительные ундуляции по простиранию с общим погружением на юго-запад. Западная часть срединного массива представляла собой мегаантиклинорий того же времени, в зону которого в нижнем палеозое внедрились огромные гранитные массивы.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Общая монотонность формационного состава отложений протерозоя (возможно, частично архея), представленных метаморфизованными до стадии гнейсов и кристаллических сланцев теригенными породами с прослоями карбонатных пород и рассланцованных эффузивов, а также ограниченность их выходов в пределах Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системы не позволяют пока наметить какую-либо дифференциацию структурных зон для этого времени (фиг. 69). Изложенные данные об условиях залегания гнейсового комплекса протерозоя, сохранившегося в ядрах крупных палеозойских антиклинориев и отдельных выступов, позволяют сделать вывод о том, что протерозойские отложения были смяты в крупные открытые складки, на крыльях осложненные мелкой складчатостью и даже плойчатостью. Общее направление простирания этих крупных складок северо-восточное с местными отклонениями до северо-западного. Четкое северо-западное, близкое к широтному простирание древних складок наблюдается лишь в северной части рассматриваемого района — в ядре Тукурингро-Джагдинского антиклинория и Гонжинского выступа, где эти простирания, по-видимому, подчинены направлению южного ограничения Алданского щита, представляющего собой участок крупной эпиархейской платформы.

Форма складок нижнего протерозоя в северной части Тукурингро-Джагдинской геоантиклинальной зоны наиболее проста по сравнению с другими участками распространения тех же отложений во внутренних частях Монголо-Охотского пояса.



Фиг. 69. Палеотектоническая схема (протерозой).

1 — область архейской складчатости; *2* — диафторированный архей; *3* — протерозойская геосинклинальная система; *4* — ультраосновные и основные породы протерозоя; *5* — длительно развивающиеся разломы; *6* — разломы

Простые тектонические формы в гнейсовых толщах архея и нижнего протерозоя описаны Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой (1955) в различных местах кристаллического основания Сибирской платформы — в области Алданского щита и в ядрах крупных тектонических структур байкалид Прибайкалья (о-в Ольхон и др.). Эти складчатые формы местами осложнены разнообразными локальными мелкими структурами, созданными дифференциальными движениями вдоль зон глубинных разломов и участков рассланцевания. В таких местах могут возникать мелкие складки, иногда изоклинальные, тектоническое разлинзование, структуры будинажа и т. д. Наличие простых складчатых форм и в докембрийских ядрах более молодой Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы подтверждает точку зрения, развиваемую в последнее время Е. В. Павловским (1961) относительно последовательного усложнения тектонических форм в процессе развития структуры земной коры от ее древнейших этапов к более молодым.

Отложения нижнего протерозоя в локальных зонах глубинных разломов прорваны узкими, линейно вытянутыми телами роговообманковых габбро и диоритов. Позднее, в процессе развития складчатых структур, протерозойские толщи были пронизаны крупными гранитными интрузиями, образующими инъекционные тела сложной формы, конкордантные простиранию вмещающих гнейсовых толщ, превращенными в процессе складчатости в гранито-гнейсы и рассланцованными согласно с простиранием вмещающих складчатых структур.

К более поздним фазам внедрения гранитных магм протерозойского возраста относятся сравнительно небольшие тела гнейсовидных кварцевых диоритов и плагиогранитов, а также пироксеновых гранитов (типа рапакиви), секущих как гнейсы, так и инъецирующие их гранито-гнейсы.

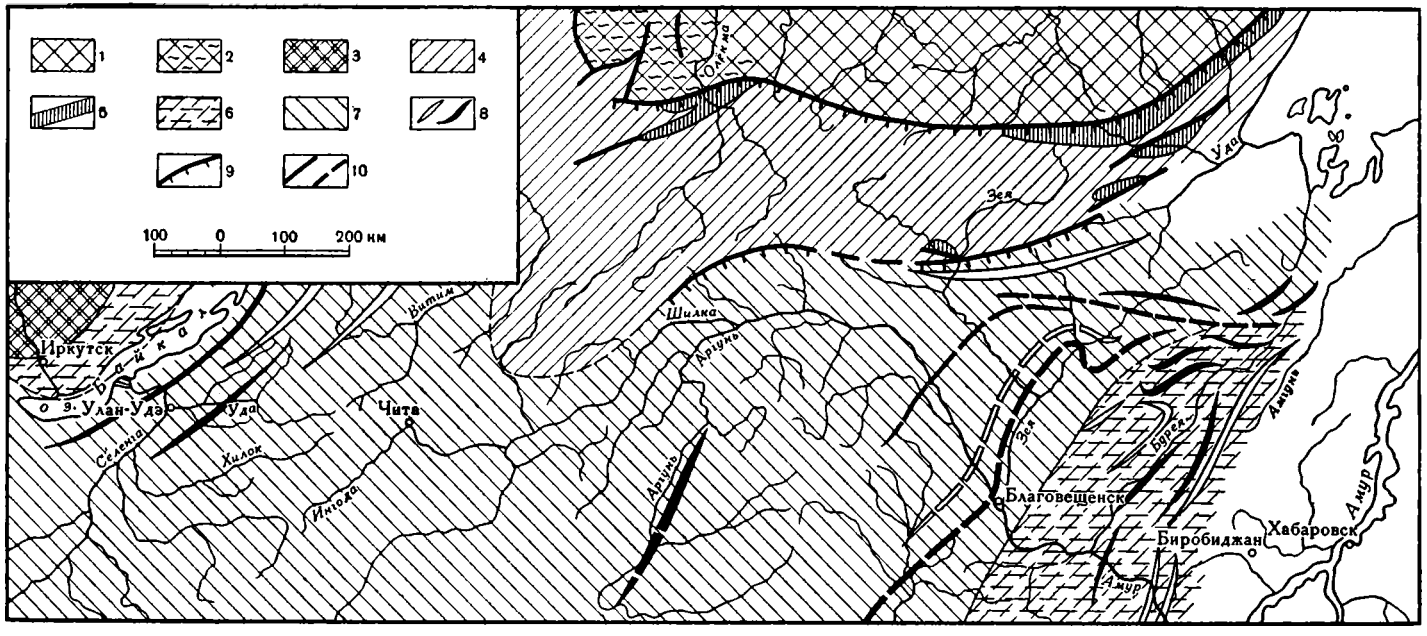
Отложения рифея, отделенные от толщи гнейсов и гранито-гнейсов резким угловым несогласием, сильно отличаются от них по степени регионального метаморфизма. Они представлены терригенными (песчано-глинистыми) отложениями с прослоями карбонатных пород и основных и кислых эффузивов, измененных до стадии филлитов, серицито-хлоритовых сланцев и зеленокаменных пород (рассланцованных эффузивов, превращенных в эпидот-хлоритовые и актинолитовые сланцы). Лишь в отдельных локальных зонах рассланцевания и динамометаморфизма наблюдаются более глубокие изменения этих пород до стадии мусковитовых сланцев и песчаников с мусковитовым цементом.

В обширной области, лежащей к югу и юго-западу от нижне-протерозойского основания Сибирской платформы (зоны Станового хребта), по составу формаций в рифее можно выделить крупные структурные зоны двух типов. Непосредственно к югу от области Станового хребта, вдоль всей Монголо-Охотской зоны, в северо-восточном направлении протягивался сложный эвгеосинклинальный прогиб, представлявший собой Монголо-Охотскую ветвь крупнейшей Восточно-Азиатской геосинклинальной области, расположенной между Восточно-Сибирской и Китайско-Корейской древними платформами.

К западу и к юго-западу от области протерозойской складчатости Станового хребта располагалась вторая Байкальская ветвь той же рифейской эвгеосинклинальной системы, которая в бассейне правых притоков р. Селенги сливалась с Монголо-Охотской ветвью, продолжаясь на запад, в бассейн р. Джиды (фиг. 70).

Сочленение этих двух эвгеосинклинальных систем происходит под острым углом к западу от разъединяющего их узкого участка зоны Станового хребта, образующей протерозойское основание Сибирской платформы.

Байкальская ветвь эвгеосинклинальной системы широким клином вдается между архейским и протерозойским основанием Сибирской платформы. Для Байкальской и Монголо-Охотской эвгеосинклинальных систем рифей-



Фиг. 70. Палеотектоническая схема (рифей).

1 — область архейской складчатости; *2* — диафторированный архей; *3* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых отложений; *4* — область протерозойской складчатости; 5 — ультраосновные и основные породы протерозоя; *6* — зоны многогеосинклиналей рифея; *7* — Байкальская и Монголо-Охотская геосинклинальные системы рифея с формациями преимущественно эвгеосинклинального типа; *8* — простирание осей антиклинориев (черное) и синклинориев (белое); *9* — длительно развивающиеся разломы; *10* — разломы

ского времени характерно накопление мощных терригенных отложений, переслаивающихся с подводными вулканическими излияниями основного и кислого состава. Для второго типа структурных зон характерны терригенно-карбонатные отложения, лишенные или почти лишенные подводных вулканических излияний и отличающиеся сокращенными мощностями по сравнению с таковыми в эвгеосинклинальных зонах. Этот второй тип структурных зон, который может быть отнесен к миогеосинклиналям, располагается в юго-восточной части рассматриваемой территории в бассейне р. Буреи и окружающих ее горных хребтов — Турана, Буреинского и Малого Хингана (Хингано-Буреинская миогеосинклиналь) (см. фиг. 70).

На западе, в пределах узкой полосы вдоль западного берега оз. Байкал, Е. В. Павловский (Павловский и Беличенко, 1958) также выделяет аналогичную миогеосинклиналь рифея Западного Прибайкалья.

О внутреннем строении огромной ветви эвгеосинклинальной системы Монголо-Охотского пояса в рифее мы можем судить лишь в самых общих чертах.

Зона глубоких эвгеосинклинальных прогибов этого времени, в пределах Монголо-Охотской ветви отделенная от Сибирской платформы системой краевых разломов, располагается в периферической части Монголо-Охотского пояса, сохраняя общее северо-восточное простирание, параллельное краю Сибирской платформы. В Тукурингро-Джагдинской зоне в рифее располагался один из наиболее крупных таких прогибов, в котором мощность отложений этого возраста достигала от 8 до 13 *км*.

Рифейские отложения в этих прогибах накапливались за счет размыва древних метаморфических пород — комплекса гнейсов и гранито-гнейсов, о чем красноречиво свидетельствует состав обломочного материала.

Рифейские отложения в пределах этих прогибов смяты в крупные линейные складки, протяженность которых измеряется многими десятками и сотнями километров. В большинстве своем это открытые, простой формы складки, на крыльях осложненные более мелкой складчатостью и гофрировкой. В отдельных участках наблюдаются сильносжатые мелкие изоклинальные, наклонные и лежачие складки. Такие участки располагаются в юго-западной части Тукурингро-Джагдинского геоантиклинального поднятия, к югу от Усть-Гилюйского разлома, и в северо-восточной части Приаргунского геоантиклинального поднятия, близ Приаргунского разлома, а также в зоне перегиба складчатых структур. Запрокидывание складок в том и в другом случае направлено в сторону крупных геосинклинальных прогибов, продолжавших свое развитие в палеозойское время.

Во внутренних частях Монголо-Охотской геосинклинальной системы (в Зее-Селемджинской зоне и в Приаргунском геоантиклинальном поднятии) по обрывкам складчатых структур докембрия и нижнего палеозоя удается проследить крупные антиклинальные и синклинальные зоны, протягивающиеся на сотни километров. Ядра антиклинальных структур сложены толщами гнейсов и кристаллических сланцев протерозоя, на крыльях которых залегают отложения рифея — нижнего палеозоя, отделенные от протерозоя разломами.

В нижнем палеозое здесь также намечается некоторая дифференциация структурных зон и по составу формаций. Крупные геосинклинальные прогибы (Центральной геосинклинальный прогиб Восточного Забайкалья) сложены преимущественно метаморфизованными терригенными отложениями, переслаивающимися с продуктами подводных вулканических излияний (спилитами, диабазами и кислыми эффузивами) местами большой мощности, с подчиненными им прослоями карбонатных пород рифея и согласно залегающего на нем нижнего кембрия. В геоантиклинальных зонах (например, в Приаргунской) в нижнем кембрии существенную роль играют карбонатные отложения, залегающие несогласно на докембрии. Простирание этих крупных структурных зон северо-восточное.

В пределах геоантиклинальных поднятий сохранились крупные антиклинали и синклинали, на крыльях осложненные более мелкой складчатостью и местами плойчатостью, имеющие общее северо-восточное простирание, на фоне которого наблюдаются лишь местные изгибы в простирании складок с отклонением до меридионального и северо-западного.

В Приаргунской геоантиклинальной зоне широким распространением пользуются карбонатные толщи кембрийского возраста, выполняющие широкие синклинальные структуры, имеющие относительно простую открытую форму.

Для складчатых структур нижнего палеозоя Приаргунской геоантиклинальной зоны характерны резко выраженные ундуляции осей складок по простиранию, что создает при картировании впечатление брахисинклинальных форм. На крыльях складок наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость, приуроченная к сланцевым толщам, в то время как карбонатные толщи смяты в относительно более крупные и спокойные складки.

Резкие изгибы в простирании докембрийских складок наблюдаются в северо-восточной части Зее-Селемджинской зоны, в бассейне нижнего и среднего течения р. Селемджи, и в северной части Хингано-Буреинской миогеосинклинальной зоны, где эти изгибы (судя по их форме) связаны с существованием к северу от них жесткого упора субширотного простирания, которым является гнейсовый цоколь нижнего протерозоя на водоразделе рек Селемджи (верхнее течение) и Амгуни, обрезанный с юга крупным разломом. Этот разлом в дальнейшем ходе геологического развития неоднократно возобновлялся и оформился в одну из крупнейших структурных единиц Приамурья, названной автором Южно-Тукурингрской зоной глубинных разломов.

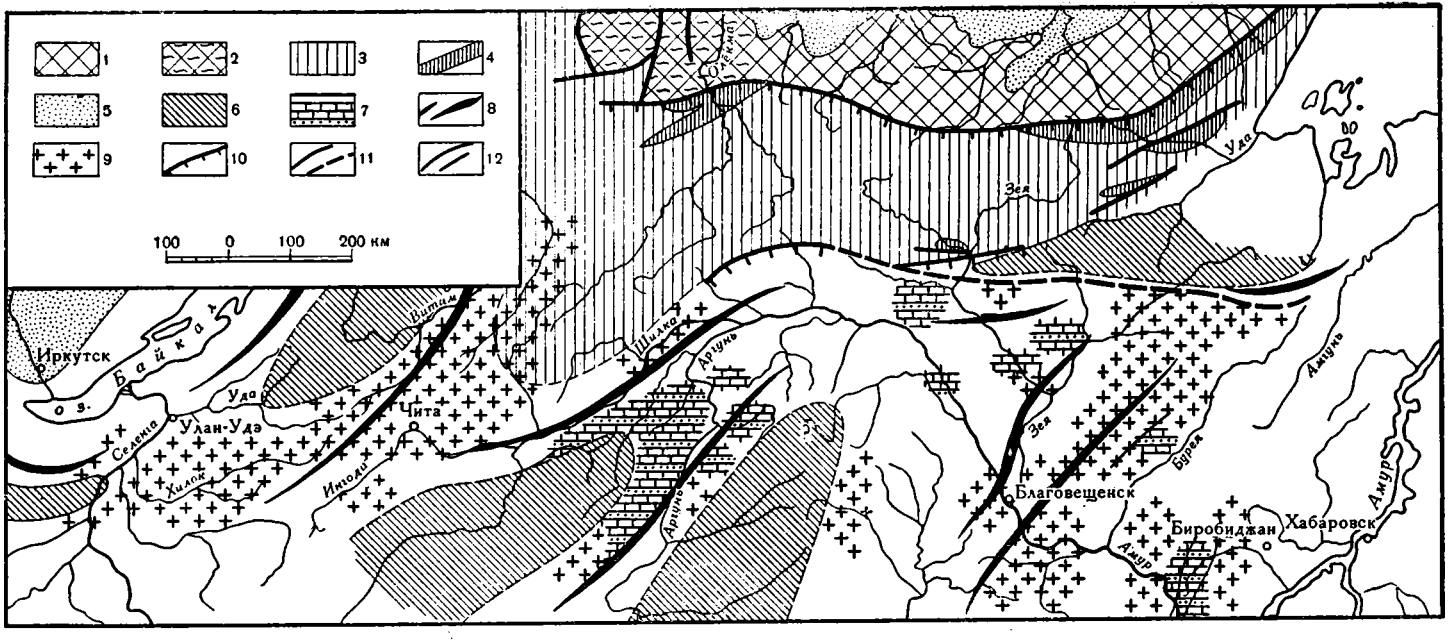
В Хингано-Буреинской миогеосинклинальной зоне в докембрии и нижнем палеозое сохраняется тот же тип крупных линейных складчатых структур северо-восточного простирания, что и во внутренней эвгеосинклинальной зоне Монголо-Охотской системы.

Внедрение интрузивных масс в нижнем палеозое в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы происходило в два крупных этапа.

Ранние проявления магматической деятельности в нижнем палеозое совпадают с началом заложения крупных геосинклинальных трогов и геоантиклинальных поднятий. Этому времени соответствует внедрение интрузий трещинного типа основного и среднего состава, приуроченных к крупным глубинным разломам, образовавшимся на границах разнородных структурных элементов (геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий) и частично внутри этих зон, с этим этапом связано внедрение интрузий габбро и диоритов депского интрузивного комплекса вдоль протяженного Южно-Тукурингрского разлома.

Вдоль системы разломов северо-восточного простирания в пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны и Приаргунского геоантиклинального поднятия с ранним этапом магматической деятельности связано внедрение сравнительно небольших удлиненных тел габбро и диоритов. С более поздним этапом магматической деятельности связано внедрение крупных гранитных батолитов (гранитоидов буреинского типа), образующих массивы различной величины, имеющие сложные очертания, обычно конкордантные по отношению к вмещающим складчатым формам рифея и нижнего палеозоя. Наиболее крупные гранитные массивы этого возраста (200 × 400 *км*) приурочены к зоне сочленения эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных структур на востоке Монголо-Охотской геосинклинальной системы и в пределах Зее-Селемджинской зоны (Буреинский и другие гранитные массивы).

Второй областью крупнейших гранитных внедрений нижнепалеозойского возраста является область виргации эвгеосинклинальных систем Монголо-Охотской и Байкальской ветвей, располагающейся в пределах хребтов Малханского и Яблонового, на водоразделе рек Хилок, Чикой,



Фиг. 71. Палеотектоническая схема (кембрий).

1 — область архейской складчатости; *2* — диафторированный архей; *3* — область протерозойской складчатости; *4* — ультраосновные и основные породы протерозоя; *5* — платформенные отложения кембрия; *6* — эвгеосинклинальные зоны кембрия; *7* — карбонатные и терригенные отложения кембрия геоантиклинальных зон; *8* — простирание геоантиклинальных поднятий в геосинклинальной системе кембрия: *9* — области распространения нижнепалеозойских гранитных интрузий; *10* —длительно развивающиеся разломы; *11* — разломы; *12* — простирание структур

Ингода и Уда и в верховьях р. Витим (фиг. 71). Крупнейшие батолиты нижнепалеозойских гранитов прорывают здесь не только метаморфические толщи рифея и кембрия, но и древние кристаллические образования (архей и протерозой) в краевой части Сибирской платформы (протерозоиды Станового хребта).

Значительно более мелкие гранитные массивы нижнепалеозойского возраста располагаются в Янканском геоантиклинальном поднятии, в северо-восточной части Борщевочной и Причикойской геоантиклиналей и в зоне Приаргунского геоантиклинального поднятия.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Из приведенного выше описания докембрийских и нижнепалеозойских структур видно, что ложе, на котором в дальнейшем формировались геологические структуры в среднем палеозое, в значительной мере было уже гетерогенным. Отдельные крупнейшие эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы, развивавшиеся с рифея и в течение кембрия, к концу кембрия замкнулись, а выполняющие их осадки были смяты в складки. К таким прогибам следует отнести эвгеосинклиналь Тукурингро-Джагдинской зоны и Хингано-Буреинскую миогеосинклиналь.

Другие не менее крупные эвгеосинклинальные прогибы — Центральный Восточно-Забайкальский и Большого Хингана, интенсивно прогибавшиеся с верхнего докембрия, продолжали развиваться как крупнейшие зоны прогибания в нижнем и среднем палеозое. Так, в Центральной геосинклинальной зоне Восточного Забайкалья, в бассейне р. Газимур, установлено (Павловский и Лучицкий, 1940) согласное, без следов перерыва залегание на верхнем докембрии фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия. Для этой зоны характерно также согласное залегание мощных морских отложений кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона.

В третьих участках Монголо-Охотской геосинклинальной системы в течение верхнего кембрия и ордовика происходили устойчивые поднятия. К сожалению, точно оконтурить эти участки пока еще трудно из-за недостаточной изученности и стратиграфического расчленения древних толщ на значительной территории Монголо-Охотской зоны, рассматривающихся как нерасчлененные отложения рифея — нижнего палеозоя. Однако предположительно такие устойчивые участки поднятия в течение верхнего кембрия и ордовика можно выделить. Л. И. Красный[1] (1958_1) считает, что такое поднятие имеет место в Западном Приохотье, о чем свидетельствует отсутствие там отложений верхнего кембрия и ордовика. Такой же перерыв имеет место в пределах Хингано-Буреинского срединного массива. Возможно, такой перерыв в отложении частично имел место в окраинных частях геосинклинальных прогибов, например в верховьях Амура, где вдоль окраины Верхне-Амурского синклинория установлено непосредственное залегание силурийских отложений на докембрии.

Морские отложения среднего палеозоя в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы пользуются наиболее широким распространением. На основании изучения состава формаций и условий залегания этих отложений довольно четко выделяются крупные, линейно вытянутые на сотни километров разнородные структурные элементы — геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, которые в процессе развития складчатости привели к образованию антиклинориев и синклинориев.

На основании формационных и структурных признаков в пределах ши-

---

[1] Кроме того, Л. И. Красный (1958_1) считает, что вся область Монголо-Охотского пояса претерпела общее поднятие в верхнем кембрии и ордовике.

рокой Монголо-Охотской системы в среднем палеозое довольно четко выделяются крупные антиклинории — Причикойский, Борщевочный, Янканский, Тукурингро-Джагдинский, Приаргунский, а также синклинории — Даурский, Центральный Восточно-Забайкальский, Верхне-Амурский, Удско-Шантарский и Большого Хингана, имеющие сбщее северо-восточное простирание (фиг. 72, 73).

Эти структурные элементы были впервые выделены автором на территории Восточного Забайкалья в 1943 г., а для более восточных районов Монголо-Охотской зоны — позднее, как показано на тектонических картах СССР, вышедших в 1953 г. (первое издание) и в 1956 г. (второе издание) под редакцией академика Н. С. Шатского.

На фоне общего северо-восточного простирания антиклинориев и синклинориев Монголо-Охотской складчатой системы в бассейне верхнего течения Амура наблюдается пологий дугообразный изгиб в простирании этих структур от северо-восточного к северо-западному, а в Приохотье снова господствует северо-восточное направление структур.

В области древних складчатых структур — каледонид Джидинского района на западе и протерозоид Станового хребта на востоке — зона палеозойских структур Монголо-Охотской системы отделена глубокими краевыми разломами, общая протяженность которых в пределах рассматриваемого района, от бассейна р. Джиды до Удской губы, составляет более 2500 *км*.

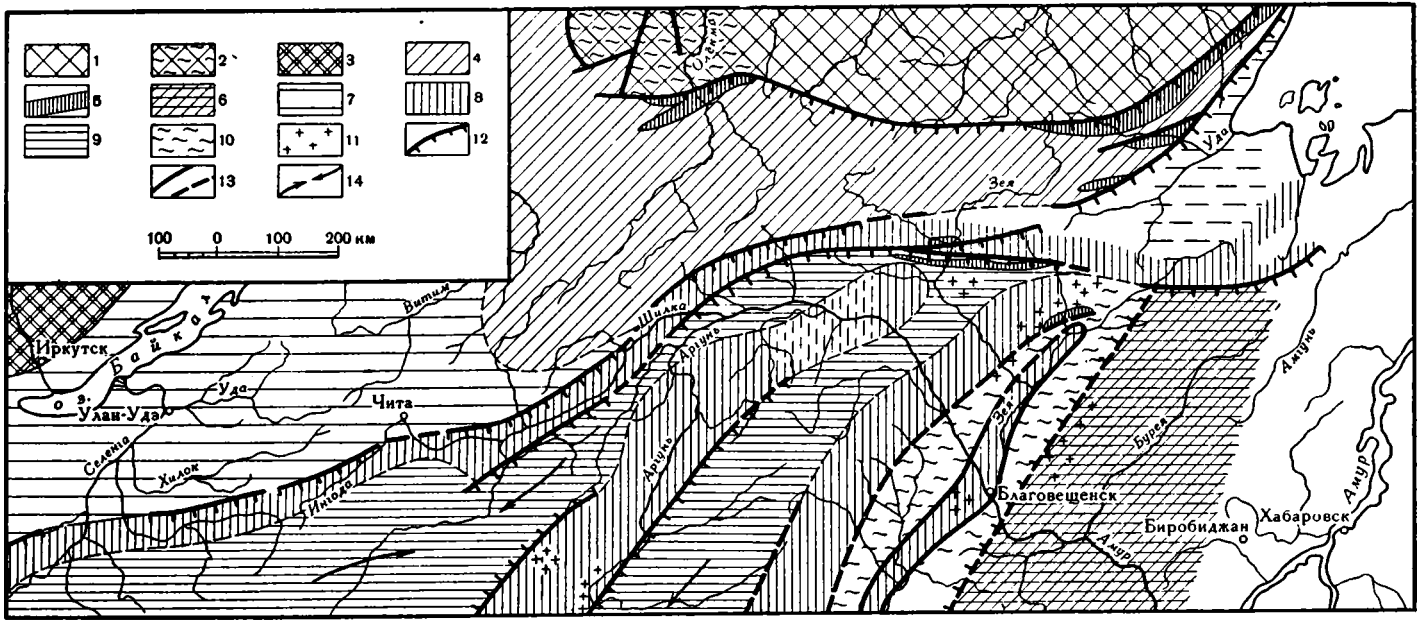
Внутреннее строение антиклинориев и синклинориев Монголо-Охотской складчатой системы довольно сложное.

Верхне-Амурский синклинорий

Верхне-Амурский синклинорий располагается непосредственно к югу от крупной, дугообразно изогнутой зоны Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев, представляющих собой систему краевых поднятий Монголо-Охотского пояса, от которых он отделен крупными глубинными разломами — Южно-Янканским и Южно-Тукурингрским, имеющими общую протяженность до 1600 *км*. Время заложения этих разломов, повидимому, относится к началу палеозоя, а для крупной зоны Южно-Тукурингрского разлома, по крайней мере в его восточной части,— к рифею.

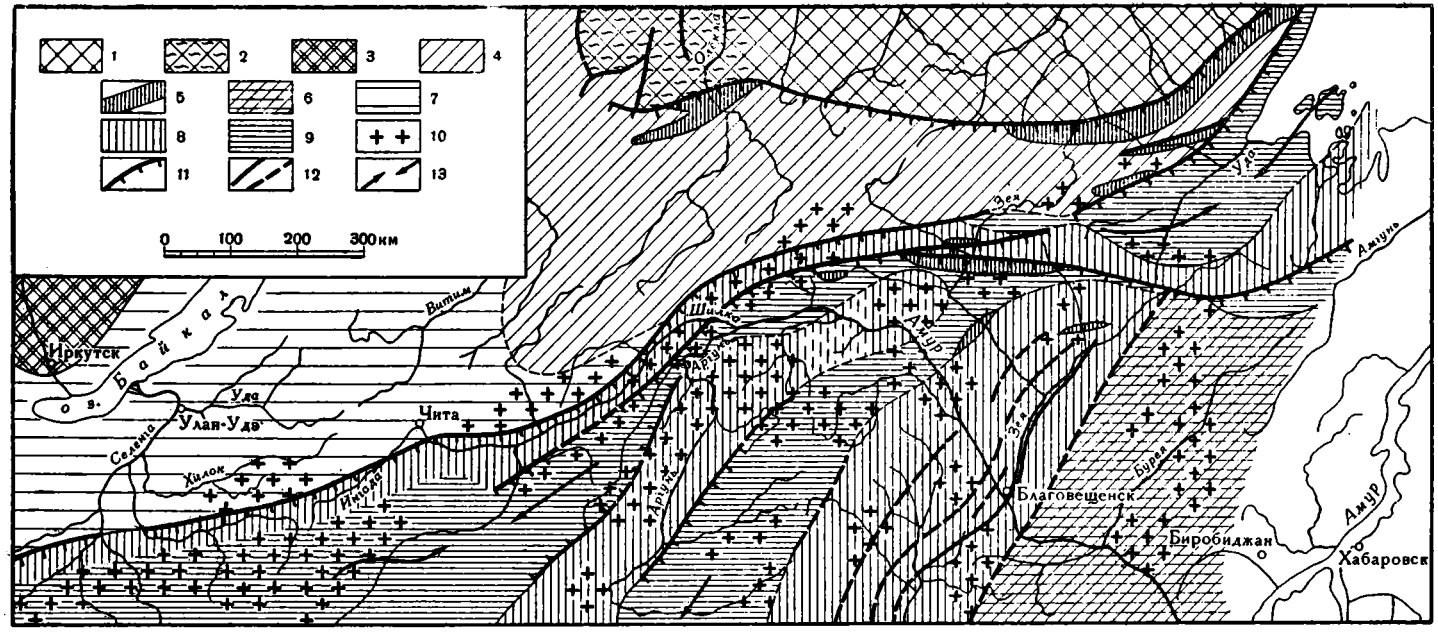
Южная часть Верхне-Амурского синклинория на значительном протяжении перекрыта мезозойскими отложениями, слагающими систему прогибов, располагающихся вдоль долины Амура и в нижнем течении его притоков. Лишь в самой юго-западной части синклинория из-под покрова мезозойских (юрских) отложений выступают докембрийские метаморфические породы, представляющие собой, по-видимому, обломки краевых частей расположенного южнее Приаргунского антиклинория. Они выступают в низовьях р. Аргуни и в бассейне р. Большой Невер (левого притока Амура) в области горст-антиклинали Петровского хребта.

На юге Верхне-Амурский синклинорий граничит с Гонжинским выступом докембрия и нижнего палеозоя, от которого отделен также крупным разломом северо-восточного простирания. Восточная часть Верхне-Амурского синклинория располагается к востоку от Гонжинского выступа. Здесь доступно изучению лишь северное крыло этого крупного синклинория, протягивающегося от г. Зеи далее на восток, в верхнее течение р. Деп и его притоков, вдоль зоны Южно-Тукурингрского разлома. Восточнее Гонжинского выступа палеозойские отложения, слагающие южную часть Амурского синклинория, перекрыты мезозойскими отложениями Амуро-Зейского наложенного прогиба.



Фиг. 72. Палеотектоническая схема (силур).

1 — область архейской складчатости; *2* — диафторированный архей; *3* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых осадочных пород; *4* — область нижнепротерозойской складчатости; *5* — ультраосновные и основные породы нижнего протерозоя; *6* — Хингано-Буреинский срединный массив; *7* — области каледонской и рифейской складчатости (нерасчлененные). Область герцинской геосинклинальной системы: *8* — геоантиклинальные поднятия; *9* — геосинклинальные прогибы; *10* — геосинклинальная система с обильными подводными вулканическими излияниями основного и кислого состава; *11* — области распространения послесилурийских, додевонских гранитных интрузий; *12* — длительно развивающиеся разломы; *13* — разломы; *14* — направление максимального прогибания в геосинклинальных зонах



Фиг. 73. Палеотектоническая схема (девон, нижний карбон).

1 — область архейской складчатости; *2* — диафторированный архей; *3* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых осадочных пород; *4* — область нижнепротерозойской складчатости; *5* — ультраосновные и основные породы нижнего протерозоя; *6* — Хингано-Буреинский срединный массив; *7* — области каледонской и рифейской складчатости (нерасчлененные). Область герцинской геосинклинальной системы: *8* — геоантиклинальные поднятия; *9* — геосинклинальные прогибы; *10* — области распространения послеверхнекаменноугольных — допермских гранитных интрузий; *11* — длительно развивающиеся разломы; *12* — разломы; *13* — направление максимального погружения в геосинклинальных зонах

слоев на северо-запад под углом 40—60° (фиг. 74). Общее моноклинальное падение слоев на юго-запад местами осложнено относительно пологими изгибами слоев по падению. Амплитуда таких дополнительных мелких складок составляет от 40 до 100 *м*. Значительно более пологие флексурные перегибы слоев по падению наблюдаются в пачках карбонатных пород.

Эта моноклиналь пересечена многочисленными ступенчатыми сбросами северо-западного простирания, амплитуда перемещения вдоль которых колеблется от единиц до нескольких десятков и, возможно, сотен метров. Плоскости смещения этих сбросов прямые, почти вертикальные и лишь местами волнисто изогнуты. Породы вдоль этих сбросов сильно трещиноваты, брекчированы и местами милонитизированы. В отдельных участках в центральной и юго-западной части моноклинали палеозойские отложения пересечены более сложной системой разломов, представляющих собой сочетание крутопадающих ступенчатых сбросов и относительно пологих чешуйчатых надвигов с волнисто изогнутыми поверхностями смещения. В этих зонах наблюдается повышенная трещиноватость карбонатных пород и многочисленные прожилки кварца, разветвляющиеся вдоль брекчированных зон. В сланцевых отложениях нижнего карбона вдоль зон разломов наблюдается дополнительная мелкая складчатость. Появляются узкие сжатые складки, близкие к изоклинальной форме и сильно запрокинутые на юго-запад, в сторону общего падения слоев моноклинали.

На северо-востоке моноклиналь прорвана гранитоидами крупного Зейского массива, образующими многочисленные мелкие апофизы в контакте с вмещающими силурийскими отложениями, превращенными в кварциты и кварцево-мусковитовые роговики.

Северо-восточнее и северо-западнее описанной моноклинали, в бассейне верхнего течения р. Деп (Модзалевская, 1958) и в долине р. Арби (по Н. А. Богданову), вблизи зоны Южно-Тукурингрского разлома палеозойские отложения смяты в открытые линейные складки и прорваны огромными гранитными массивами, возможно, вытянутыми вдоль зоны Южно-Тукурингрского разлома и на значительном своем протяжении скрытыми под рыхлыми кайнозойскими отложениями Пиканской впадины.

Сравнение мощностей палеозоя в пределах обнаженной восточной части Верхне-Амурского синклинория показывает, что максимальное погружение его направлено на юг, в сторону наложенного мезозойского Амуро-Зейского прогиба. По направлению на запад, к окраине Гонжинского выступа, наблюдается резкое сокращение мощностей нижнего и среднего девона и, по-видимому, выклинивание силурийских и нижнекаменноугольных отложений. Аналогичное сокращение мощностей силура и среднего девона наблюдается и в бассейне верхнего течения р. Деп, по направлению к Зее-Селемджинской зоне.

Вдоль Южно-Тукурингрского разлома к северу от Гонжинского выступа, по-видимому, происходило соединение западной и восточной частей Верхне-Амурского синклинория (по крайней мере в девоне), но огромные тела палеозойских гранитоидов не позволяют здесь проследить непрерывную цепь выходов среднепалеозойских геоантиклинальных отложений. В долинах рек Зеи и Арби, к северу от Гонжинского выступа имеет место лишь поворот палеозойских складчатых структур с северо-западного направления (в бассейне р. Деп) на северо-восточное.

Ниланский синклинорий

К востоку от Верхне-Амурского синклинория, в бассейне верхнего течения р. Нилан (левого притока р. Аргунь), также непосредственно к югу от Тукурингро-Джагдинского антиклинория, располагается узкий Ниланский синклинорий субширотного простирания, выполненный девонскими

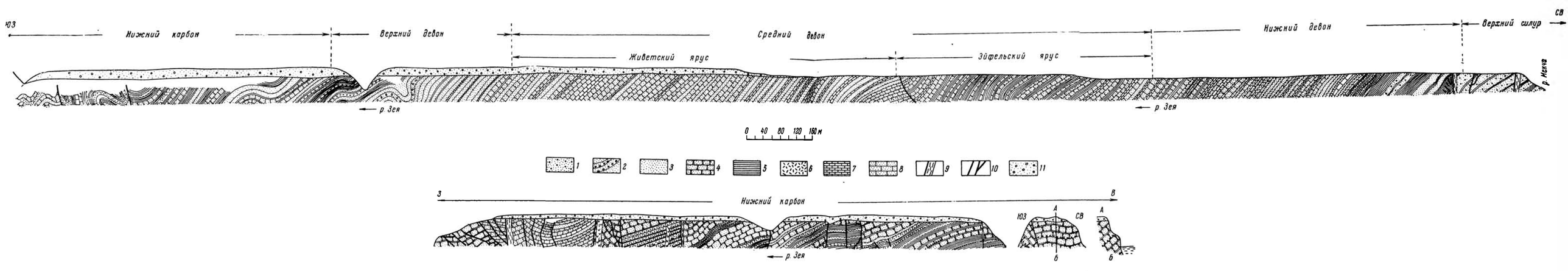
отложениями, установленными здесь Н. Г. Осиповым. Размеры его относительно невелики — длина около 150 *км*, ширина до 30—40 *км*.

От Тукурингро-Джагдинского антиклинория, сложенного на водоразделе рек Керби и Нилан метаморфическими сланцами рифея и протерозоя, Ниланский синклинорий отделен крупнейшим разломом широтного простирания, являющимся восточным продолжением Южно-Тукурингрского разлома. Южная граница синклинория с докембрийскими отложениями Хингано-Буреинского срединного массива еще недостаточно ясна.

По данным Н. Г. Осипова, Ниланский синклинорий сложен фаунистически охарактеризованными отложениями девона (эйфельского яруса и других горизонтов среднего девона), представленными алевролитами, глинисто-серицитовыми и пестрыми кремнистыми сланцами с прослоями вул-

ЮЗ

ния р. Ганьхэ вдоль юго-восточной окраины синклинория выходят черные и темно-серые глинисто-кремнистые сланцы девона. В средней и южной частях синклинория Большого Хингана палеозойские отложения распространены более широко. Они выходят здесь в мезозойских горст-антиклиналях из-под покрова тех же мезозойских вулканогенно-осадочных отложений. Кроме того, обрывки палеозойских отложений геосинклинального типа



Фиг. 74. Геологический разрез палеозойских отложений в восточной части Верхне-Амурского синклинория вдоль правого берега Зеи ниже г. Зея.

1 — кварцитовидные песчаники (силур); *2* — конгломераты; *3* — песчаники; *4* — грубозернистые песчаники; *5* — сланцы; *6* — туффиты; *7* — черные известняки; *8* — серые песчанистые известняки; *9* — зоны дробления и милонитизации пород вдоль плоскостей сбросов; *10* — сбросы и надвиги; *11* — древний аллювий

отложениями, установленными здесь Н. Г. Осиповым. Размеры его относительно невелики — длина около 150 *км*, ширина до 30—40 *км*.

От Тукурингро-Джагдинского антиклинория, сложенного на водоразделе рек Керби и Нилан метаморфическими сланцами рифея и протерозоя, Ниланский синклинорий отделен крупнейшим разломом широтного простирания, являющимся восточным продолжением Южно-Тукурингрского разлома. Южная граница синклинория с докембрийскими отложениями Хингано-Буреинского срединного массива еще недостаточно ясна.

По данным Н. Г. Осипова, Ниланский синклинорий сложен фаунистически охарактеризованными отложениями девона (эйфельского яруса и других горизонтов среднего девона), представленными алевролитами, глинисто-серицитовыми и пестрыми кремнистыми сланцами с прослоями вулканогенных пород (спилитов, диабазов) и линзами известняков. Общая мощность девонских отложений по предварительным данным составляет около 8—9 *км*. Стратиграфически выше этих отложений также с несогласием залегает довольно мощная (до 2 *км*) толща рассланцованных и серицитизированных алевролито-глинистых и кремнистых сланцев и песчаников с прослоями вулканогенных пород — диабазов и спилитов, похожих на среднедевонские отложения. Н. Г. Осипов условно относит эту толщу к верхнему палеозою (?), но близость литологического состава и степени метаморфизма этой толщи к нижележащим среднедевонским отложениям скорее заставляет ее отнести к верхам девона или к нижнему карбону по аналогии с отложениями Верхне-Амурского синклинория и других синклинориев Монголо-Охотской системы.

Палеозойские отложения Ниланского синклинория, по данным Н. Г. Осипова, смяты в систему узких линейных складок широтного простирания, оси которых изогнуты по простиранию. Ширина этих складок в западной части 2—6 *км*, в восточной до 18 *км*, угол падения на крыльях 65—90° и, реже, более пологий до 30°. Они имеют асимметричное строение, несколько наклонены на север, в сторону крупного Тукурингро-Джагдинского антиклинория. Кроме того, складчатые структуры среднего палеозоя здесь осложнены многочисленными разломами продольного (широтного) и поперечного (близкого к меридиональному) простирания, по-видимому, более молодого возраста.

Синклинорий Большого Хингана

Синклинорий Большого Хингана является одним из самых крупных синклинориев внутренних частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы и по размеру уступает лишь Центральному Восточно-Забайкальскому и Даурскому синклинориям, представляющим единый крупный геосинклинальный прогиб.

Палеозойский синклинорий Большого Хингана располагается непосредственно к югу от Приаргунского антиклинория, имеет северо-восточное простирание и сложен мощными палеозойскими отложениями от нижнего палеозоя до нижнего карбона включительно. Строение этого крупнейшего геосинклинального прогиба еще очень мало изучено. На огромном протяжении, особенно в северной его части, палеозойские отложения перекрыты мощными вулканогенно-осадочными отложениями мезозойского возраста, из-под покрова которых, по данным автора, в бассейне верхнего течения р. Ганьхэ вдоль юго-восточной окраины синклинория выходят черные и темно-серые глинисто-кремнистые сланцы девона. В средней и южной частях синклинория Большого Хингана палеозойские отложения распространены более широко. Они выходят здесь в мезозойских горст-антиклиналях из-под покрова тех же мезозойских вулканогенно-осадочных отложений. Кроме того, обрывки палеозойских отложений геосинклинального типа

сохранились в виде останцов среди палеозойских гранитоидов. Более крупные площади распространения палеозойских отложений имеются лишь в южной части синклинория, в верхнем течении р. Халхин-Гол (Халахахэ).

По выходам палеозойских отложений, прослеживающимся как по окраине, так и в центральной части мезозойского прогиба Большого Хингана, можно восстановить размеры палеозойского геосинклинального прогиба, имеющего по простиранию более 800 *км*, при максимальной ширине на юго-западе 200—250 *км*. На северо-востоке, при переходе к верхнему Приамурью, он сильно сужается, и на значительном протяжении от хр. Большой Хинган вдоль р. Хумархэ (правого притока Амура) палеозойские отложения прослеживаются лишь в виде останцов среди палеозойских гранитоидов. В долине Амура палеозойские гранитоиды перекрыты терригенными и вулканогенными мезозойскими отложениями восточной части Амуро-Зейского прогиба. Пространство между Большим Хинганом и долиной Амура геологически почти не изучено. По имеющимся данным можно лишь высказать предположение, что палеозойский синклинорий Большого Хингана здесь протягивается параллельно Приаргунскому антиклинорию под покровом мезозойских отложений Амуро-Зейского прогиба, а на северо-востоке сливается с восточной частью Верхне-Амурского синклинория (см. фиг. 73).

По материалам китайских геологов, в центральной части палеозойского синклинория Большого Хингана устанавливается непрерывный разрез от нижнего палеозоя (кембрия и ордовика) до нижнего карбона включительно, аналогично тому, как это имеет место в Центральном синклинории Восточного Забайкалья.

Общая мощность этих отложений составляет около 14 *км*, причем наибольшие прогибания происходили во время отложения среднего палеозоя (силура, девона и нижнего карбона), общая мощность которого составляет 9—10 *км*. Палеозойские отложения представлены довольно монотонной серией: песчаниками, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, продуктами подводных вулканических излияний основного, среднего и кислого состава с прослоями карбонатных пород. Распределение вулканогенного материала в разрезе неравномерное. Максимальное количество его приурочено к верхней части разреза силура, а также к девонским и нижнекаменноугольным отложениям, причем в девонских отложениях вулканогенный материал (среднего и кислого состава) приурочен преимущественно к юго-восточному краю синклинория.

Вдоль юго-восточного края синклинория Большого Хингана, по данным А. А. Прияткина и китайских геологов (1959 г.), устанавливается угловое несогласие между отложениями среднего (C_1) и нижнего палеозоя.

О морфологии складчатых структур палеозоя данных еще очень мало, однако имеющийся материал позволяет судить о том, что эти дислокации по своей форме очень близки к описанным выше структурам Верхне-Амурского синклинория. В отдельных участках выходов палеозойских отложений в средней и южной части синклинория они смяты в крупные открытые складки преобладающего северо-восточного простирания. В южной части синклинория эти простирания приближаются к широтным, в более северных районах — к меридиональным. Крылья крупных складок местами осложнены более мелкой складчатостью, слабой волнистостью и флексурными перегибами. Местами картируются моноклинали с углом падения слоев 50—60° и, реже, 70°. По простиранию наблюдается ундуляция осей складчатых структур с общим погружением к юго-западу.

Палеозойские отложения Большого Хингана прорваны гранитоидами, располагающимися преимущественно в северной части синклинория и на его окраинах. Кроме того, они пересечены многочисленными разломами северо-восточного и северо-западного простирания, по-видимому, более молодого возраста.

Палеозойский синклинорий Большого Хингана с северо-запада и

юго-востока отделен от Приаргунского и Верхне-Ганьхинского антиклинориев крупными разломами северо-восточного простирания. Время заложения этих разломов, возможно, нижний или средний палеозой, так как они сильно влияли на распределение формаций палеозойского возраста. Значительные перемещения вдоль этих разломов особенно хорошо фиксируются и для мезозойского времени.

Тукурингро-Джагдинский и Янканский антиклинории

Тукурингро-Джагдинский и Янканский антиклинории входят в систему краевых антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной зоны. Уже в нижнем палеозое эти структуры выделялись как крупные геоантиклинальные поднятия. В их строении принимают участие главным образом метаморфические толщи протерозоя, рифея и нижнего палеозоя. Среднепалеозойские отложения в пределах краевых антиклинориев распространены на ограниченной площади. Они представлены терригенными (песчано-сланцевыми и конгломератовыми) отложениями с подчиненными прослоями карбонатных пород. По сравнению с описанными выше палеозойскими геосинклинальными прогибами эти отложения отличаются сокращенными мощностями и залегают резко несогласно на дислоцированных отложениях докембрия и нижнего палеозоя.

Краевые антиклинории располагаются непосредственно к югу от протерозоид Станового хребта и образуют единую зону поднятий общей протяженностью более 1000 *км* при ширине от 30 до 75 *км*. Эта зона с запада на восток меняет свое простирание с северо-восточного (в пределах Янканского антиклинория) на северо-западное, близкое к широтному (в пределах Тукурингро-Джагдинского), образуя пологий дугообразный изгиб, выпуклостью обращенный на север. От нижнепротерозойского основания Станового хребта эта зона отделена крупным Северо-Янканским краевым разломом, ограничивающим Янканский антиклинорий с севера. По северному краю Тукурингро-Джагдинского антиклинория также проходит система разломов, параллельных его простиранию и отделяющих его на западе от протерозоид Станового хребта, а на востоке от Удско-Шантарского среднепалеозойского синклинория. На юге Янканский и Тукурингро-Джагдинский антиклинории отделены от Верхне-Амурского синклинория также крупными разломами — Южно-Янканским и Южно-Тукурингрским. Возраст Северо-Янканского разлома может быть определен как докембрийский, вероятно, рифейский, так как он служил северной границей распространения геосинклинальных формаций в рифее, неизвестных к северу от этого разлома. Не менее древний возраст устанавливается для Южно-Тукурингрского разлома, однако наиболее четко «жизнь» южных разломов проявилась в палеозое и особенно в среднем палеозое.

Наличие Южно-Тукурингрского разлома в нижнем палеозое доказывается срезанием этим разломом складчатых структур рифея — под острым углом к их простиранию (вдоль южного склона хр. Тукурингра) и внедрением вдоль этих разломов огромных досилурийских интрузий депского комплекса (основного и среднего состава). В среднем палеозое к северу и югу от зоны Южно-Тукурингрского разлома происходило накопление среднепалеозойских отложений, резко различающихся между собой как по мощности (1—1,5 *км* в пределах антиклинория и 5—6 *км* в синклинории), так и по составу отложений.

В пределах Тукурингро-Джагдинского антиклинория среднепалеозойские отложения залегают на размытой поверхности дислоцированных рифейских — нижнепалеозойских метаморфизованных породах с резким угловым несогласием. Они представлены конгломерато-песчаниками и сланцами, мощность которых колеблется в пределах первой тысячи метров. Эти

отложения примерно в центральной части Тукурингро-Джагдинского антиклинория образуют небольшую приразломную мульду субширотного простирания, расположенную к югу от Усть-Гилюйского разлома. С севера и юга на значительном протяжении эта мульда ограничена крутопадающими разломами. С зоной Усть-Гилюйского разлома также сопряжена и система более молодых мезозойских наложенных впадин типа грабен-синклиналей, описание которых приведено в разделе «Мезозойские структуры». Вдоль южного крыла мульды также на значительном протяжении наблюдаются сбросы, пересекающие как среднепалеозойские и мезозойские отложения так и древние толщи рифея. Во внутренних частях мульды палеозойские отложения смяты в спокойные широкие складки с углом падения на крыльях не более 25—40°, имеющие брахисинклинальное и брахиантиклинальное строение, местами они также пересечены продольными сбросами обычно небольшой амплитуды. Вдоль южного крыла описанная мульда пересечена гранитоидами аляскитового состава. Размеры этих гранитных массивов невелики, обычно не превышают 10—15 *км*^{2}.

К западу от описанной системы приразломных мульд, в пределах Янканского антиклинория, на значительном протяжении в области дугообразного перегиба складчатых структур с северо-западного (близкого широтному) на северо-восточное наблюдается поднятие древнего ядра антиклинория и внедрение значительно более крупных интрузивов верхнепалеозойских гранитоидов.

Далее на юго-запад по направлению к Восточному Забайкалью непосредственным продолжением Янканского антиклинория является Борщевочный антиклинорий, в пределах которого также с резким угловым несогласием на складчатом основании докембрийских и нижнепалеозойских метаморфических толщ залегают терригенные отложения среднего палеозоя, смятые в относительно пологие складки северо-восточного простирания, прорванные крупными верхнепалеозойскими интрузиями гранитов.

Приаргунский антиклинорий

Приаргунский антиклинорий располагается во внутренней зоне Монголо-Охотской геосинклинальной системы, между крупнейшими синклинориями — Верхне-Амурским и Центральным Восточно-Забайкальским — на севере и северо-западе и синклинорием Большого Хингана на юго-востоке.

Приаргунский антиклинорий имеет северо-восточное простирание, протяженность более 800 *км* при ширине от 100 до 150 *км*. В его центральной части протекает один из крупнейших притоков Амура — р. Аргунь, от которой антиклинорий и получил название Приаргунский. На советской территории эта структура была впервые выделена автором еще в 1948 г., а на китайской его юго-восточная граница была намечена только в 1957 г. (Нагибина, 1959).

Приаргунский антиклинорий сложен преимущественно докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими породами, условия залегания которых описаны выше. От соседних синклинориев (Центрального Восточно-Забайкальского и Большого Хингана) Приаргунский антиклинорий отделен глубинными разломами северо-восточного простирания — Приаргунским и Западно-Хинганским.

Среднепалеозойские (девонские и нижнекаменноугольные) отложения в пределах Приаргунского антиклинория пользуются несколько более широким распространением, чем в краевых антиклинориях Монголо-Охотской геосинклинальной системы (Борщевочном, Янканском и Тукурингро-Джагдинском).

Морфология среднепалеозойских структур в советской части Приаргунья изучалась многими геологами, результаты работ которых частично обобщены

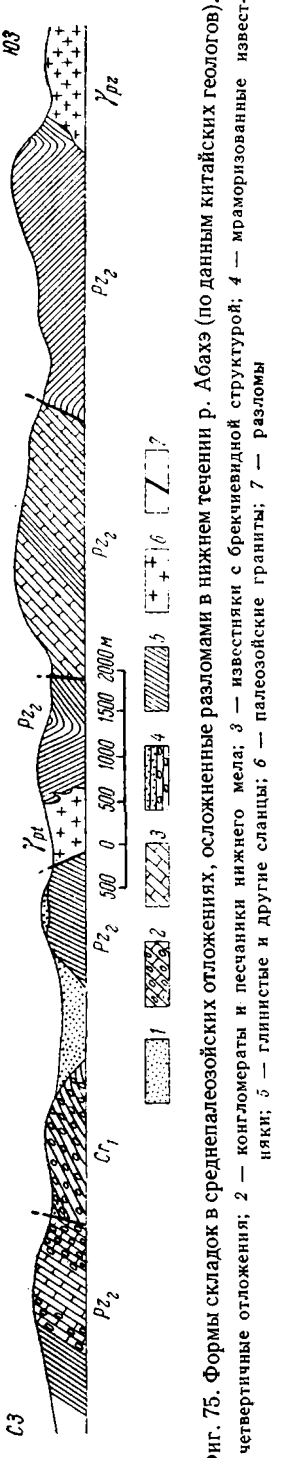
А. А. Смирновым, Г. Б. Митичем и В. Н. Козеренко (1956₁). На китайской территории среднепалеозойские отложения еще только начали изучаться в последние годы китайскими геологами.

Основываясь на этих материалах, можно отметить, что в пределах Приаргунского антиклинория девонские и нижнекаменноугольные отложения залегают с резким угловым несогласием на дислоцированных отложениях докембрия и нижнего палеозоя, включая и силурийские отложения. Они представлены груб обломочными отложениями — аркозовыми песчаниками и конгломератами и карбонатными отложениями, преимущественно органогенными известняками.

В советской части антиклинория среднепалеозойские (девонские и нижнекаменноугольные) отложения выполняют небольшие наложенные синклинальные структуры, располагающиеся в центральной и северо-восточной его частях. Размеры этих структур обычно не превышают 30—50 *км* в длину при ширине 20—25 *км*. Они имеют сильно вытянутую в северо-восточном направлении форму или почти изометричные очертания. Лишь в северо-восточной части антиклинория, в низовьях р. Уров, располагаются синклинальные структуры более сложной формы с простиранием, близким к меридиональному, отклоняющимся до северо-западного.

Эти синклинальные структуры, сложенные среднепалеозойскими отложениями, пространственно приурочены к более крупным синклиналям нижнепалеозойского возраста, также имеющим четкое северо-восточное простирание, и, реже, своими краевыми частями наложены на докембрийские образования. Форма среднепалеозойских синклиналей относительно проста, они образуют широкие синклинальные структуры с углом падения слоев на крыльях, изменяющихся от 30 до 50°. Более крупные синклинальные формы осложнены дополнительной мелкой складчатостью, имеющей брахисинклинальный характер и, пересечены разломами северо-восточного и меридионального направления.

В северо-восточной части Приаргунского антиклинория на междуречье Урова и Урюмкана (нижнее течение) располагается одна из наиболее крупных синклиналей, сложенная карбонатными девонскими отложениями. По данным А. М. Лейтеса и И. И. Вишневской, девон залегает здесь резко несогласно на размытой поверхности докембрийских и нижнепалеозойских отложений, образуя широкую синклиналь близкого к меридиональному простирания, размеры которой достигают 150—200 *км* в длину при ширине 70—100 *км*. Она осложнена более мелкими складками почти изометричной брахисинклинальной формы, разделенными между



Фиг. 75. Формы складок в среднепалеозойских отложениях, осложненные разломами в нижнем течении р. Абахэ (по данным китайских геологов).

1 — четвертичные отложения; *2* — конгломераты и песчаники нижнего мела; *3* — известняки с брекчиевидной структурой; *4* — мраморизованные известняки; *5* — глинистые и другие сланцы; *6* — палеозойские граниты; *7* — разломы

собой узкими антиклинальными гребнями с углом падения до 80°. В северной части эта синклинальная структура разделяется на три небольшие ветви.

В китайской части Приаргунского антиклинория также закартирован ряд небольших синклинальных структур среднепалеозойского возраста, сложенных терригенными и карбонатными отложениями, размеры которых не превышают 50 × 20 *км*, обычно более мелкие. Они также имеют относительно простую синклинальную структуру и пространственно приурочены к бортам или ядрам более крупных и сложнее построенных нижнепалеозойских синклиналей. Несколько таких синклиналей, осложненных разломами, выявлены в северо-восточной части антиклинория, в нижнем течении р. Абахэ (правого притока р. Аргунь; фиг. 75), в долинах Умадахэ и других местах.

Значительно меньше среднепалеозойские отложения распространены в средней и юго-западной части Приаргунского антиклинория.

Описанные среднепалеозойские структуры прорваны крупными массивами гранитоидов, имеющие сложные очертания и форму, вытянутую в северо-восточном направлении, конкордантную по отношению к нижне- и среднепалеозойским структурам. Размеры массивов среднепалеозойских гранитов в пределах Приаргунского антиклинория так велики, что по площади они преобладают над вмещающими осадочными и метаморфическими породами.

Зее-Селемджинская складчатая зона

Зее-Селемджинская зона имеет общее северо-восточное простирание, протягивается от бассейна Норы и Мамына (правых притоков р. Селемджи), пересекая среднее и нижнее течение Зеи и долину Амура выше г. Благовещенска, и прослеживается юго-западнее, пересекая хребты Малый Хинган (китайский) и Ильхури-Алинь почти вкрест их простирания.

Тектоническое строение этой зоны очень сложное и далеко еще не разгаданное. Значительная ее часть на территории Советского Союза скрыта под рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями Зейско-Буреинской синеклизы, а в Китае — под рыхлыми отложениями синеклизы Сунляу.

П. Н. Кропоткин (1953) рассматривает территорию Зее-Селемджинской зоны как часть обширной Зейско-Буреинской плиты, на севере представляющей собой зону каледонской и герцинской складчатости, а на юге включающей часть докембрийского Северо-Маньчжурского массива, охватывающего территорию Малого Хингана (китайского) и Ильхури-Алиня (см. фиг. 164).

Л. И. Красный (1955) в пределах советской территории Зее-Селемджинской зоны выделяет Сухотинскую палеозойскую складчатую зону с «умеренной мощностью и ослабленной складчатостью» и два крупных срединных массива, сложенных докембрийскими образованиями,— Мамынскую зону (небольшой массив) и Туранскую зону (крупный массив). Последние разделены между собой Сухотинской палеозойской зоной и крупными мезозойскими прогибами Амуро-Депской и Огоджа-Селемджинской зон.

Имеющиеся в нашем распоряжении геологические материалы позволяют несколько иначе рассматривать строение Зее-Селемджинской зоны в целом.

Докембрийские и нижнепалеозойские отложения в Зее-Селемджинской зоне, как указано выше, образуют крупные антиклинорные и синклинорные структуры северо-восточного простирания, которые прорваны каледонскими гранитными интрузивами, приуроченными преимущественно к геоантиклинальным зонам.

Протяженные геосинклинальные прогибы (Норско-Сухотинский и Мало-Хинганский) рифейского и кембрийского возраста были наследованы крупнейшими синклинориями силурийского возраста. В юго-восточ-

ной части Зее-Селемджинской зоны, вдоль границы ее с Хингано-Буреинским срединным массивом, располагается один из таких синклинориев, выполненный морскими силурийскими, терригенно-вулканогенными отложениями так называемой норской серии мощностью свыше 4 *км*. О его форме мы можем судить по распространению и условиям залегания отложений норской серии, к сожалению, на значительном протяжении скрытых под покровом рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы. Этот крупный синклинорий образует, по-видимому, две виргации — восточную и западную, из которых восточная проходит вдоль восточной границы Зее-Селемджинской зоны с Хингано-Буреинским срединным массивом параллельно крупному разлому, ограничивающему этот массив с запада. Продолжением восточной ветви Норского синклинория является Мало-Хинганский синклинорий северо-восточного простирания, расположенный на китайской территории к юго-западу от городов Благовещенска и Хейхо, в южной части Малого Хингана (китайского). Западная, главная ветвь синклинория, имеющая также северо-восточное простирание, в основном наследует Норско-Сухотинский геосинклинальный прогиб рифейско-кембрийского возраста и располагается к западу от крупного Селемджино-Благовещенского антиклинория. Эта ветвь (на северо-востоке), носящая название Норского синклинория, протягивается от бассейна Норы и Мамына через среднее течение Зеи к долине Амура, переходит в Сухотинский синклинорий и далее на юго-запад продолжается, пересекая хр. Малый Хинган (китайский) в бассейн р. Ницзюхэ.

Для норской серии силурийских отложений, выполняющих эти крупные геосинклинальные прогибы Зее-Селемджинской зоны, особенно характерно обилие вулканогенного материала кислого и основного состава, тесно переслаивающегося с флишоидными терригенными осадками. Наиболее насыщены продуктами подводных вулканических излияний отложения восточной ветви синклинория, проходящей вдоль границы Зее-Селемджинской зоны и Хингано-Буреинского срединного массива.

Дислоцированные силурийские отложения в пределах Зее-Селемджинской зоны прорваны крупными гранитными интрузиями.

Девонские отложения в пределах Зее-Селемджинской зоны пользуются значительным распространением, но для них характерны сокращенные мощности по сравнению с синклинориями внутренней зоны Монголо-Охотской геосинклинальной системы — Верхне-Амурским и особенно Большого Хингана. Они представлены грубообломочными, местами пестроцветными отложениями с прослоями карбонатных пород и вулканогенных образований основного и кислого состава.

Для Зее-Селемджинской складчатой зоны в целом является характерным наличие резко выраженного углового несогласия между девоном и силуром и отсутствие отложений нижнего карбона и перми.

Девонские отложения в пределах Зее-Селемджинской зоны выполняют небольшие мульды или более протяженные синклинальные структуры, наложенные на складчатые силурийские и докембрийские образования и прорывающие их гранитоиды. В свою очередь, девонские отложения также прорваны гранитными интрузиями. Состав девонских отложений и условия их залегания в Зее-Селемджинской зоне в целом сближают ее с зонами антиклинориев внутренних частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

От Хингано-Буреинского срединного массива Зее-Селемджинская зона отличается наличием в ее пределах мощной норской серии силурийских отложений, отсутствующих в пределах массива. Ниже приведено описание морфологии силурийских и девонских структур Зее-Селемджинской зоны.

Норский синклинорий

Норский синклинорий, впервые выделенный автором в 1951 г., располагается в северо-восточной части Норско-Сухотинского рифейско-кембрийского геосинклинального прогиба. На севере он граничит с выступом докембрийских кристаллических пород и прорывающих их нижнепалеозойских гранитоидов, от которого отделен системой разломов субширотного простирания, сочленяющихся под острым углом с Южно-Тукурингрским разломом. На юге от метаморфических сланцев рифея — кембрия (?) Норский синклинорий также отделен крупными разломами. Вдоль северной зоны разлома в верхнемезозойское время на огромном протяжении произошли излияния вулканических пород, образовавшие пояс протяженностью около 200 *км*.

В строении Норского синклинория принимают участие мощные (более 4 *км*) фаунистически охарактеризованные морские силурийские отложения норской серии эвгеосинклинального типа, в составе которых, наряду с песчано-сланцевыми породами, большую роль играют излившиеся и пирокластические вулканогенные образования основного и кислого состава, несогласно перекрытые преимущественно терригенными девонскими отложениями. Среди силурийских и девонских отложений в пределах синклинория в виде узких клиньев зажаты глубоко метаморфизованные и рассланцованные более древние докембрийские и нижнепалеозойские осадочные и интрузивные породы.

В северной части Норского синклинория, на водоразделе верхнего течения Норы и Мамына, Ф. А. Макаренко (1938) отмечает резко несогласное залегание песчано-сланцевых отложений с фауной верхов ордовика (ландейло, карадок) с горизонтом конгломератов в основании, лежащих на дислоцированных метаморфических породах (слюдяных сланцах и филлитах) докембрия. Соотношение ордовикских и силурийских (норская серия) отложений пока не установлено, однако весьма близкие условия залегания, их состав, степень метаморфизма и возраст (верхи ордовика, по Д. В. Наливкину, или низы силура, по Е. А. Модзалевской) заставляют отнести их к единой серии ордовикско-силурийских отложений, выполняющих Норский синклинорий протягивающийся из бассейна р. Норы в бассейн р. Мамын. Ширина синклинория в долине р. Норы около 30 *км*, по направлению на запад она несколько увеличивается. Простирание синклинория подчинено простиранию описанных выше докембрийских структур Селемджино-Благовещенского антиклинория и меняется от северо-западного в долине р. Норы до северо-восточного в бассейне р. Мамын, образуя пологую дугу, выпуклостью обращенную на север.

В долине р. Норы синклинорий имеет асимметричную структуру. На правобережье этой реки, между устьями рек Клинихи и Смолихи, обнажено его северо-восточное крыло, в пределах которого вулканогенно-осадочные силурийские отложения норской серии смяты в прямые открытые, частью асимметричные складки северо-западного (300—340°) простирания шириной 150—200 *м*. Южнее, ближе к замковой части синклинория, на протяжении около 7 *км* наблюдается моноклинальное падение слоев норской серии на юго-запад под углом от 30 до 60° с преобладанием угла в 40—50° (фиг. 76).

В северной части крыла, где силурийские отложения наиболее интенсивно дислоцированы, наблюдаются асимметричные складки с крутыми падениями слоев на северо-восточных крыльях складок и более пологими, волнистоизогнутыми — на юго-западных. Местами наблюдается запрокидывание складок на северо-восток, в сторону древних метаморфических толщ, ограничивающих Норский синклинорий с севера.

Юго-западное более пологое крыло синклинория, обнажающееся в районе сопки Острой и южнее, имеет моноклинальное падение на северо-восток от 10 до 30° при простирании 290—300°. На фоне общего монокли-

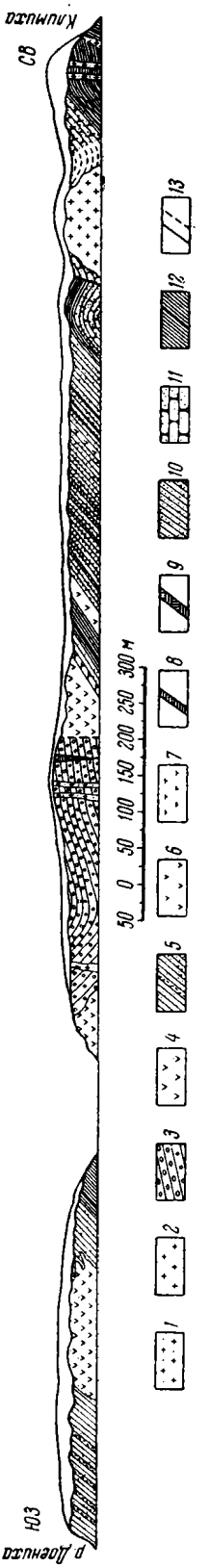
нального падения слоев на северо-восток наблюдается второстепенная пологая складчатость.

Силурийские отложения в пределах Норского синклинория прорваны различной величины интрузиями габбро и габбро-диабазов. Наиболее крупные тела оливинового габбро, до 0,5 *км* в поперечнике, располагаются примерно в осевой части синклинория, к северу от сопки Острой. Авгитовые габбро и габбро-диабазы образуют отдельные крупные, удлиненной формы тела и ряд небольших секущих пластовых тел, пронизывающих силурийские отложения вдоль северо-восточного и юго-западного крыльев синклинория. Пластовые тела, сложенные преимущественно габбро-диабазами, представляют собой апофизы более крупных тел авгитовых габбро мощностью 10—15 *м*.

Смятые в складки и прорванные основными интрузиями силурийские отложения Норского синклинория в долине р. Норы пересечены многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного масштаба и, по-видимому, различного возраста. Ряд мелких ступенчатых взбросов, пересекающих моноклинально падающие и волнисто изогнутые по падению силурийские отложения, можно наблюдать в береговых обрывах сопки Острой, в юго-западном крыле синклинория. Простирание взбросов северо-западное (300°), падение плоскостей смещения на юго-запад под углом 60—80°. Амплитуда перемещения по ним не превышает 4 *м*. Вдоль плоскостей смещения в песчаниках и сланцах наблюдаются зоны дробления мощностью около 0,5 *м*. Вблизи взбросов слои несколько задраны вверх и имеют более крутой (до 30°) угол падения, по мере удаления от взбросов быстро выполаживающийся до 20—15°. Кроме того, вблизи взбросов отложения силура сильно кливажированы в направлении 280—300° с падением трещин кливажа на юго-запад под углом 80°. По трещинам кливажа и вдоль зон раздробления песчаники и сланцы сильно ожелезнены.

Более крупные разломы наблюдаются как в юго-западном, так и в северо-восточном крыле синклинория, причем амплитуда таких разломов не менее нескольких сотен метров.

По направлению на запад строение Норского синклинория усложняется, описанный выше в долине р. Норы крупный геосинклинальный прогиб в бассейне р. Ма-



Фиг. 76. Геологический разрез вдоль северо-восточного крыла Норского синклинория (в долине р. Норы, между устьями рек Клинихи и Дженихи).

1 — кварцевые порфиры (γMz); *2* — граносиенит-порфиры (γMz); *3* — кварцевые конгломераты и песчаники (D); *4* — габбро-диабазы и габбро (S); *5* — зеленовато-серые полосчатые песчаники с прослоями пестрых туфов (S); *6* — диабазовые порфириты и диабазы с миндалекаменной структурой (S); *7* — туфы диабазовых порфиритов (S); *8* — туфоконгломераты и туфопесчаники (S); *9* — желтовато-серые косослоистые песчаники (S); *10* — серые, зеленовато-серые, фиолетово-серые, розоватые аркозовые песчаники, местами с прослоями песчанистых сланцев (S); *11* — зеленовато-серые кварцевые песчаники с кальцит-эпидотовым цементом (S); *12* — темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчанистых сланцев (S); *13* — разломы

мын меняет свое простирание с северо-западного на северо-восточное и разделяется на две синклинальные структуры — северную и южную (несколько меньшую), разграниченные между собой относительно узким поднятием. По направлению на запад также сильно возрастает роль дизъюнктивных дислокаций, особенно крупных разломов.

Северная синклиналь, располагающаяся в верхнем течении р. Мамын близ устья р. Сохатихи, сложена силурийскими отложениями, интенсивно смятыми в мелкие сильно сжатые складки. Ширина северной синклинали меняется от 5 *км* на востоке до 15 *км* на западе. С севера эта синклиналь ограничена упомянутым выше протяженным поясом верхнемеловых вулканогенных пород. Простирание складок в пределах северной синклинали меняется с востока на запад от северо-западного, близкого к широтному до северо-восточного. Падение слоев на крыльях этих складок вертикальное или круто наклоненное на юго-запад (85—90°).

Южная синклиналь, также северо-восточного простирания, сложена силурийскими отложениями, в составе которых преобладают вулканогенные образования кислого и основного состава (диабазовые порфириты, кварцевые порфириты, их туфы и туфопесчаники). Она зажата между двумя крупными зонами разломов северо-восточного простирания и имеет ширину лишь 3 *км*. Силурийские отложения здесь сильно рассланцованы, поставлены на голову и так же, как в восточной части Норского синклинория, прорваны пластовыми интрузиями габбро-диабазов.

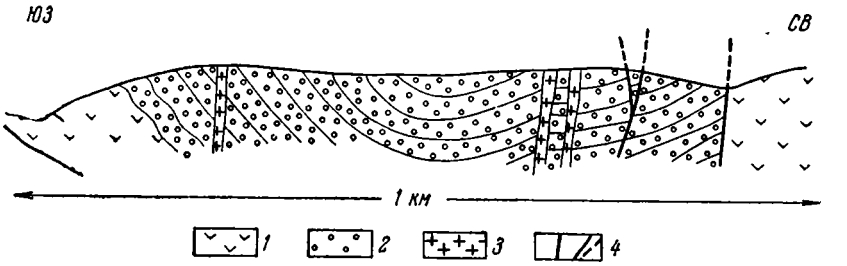
Северная и южная синклинальные структуры разделены узким Инканским антиклинальным поднятием, сложенным древними докембрийскими породами — амфиболитами и амфиболовыми сланцами, прорванными интрузиями диоритов и габбро нижнепалеозойского (досилурийского) возраста. Инканское поднятие имеет четко выраженное северо-восточное простирание, ширина его не превышает 6—7 *км*. С северо-запада и юго-востока оно ограничено крупными разломами сложного строения.

Силурийские и более древние докембрийские отложения в пределах Норского синклинория прорваны крупными гранитными интрузиями, конкордантными по отношению к вмещающим структурам. Наиболее крупный гранитный массив, имеющий форму, сильно вытянутую в северо-западном, близком к широтному направлении, располагается в бассейне р. Норы, протягиваясь от сопки Осетровой в долине р. Норы до правобережья р. Бурундой (левого притока р. Норы) не менее чем на 50—60 *км*. Довольно крупные гранитные тела послесилурийского возраста располагаются также в бассейне р. Мамын вдоль южной границы северной синклинали и Инканского антиклинального поднятия, а также вдоль южной границы южной синклинали с отложениями верхнего докембрия — нижнего палеозоя.

Девонские отложения в пределах Норского синклинория залегают на дислоцированных силурийских отложениях трансгрессивно и несогласно и представлены светлыми грубозернистыми сахаровидными кварцевыми и аркозовыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами, общая мощность которых около 2 *км*.

В восточной части Норского синклинория в бассейне р. Норы девонские отложения образуют три мульды северо-западного простирания. Они имеют асимметричное строение и с одной или двух сторон ограничены разломами (фиг. 67, 77). В пределах этих мульд грубозернистые девонские отложения залегают полого, и лишь местами, вблизи пересекающих их разломов, слои имеют крутое падение или стоят на головах. Самая северная из этих мульд располагается на северо-восточном крыле крупного Норского синклинория на водоразделе правых притоков р. Норы, рек Клинихи и Даенихи, ширина ее не превышает 1—1,5 *км*. Она имеет асимметричное строение с более крутым юго-западным крылом, вдоль которого девонские отложения залегают несогласно на силурийских, и более пологим северо-восточным крылом, резко оборванным крутопадающим сбросом северо-западного (310°)

простирания. Падение слоев на юго-западном крыле мульды под углом 25—30° на северо-восток при простирании 330°, падение слоев на северо-восточном крыле мульды сильно выполаживается от 10° до 0° к центру мульды, и вдоль северо-восточного крыла мульды слои лишь слабо волнисто изогнуты. Плоскость смещения сброса, обрывающего эту мульду на северо-востоке, наклонена на юго-запад под углом 85°. Амплитуда сброса не менее нескольких сотен метров. Силурийские вулканогенные породы и мелкогалечные конгломераты девона вдоль этого сброса сильно раздроблены. Параллельно крупному сбросу северо-западного простирания северо-восточное крыло мульды пересечено небольшими ступенчатыми сбросами того же



Фиг. 77. Девонская мульда, сложенная грубозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами, наложенная на дислоцированные силурийские отложения Норского синклинория. Правый склон долины р. Норы выше устья р. Клинихи.

1 — диабазы и диабазовые порфириты норской серии (S); *2* — девонские аркозовые, сахаровидные песчаники и конгломераты; *3* — жилы мезозойских кварцевых порфиров; *4* — разломы

простирания, смещение вдоль которых не превышет 1 *м*. Отдельные сбросы пересекают также и юго-западное крыло мульды, причем вдоль этих сбросов девонские отложения прорваны дайками кварцевых кератофиров, повидимому, мезозойского возраста.

Близкую структуру имеет вторая мульда, сложенная девонскими отложениями, располагающаяся в районе сопок Острой и Грящинской, несколько южнее главной оси прогиба силурийского Норского синклинория. Северо-восточное крыло этой мульды полого и несогласно залегает на дислоцированных силурийских отложениях сопки Острой.

Примерно в центральной части мульда пересечена сбросом, вдоль которого светлые кварцевые конгломераты, слагающие ее юго-западное крыло, опущены на несколько десятков метров.

Третья мульда, сложенная девонскими отложениями, располагается на юго-западном крыле Норского синклинория и также имеет северо-западное простирание 280—290°. Эта мульда сложена мелкогалечными сахаровидными кварцевыми конгломератами и песчаниками девона, с двух сторон ограниченными разломами. Девонские отложения на крыльях этой мульды поставлены почти на голову (угол падения 60—80°) и пересечены многочисленными чешуйчатыми надвигами и сбросами также северо-западного простирания. Вся толща девонских отложений этой мульды сильно кливажирована, на плоскостях смещения сбросов наблюдаются зеркала скольжения и брекчии. Вдоль мелких сбросов и надвигов зона дробления пород не превышает 0,5 *м*. Вблизи плоскостей надвигов и по трещинам кливажа песчаники и конгломераты сильно ожелезнены и пересечены кварцевыми жилами до 10 *см* мощности.

В западной части Норского синклинория, в бассейне р. Мамын, также резко несогласно на дислоцированном силуре залегают девонские грубообломочные и более тонкозернистые пестроцветные отложения, мощность которых не более 2—2,5 *км*. Эти наложенные мульды девона, размещающиеся

здесь вдоль окраины синклинория, хотя и подчинены общему северо-восточному простиранию силурийских и более древних структур и имеют северо-восточное простирание, но расположены под острым углом к простиранию более древних структур. В северной части синклинория простирание их приближается к широтному.

Мульды, сложенные девонскими отложениями, здесь так же, как и в бассейне р. Норы, имеют асимметричное строение, различны по величине и располагаются как вдоль краевых частей, описанных выше северной и южной силурийских синклиналей, так и в пределах разделяющего их Инканского антиклинального поднятия, сложенного докембрием. Эти мульды имеют вытянутую форму, длина их до 25—30 *км*, ширина не более 3—5 *км*. Одна из них располагается в юго-западной части Инканского поднятия, сложена пестроцветными терригенными девонскими отложениями, залегающими резко несогласно на амфиболитах и кристаллических сланцах докембрия и прорывающих их нижнепалеозойских габбро и диоритах, а также на катаклазированных гранитах. В береговых обнажениях р. Мамын, выше устья р. Инкан, обнажено юго-восточное крыло мульды, в пределах которого зеленые и красные песчаники и алевролиты девона моноклинально падают на северо-запад под углом 30°. Примерно в центральной части моноклиналь пересечена крупным сбросом, вдоль которого девонские отложения сильно раздроблены. Мощность зоны дробления в песчаниках не менее 50 *м*.

Вдоль южной границы Инканского поднятия и южной силурийской синклинали располагается вторая крупная наложенная мульда, выполненная девонскими отложениями, имеющая северо-восточное простирание; длина ее около 30 *км*, ширина от 4 до 6 *км*. С северо-запада и юго-востока она ограничена разломами северо-восточного простирания. Северо-западный разлом представляет собой крупный Мамынский надвиг, по которому древние, сильно развальцованные зеленокаменные породы — габбро и амфиболиты, пронизанные жилами красного гранита, надвинуты на аркозовые песчаники девона. Плоскость надвига волнисто изогнута и падает на северо-запад, в сторону древних толщ, под углом 50°.

На юго-востоке мульды девонские отложения также отделены крупным разломом типа крутопадающего сброса от интенсивно дислоцированных силурийских отложений южной синклинали. Этот крупный сброс сопровождается рядом более мелких параллельных ему ступенчатых сбросов. Девонские отложения, зажатые между этими двумя разломами, имеют простирание 50—60° и моноклинально падают на северо-запад. С юга на север, по направлению к крупному встречному Мамынскому надвигу, угол падения постепенно возрастает от 15 до 25°.

К северу от Инканского антиклинального поднятия, на границе его с крупной северной силурийской синклиналью, также располагаются небольшие наложенные мульды девона, с севера ограниченные разломами. Девонские отложения здесь залегают на биотитовых и биотит-роговообманковых гранитах послесилурийского возраста и в основании содержат их многочисленные почти не окатанные обломки. В долине р. Мамын хорошо обнажено южное крыло одной из мульд северо-западного, близкого к широтному (280—290°) простирания. Падение девонских песчаников и седиментационных брекчий базального горизонта вдоль южного крыла мульды на северо-восток очень крутое, до 65°, но по направлению к центру мульды оно быстро выполаживается. Вдоль северного крыла мульда оборвана крупным сбросом того же субширотного простирания, а на крыльях — девонские отложения пересекаются небольшими сбросами и надвигами.

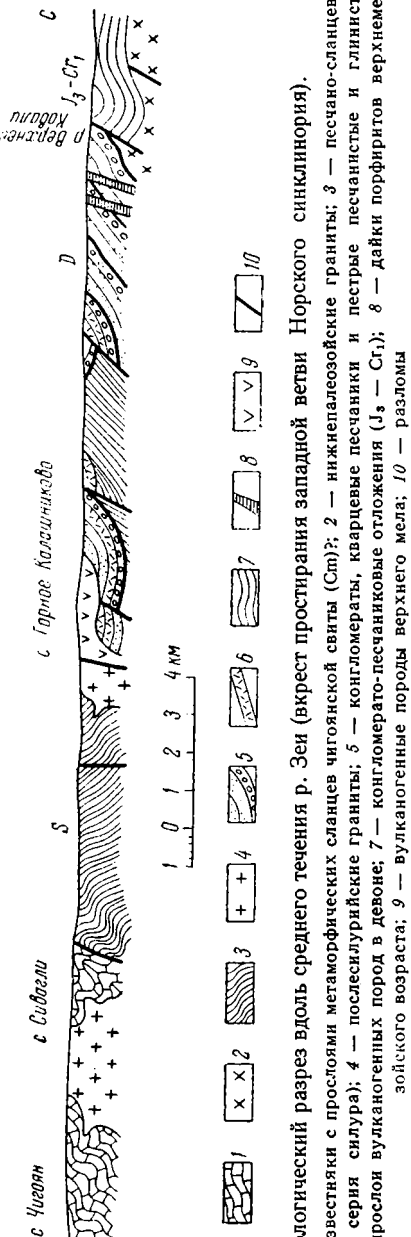
По данным А. З. Лазарева и других исследователей, к югу и к северо-западу от описанного Норского синклинория, в южной части водораздела Норы и Мамына и в бассейнах их правых притоков (р. Джалтулак и др.) располагаются того же типа наложенные мульды, сложенные девонскими отложениями, залегающими резко несогласно на размытой поверхности ме-

таморфических пород докембрия и прорывающих их нижнепалеозойских гранитах. В бассейне р. Джалтулак фаунистически охарактеризованные девонские отложения прорваны гранитами с порфировидной структурой, образующими сравнительно небольшой массив.

Описанные структуры Норского синклинория в юго-восточном направлении погружаются под рыхлые кайнозойские отложения Селемджинской впадины, расположенной вдоль долины р. Селемджи ниже с. Селемджинск. На юго-западе на обширной части водораздела р. Мамын и среднего течения р. Зеи эти структуры также скрыты под покровом третичных отложений и только в долине р. Зеи, выше с. Сивагли, снова выходят на поверхность силурийские отложения норской серии (свыше 4 *км* мощности), представленные переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, почти лишенными вулканогенного материала, столь широко распространенного в составе норской серии в бассейне Норы и Мамына.

Силурийские отложения в долине р. Зеи, так же как и в бассейне Норы и Мамына, располагаются в северной части крупного Норско-Селемджинского геосинклинального прогиба рифея — нижнего палеозоя, сложенного известняками чигоянской свиты (Cm?).

В долине Зеи, выше с. Сивагли, силурийские отложения образуют крупную моноклиналь меридионального простирания, с юго-запада и с северо-востока оборванную разломами северо-восточного простирания. Юго-восточный разлом проходит вдоль контакта между силурийскими отложениями и известняками кембрия (?). В пределах моноклинали силурийские отложения на протяжении 5—6 *км* падают на запад и северо-запад под углом 40—50° и лишь в северной части моноклинали имеют более пологое падение под углом 30—35° в ту же сторону. По падению слои слабо изогнуты и местами пересечены сбросами северо-западного простирания. Местами в прослоях глинистых сланцев и алевролитах, заключенных между более плот-



Фиг. 78. Геологический разрез вдоль среднего течения р. Зеи (вкрест простирания западной ветви Норского синклинория).

1 — серые и белые известняки с прослоями метаморфических сланцев чигоянской свиты (Cm)?; *2* — нижнепалеозойские граниты; *3* — песчано-сланцевые отложения (норская серия силура); *4* — послесилурийские граниты; *5* — конгломераты, кварцевые песчаники и пестрые песчанистые и глинистые сланцы девона; *6* — прослои вулканогенных пород в девоне; *7* — конгломерато-песчаниковые отложения (J_3 — Cr_1); *8* — дайки порфиритов верхнемезойского возраста; *9* — вулканогенные породы верхнего мела; *10* — разломы

ными аркозовыми песчаниками, наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость и плойчатость.

К востоку от этой моноклинали, по данным М. В. Сухина, также прослеживаются силурийские отложения, где они смяты в простые открытые складки с крутым углом падения слоев (60—80°). Более крупные складки на крыльях осложнены мелкой складчатостью и плойчатостью и прорваны гранитами. В долине Зеи эти отложения также прорваны розовыми аляскитовыми гранитами, образующими сравнительно небольшой массив ниже с. Горное Калашниково (фиг. 78).

Большое сходство морфологии силурийских структур в долине Зеи и описанного выше крупного Норского синклинория, а также соотношение их с подстилающими отложениями рифея и нижнего палеозоя позволяют предполагать, что Зейские синклинальные структуры силура являются юго-западным продолжением крупного Норского синклинория общего северо-восточного простирания на севере дугообразно изогнутого согласно с направлением более древних докембрийских структур Селемджино-Благовещенского антиклинория.

Вдоль северного крыла описанного крупного силурийского синклинория в долине р. Зеи, выше с. Горное Калашниково, располагается одна из наиболее крупных наложенных мульд девона. Ширина этой мульды более 10 *км*, видимая длина не менее 25 *км* (северо-восточная ее часть скрыта под покровом рыхлых кайнозойских отложений).

Эта мульда имеет северо-восточное, близкое к широтному простирание. Она сложена светлыми грубозернистыми сахаровидными песчаниками и мелкогалечными конгломератами и гравелитами девона, местами переслаивающимися с вулканогенными отложениями. Вдоль южного крыла мульды девонские отложения залегают несогласно на размытой поверхности дислоцированных отложений силура и в базальных горизонтах содержат многочисленные угловатые обломки и гальки силурийских сланцев и нижнепалеозойских гранитоидов.

На левом берегу Зеи хорошо обнажено северное крыло девонской мульды, представляющее собой широкую моноклиналь, в пределах которой наблюдаются довольно крутые падения на юго-восток (в бортовой части крыла) под углом 50—55° с постепенным выполаживанием до 40 — 35° по направлению к центру мульды. Вдоль северного крыла мульды девонские отложения пересечены небольшими крутопадающими и слабо наклоненными на юг сбросами, по которым местами проникли маломощные дайки диабазов. На северо-западе это крыло оборвано крупным разломом северо-восточного простирания, который отделяет девонскую мульду от восточной части мезозойского Амуро-Зейского прогиба. На юге девонская мульда также ограничена разломом субширотного простирания, вдоль которого в верхнем мезозое произошли мощные излияния лав основного и среднего состава. По направлению на юго-запад описанная юго-западная часть крупного Норского синклинория погружается под покров рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы.

Сухотинский синклинорий

Сухотинский синклинорий впервые выделен автором в 1951 г. в долине Амура, непосредственно к северо-западу от юго-западной части Селемджино-Благовещенского антиклинория, сложенного докембрийскими метаморфическими сланцами. Главная часть этого синклинория располагается на китайской территории. Сухотинский синклинорий имеет северо-восточное простирание, от Селемджино Благовещенского антиклинория он отделен разломом, вдоль которого в верхнемезозойское время произошли мощные вулканические излияния. Широкая полоса верхнемезозойских вулканических пород ограничивает Сухотинский синклинорий с севера.

Синклинорий сложен вулканогенно-осадочными отложениями (аналог норской серии) силурийского (?) возраста и девонскими породами. Сухотинский синклинорий почти на всем протяжении (более 100 *км*) располагается в пределах крупного описанного выше Норско-Сухотинского геосинклинального прогиба рифейско-нижнепалеозойского возраста. От левобережья Амура Сухотинский синклинорий, пересекая хр. Малый Хинган (китайский), протягивается до с. Хантачи. Ширина синклинория в долине Амура около 30 *км*, в окрестностях с. Хантачи достигает 35 *км*. О внутреннем строении синклинория удается судить при изучении отдельных разобщенных береговых обнажений в долине Амура и его притоков на советской и китайской территории. Силурийские отложения смяты в прямые открытые складки северо-восточного простирания с довольно крутым (45 — 75°) углом падения слоев на их крыльях. Вдоль краевых частей синклинория складчатые силурийские отложения прорваны гранитными интрузиями, образующими несколько крупных массивов, имеющих форму, сильно вытянутую в северо-восточном направлении, конкордантную по отношению к вмещающим складчатым структурам.

Складчатые структуры синклинория пересечены многочисленными разломами продольного северо-восточного и поперечного северо-западного простирания; один из них, имеющий северо-западное простирание, приурочен к долине Амура близ с. Сухотино. Вдоль этого разлома наблюдается значительное смещение силурийских отложений по направлению к северо-западу и местный изгиб в простирании — от господствующего северо-восточного до северо-западного вблизи разлома.

Возможным продолжением Сухотинского синклинория на юго-запад являются выходы силурийских вулканогенно-осадочных отложений, распространенных на юго-восточном склоне Люотунского антиклинория в низовьях р. Ганьхэ. Силурийские отложения здесь залегают несогласно на гнейсах и кристаллических сланцах, инъецированных гранито-гнейсами протерозоя, и прорывающих их каледонских гранитоидах и представлены толщей кварцевых песчаников и рассланцованных кислых эффузивов с конгломератами в основании. Они интенсивно дислоцированы в складки северо-восточного простирания (20—80°) с крутыми падениями слоев на юго-восток и северо-запад под углом 60—65°. Складчатые силурийские отложения здесь прорваны крупными гранитными интрузиями и пересечены разломами северо-западного простирания (290—330°). Вдоль этих разломов силурийские отложения сильно рассланцованы в том же северо-западном направлении.

На дислоцированных силурийских отложениях в пределах крупного Сухотинского синклинория, так же как и в Норском синклинории, несогласно залегают фаунистически охарактеризованные девонские отложения, в составе которых, наряду с песчано-сланцевыми отложениями существенную роль играют и вулканогенные образования основного и кислого состава (диабазы, диабазовые порфириты, их туфы и вулканические брекчии, а также туффиты и туфы кислого состава) с подчиненными прослоями известняков.

На левобережье Амура, в долине р. Гуран, отложения с морской фауной верхнего девона были выделены в 1958 г. Г. П. Смирновой, а также Г. Р. Шишкиной. Девонские отложения, по нашим наблюдениям, слагают здесь довольно крупную синклинальную структуру, наложенную на северо-западное крыло Сухотинского синклинория. На севере эта синклиналь ограничена крупным северо-восточным разломом, вдоль которого в верхнем мезозое произошли мощные вулканические излияния андезитов и базальтов.

В долине р. Гуран обнажено северо-западное крыло этой синклинали, сложенное пестроцветными девонскими отложениями, образующими крупную моноклиналь северо-западного, близкого к меридиональному простирания, пересеченную круто падающими разломами. Девонские отложения

сильно рассланцованы, катаклазированы, а также окварцованы и серицитизированы. Контакт с силурийскими отложениями не установлен.

В китайской части Сухотинского синклинория, на юго-западном склоне хр. Малый Хинган, фаунистически охарактеризованные нижне- и среднедевонские отложения залегают несогласно на дислоцированных силурийских отложениях. В бассейне р. Ницзюхэ, близ Хантачи, они образуют ряд небольших синклинальных структур северо-восточного простирания, расположенных вдоль юго-восточного края Сухотинского синклинория и в его центральной части. Размеры этих наложенных синклиналей или мульд невелики — от 3 до 7 *км* в ширину и от 15 до 35 *км* в длину.

Одна из таких синклиналей, изученная в 1957 г. китайскими геологами (в окрестностях с. Хантачи), сложена морскими девонскими отложениями (Нагибина и др., 1958), в составе которых существенную роль играют вулканогенные породы (диабазы, диабазовые порфириты и их туфы), переслаивающиеся с песчаниками и амфиболитами (особенно в нижней части разреза). Мощность девонских отложений около 2—2,5 *км*.

В пределах Хантачинской синклинали девонские отложения смяты в широкие складки северо-восточного простирания, амплитуда которых не превышает 2—3 *км*. На крыльях этих складок на протяжении около 1—1,5 *км* видно моноклинальное падение слоев под углом 40—50°. Местами моноклинальное падение пород осложнено волнистыми изгибами с углом наклона слоев 10—15° или более пологим. Ширина таких мелких складок от 100 до 250 *м*. На горе Ванколу, близ с. Хантачи, такого же типа пологая мелкая складчатость наблюдается в замковой части небольшой антиклинали, разделяющей две широкие синклинальные складки. Описанные девонские складки пересечены сбросами и небольшими надвигами — северо-восточного, меридионального и реже, северо-западного направления.

Мало-Хинганский синклинорий

Мало-Хинганский синклинорий расположен к юго-западу от г. Благовещенска, вдоль границы крупного Хингано-Буреинского срединного массива и Селемджино-Благовещенского антиклинория. Синклинорий имеет северо-восточное простирание пересекает современный хребет Малый Хинган (китайский) почти вкрест его простирания и сложен мощной толщей силурийских вулканогенно-осадочных пород эвгеосинклинального типа (аналог норской серии).

Силурийские отложения к юго-западу от Селемджино-Благовещенского антиклинория протягиваются в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания, разобщенной крупными гранитными интрузиями, прорывающими эти отложения. Размеры Мало-Хинганского синклинория могут быть определены лишь приблизительно — ширина его в северо-восточной части не менее 30—35 *км*, протяженность (в пределах закартированной части) около 80 *км*. Силурийские отложения в пределах синклинория смяты в крутые складки преимущественно северо-восточного простирания с отклонением до меридионального. Местами силурийские вулканогенно-осадочные отложения интенсивно рассланцованы.

Вдоль юго-восточного края синклинория силурийские отложения были прорваны небольшими интрузиями ультраосновных и основных пород, а затем, как указано выше,— биотит-роговообманковыми гранитами, образующими массивы огромного размера с крупными апофизами северо-восточного простирания, глубоко проникающими в толщу силурийских пород. На севере Мало-Хинганский синклинорий погружается под покров рыхлых мезо-кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы, и, вероятно, протягиваясь на северо-восток, вдоль западного края Хингано-Буреинского срединного массива, в бассейне р. Селемджи, сливается с описанным выше Норским синклинорием, образуя его крупную восточную ветвь. Некоторым

косвенным доказательством такого предположения является наличие глубоких мезозойских прогибов, установленных геофизическими данными и бурением под покровом рыхлых отложений Зейско-Буреинской синеклизы. Обычно крупные мезозойские прогибы наложены на палеозойские синклинории. На юго-западе синклинорий погружается также под покров рыхлых мезокайнозойских отложений синеклизы Сунляу.

В юго-западной части Мало-Хинганского синклинория, в окрестностях с. Шичжан, гор Шиэливан и Чисиньбегоу, расположенных вдоль тракта Сахалян-Нуньцзян, находится довольно крупная наложенная мульда северо-восточного простирания, выполненная фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего и среднего девона, представленными переслаивающимися между собой песчаниками и сланцами с прослоями туфов кислого состава и покровов диабазов и диабазовых порфиритов (Нагибина, 1958). Девонские отложения залегают здесь несогласно на дислоцированном силуре и содержат гальку рассланцованных силурийских эффузивов. Ширина девонской мульды 7—8 *км*, длина ее в пределах изученной части более 15 *км*. Вдоль юго-восточного края мульды на горе Шичжан девонские отложения моноклинально падают на северо-северо-запад под углом 50—60°. По направлению к центральной части мульды в окрестностях горы Чисиньбегоу угол падения слоев постепенно выполаживается до 20°. Строение северо-западного крыла девонской мульды из-за плохой обнаженности наблюдать не удалось. На значительном протяжении здесь девонские отложения несогласно перекрыты грубообломочными лагунно-пресноводными отложениями перми.

Обрывки подобной же структуры девонских отложений можно наблюдать вдоль юго-восточного края Мало-Хинганского синклинория в окрестностях с. Эрчжань. Здесь моноклинально падающие девонские отложения прорваны крупным Эрчжанским массивом плагиогранитов, образующим в зоне контакта с девонскими отложениями многочисленные мелкие апофизы.

Силурийские и девонские отложения в пределах Мало-Хинганского синклинория пересечены разломами северо-восточного простирания, вдоль которых проникли небольшие штоки гранит-порфиров, а также более крупные (до 7—8 *км*) массивы порфировидных гранитов более молодого, мезозойского возраста.

К северо-западу от описанного крупного Мало-Хинганского синклинория, вдоль юго-юго-восточного края Селемджино-Благовещенского антиклинория, сложенного гнейсами и гранито-гнейсами протерозоя, китайскими геологами выявлена узкая полоса песчано-сланцевых отложений среднепалеозойского — допермского возраста, имеющая северо-восточное субширотное простирание. Ширина этой полосы от 8 до 15 *км*, а длина около 50 *км*. Среднепалеозойские отложения здесь смяты в открытые линейные складки северо-восточного, близкого к широтному простирания и прорваны гранитоидами. Гранитный массив, прорывающий эти отложения в северо-восточной части, сливается с описанным выше палеозойским гранитным массивом, прорывающим силурийские отложения в пределах Мало-Хинганского синклинория. Возможно, что описанные палеозойские отложения следует также рассматривать как краевую часть крупного Мало-Хинганского палеозойского синклинория, но отсутствие геологических данных для юго-западной территории, разделяющей данные структуры, не позволяет это утверждать окончательно.

Удско-Шантарский синклинорий

Удско-Шантарский синклинорий располагается на крайнем северо-востоке Монголо-Охотской геосинклинальной системы, в Западном Приохотье. Он имеет северо-восточное простирание и протягивается от бассейна верхнего течения р. Уды до Шантарских островов. По данным Л. И. Красного

(1960), Удско-Шантарский синклинорий сложен мощной серией отложений геосинклинального типа преимущественно девонского возраста, представленных мощной серией флишоидных отложений, переслаивающихся с продуктами подводных вулканических излияний основного и кислого состава, а также яшмами и кремнистыми сланцами, среди которых заключены различной мощности прослои карбонатных пород. Значительно меньшую роль в строении синклинория играют силурийские и нижнекаменноугольные (?) отложения, также представленные формациями геосинклинального типа.

Удско-Шантарский синклинорий имеет протяженность около 500 *км* и представляет собой глубокий прогиб, в пределах которого мощность среднепалеозойских отложений достигает свыше 8 *км*.

Этот синклинорий заложился на разнородном протерозойском и рифейском основании. Северная часть синклинория на всем своем протяжении заложилась на древнем гнейсовом основании протерозоид Станового хребта, а южная — на складчатом основании метаморфических сланцев рифея и нижнего кембрия.

Силурийские отложения с базальным конгломератом в основании выходят в виде узкой полосы вдоль северо-западного края Удско-Шантарского синклинория в самой северной его части, на побережье Охотского моря. Главная часть синклинория сложена девонскими отложениями, представленными всеми тремя отделами. По данным Л. И. Красного (1958_2, 1960), девонские отложения вдоль северо-восточного края синклинория залегают на метаморфических сланцах рифея и местами отделены от них крупными тектоническими разломами; девонские отложения в центральной части синклинория наиболее интенсивно дислоцированы, смяты в узкие линейные складки северо-восточного простирания и местами сильно сжаты и пересечены многочисленными разломами. В верхнем течении рек Галлам и Гербикан наблюдаются узкие сильнопережатые складки с падением на крыльях под углом 75—90°. Угол падения менее 50° здесь не наблюдается. Частично (по р. Ир) складки запрокинуты на северо-запад или имеют веерообразную форму. Особенно сложная мелкая складчатость наблюдается в пачках кремнистых сланцев.

Складки здесь пересечены многочисленными продольными надвигами северо-восточного простирания, вдоль которых наблюдаются зоны рассланцевания и милонитизации, а также поперечными сбросами. Вдоль северо-западной и центральной части Удско-Шантарского синклинория девонские отложения на значительном протяжении скрыты под терригенными мезозойскими отложениями наложенных мезозойских прогибов (Удского и Томского) и недоступны изучению. Вдоль юго-восточной окраины Удско-Шантарского синклинория от верхнего течения р. Тором до западного побережья Тугурского залива, по данным В. А. Ярмолюка, Л. И. Красного (1960) и других, девонские отложения также смяты в крутые линейные складки, на крыльях осложненные мелкими дополнительными складками с углом падения до 90°. Они пересечены многочисленными сбросами и надвигами. В северо-восточной части синклинория на Шантарских островах среднепалеозойские (девонские) отложения, по данным Л. И. Красного, дислоцированы в более простые открытые складки восток-северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях под углом 40—50°, шарниры которых постепенно погружаются на юго-запад. Местами на крыльях крупных складок развиваются более мелкие складки и продольные надвиги. Некоторые из них (Центральная антиклиналь) имеют асимметричное строение с более крутым падением слоев на северных крыльях и более пологим — на южных. В отдельных участках в девонских отложениях здесь наблюдается более интенсивная мелкая складчатость, имеются лежачие складки, запрокинутые на северо-запад. Особенно интенсивная мелкая складчатость отмечается на мысе Радужном в кремнистых сланцах и вулканогенных породах верхнего девона. Складки в девонских отложениях на Шантарских остро-

вах пересечены многочисленными надвигами, сопровождающимися брекчиями трения, плоскости смещения вдоль этих надвигов наклонены на северо-запад под углом 35—40°.

Примерно в центральной части Удско-Шантарского синклинория выходят терригенные флишоидные отложения, условно отнесенные к нижнему карбону. Они дислоцированы в том же плане, что и девонские отложения.

На Шантарских островах в центральной части синклинория складчатые девонские отложения прорваны ультраосновными и основными породами так называемого шантарского интрузивного комплекса (габбро-перидотитов, горнблендитов, габбро и норитов). Гранитные интрузивы палеозойского возраста в пределах синклинория отсутствуют. Небольшие массивы палеозойских гранитов приурочены к зоне сочленения Удско-Шантарского синклинория и Тукурингро-Джагдинского антиклинория или располагаются в краевой части протерозоид Станового хребта.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Описанные крупные тектонические формы — протяженные на сотни километров антиклинории и синклинории Верхнего Приамурья и Северного Дунбея — в своем развитии тесно связаны и хорошо сочетаются с аналогичными крупными структурами западной и восточной частей Монголо-Охотской складчатой системы.

Почти на всем протяжении Монголо-Охотской складчатой системы — от бассейна р. Чикой на западе до верхнего течения р. Зеи на востоке — вдоль северной границы герцинид протягивается система относительно узких краевых антиклинориев, сложенных преимущественно докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими толщами, на которых с резким угловым несогласием залегают среднепалеозойские отложения преимущественно терригенного грубообломочного состава. Общая протяженность громадной дуги краевых антиклинориев, включающей с запада на восток Борщевочный, Янканский и Тукурингро-Джагдинский антиклинории, составляет около 1500 *км* при ширине от 30 до 70 *км*. С запада к этой системе краевых антиклинориев кулисообразно причленяется того же типа краевая структура Причикойского антиклинория северо-восточного простирания, длина которого около 600 *км*, ширина от 20 до 60 *км*.

Эта протяженная система краевых антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы почти на всем своем протяжении, от области байкалид и каледонид на западе до области протерозоид Станового хребта на востоке, ограничена с севера системой крупных северо-восточных разломов глубинного типа, время заложения которых может быть отнесено к верхнему докембрию и нижнему палеозою на северо-востоке и нижнему палеозою на юго-западе. С юга краевые антиклинории также на значительном протяжении ограничены крупнейшими разломами — Южно-Тукурингрским, Южно-Янканским и Южно-Борщевочным. Они имеют длительную историю развития, по крайней мере с нижнего палеозоя, а для Южно-Тукурингрского разлома, возможно, и более древнее заложение.

Южнее зоны краевых антиклинориев на всем протяжении Монголо-Охотской геосинклинальной системы в среднем палеозое прослеживается полоса крупнейших синклинориев—Даурского, Центрального-Восточно-Забайкальского, Верхне-Амурского и Ниланского, сменяющих друг друга по простиранию. Простирание полосы синклинориев на западе северо-восточное, на востоке, в области Верхнего Приамурья, сменяется на субширотное и северо-западное, повторяя пологий дугообразный изгиб зоны краевых антиклинориев. Общая протяженность полосы синклинориев только в пределах Советского Союза превышает 2000 *км*. Эта полоса синклинориев, относительно узкая на востоке — от 25 до 70 *км* (Верхне-Амурский синкли-

норий), сильно расширяется на юго-запад, достигая на юго-западе Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и в Даурском синклинории ширины 250—270 *км*. Кроме того, по простиранию этих крупнейших синклинориев наблюдаются пережимы, которые совпадают с поднятием шарниров складчатых структур и значительным сокращением мощности геосинклинальных отложений. Такие поднятия внутри синклинориев имеют место в зоне сочленения Верхне-Амурского и Центрального Восточно-Забайкальского синклинориев в нижнем течении междуречья Шилки и Аргуни, а также в Даурском синклинории. Участки воздымания главной оси геосинклинальных прогибов сменяются глубокими погружениями. Такие погружения имеют место на юго-западе Центрального Восточно-Забайкальского синклинория в области «Агинского поля».

Южнее располагается вторая не менее крупная система палеозойских синклинориев северо-восточного простирания. К ней относится синклинорий Большого Хингана, юго-западным продолжением которого является обширный Восточно-Монгольский синклинорий, описанный А. Х. Ивановым (Васильев и др., 1959).

Северная и южная зоны синклинориев разделены крупным Приаргунским антиклинорием, юго-западным продолжением которого является Эрендабанский антиклинорий, также выделенный А. Х. Ивановым на северо-востоке Монголии.

Вдоль границ этих крупнейших структурных элементов на значительном протяжении устаналиваются глубинные, длительно развивающиеся разломы — Приаргунский, Западно- и Восточно-Хинганский и др.

Обе зоны среднепалеозойских синклинориев, составляющие внутреннюю часть Монголо-Охотской геосинклинальной системы, развивались унаследованно от крупных геосинклинальных прогибов рифейско-нижнепалеозойского возраста.

Различия формационного состава отложений рассматриваемых геосинклинальных и геоантиклинальных зон Монголо-Охотской системы устанавливаются с нижнего палеозоя и особенно ярко выявляются в силуре, девоне и нижнем карбоне.

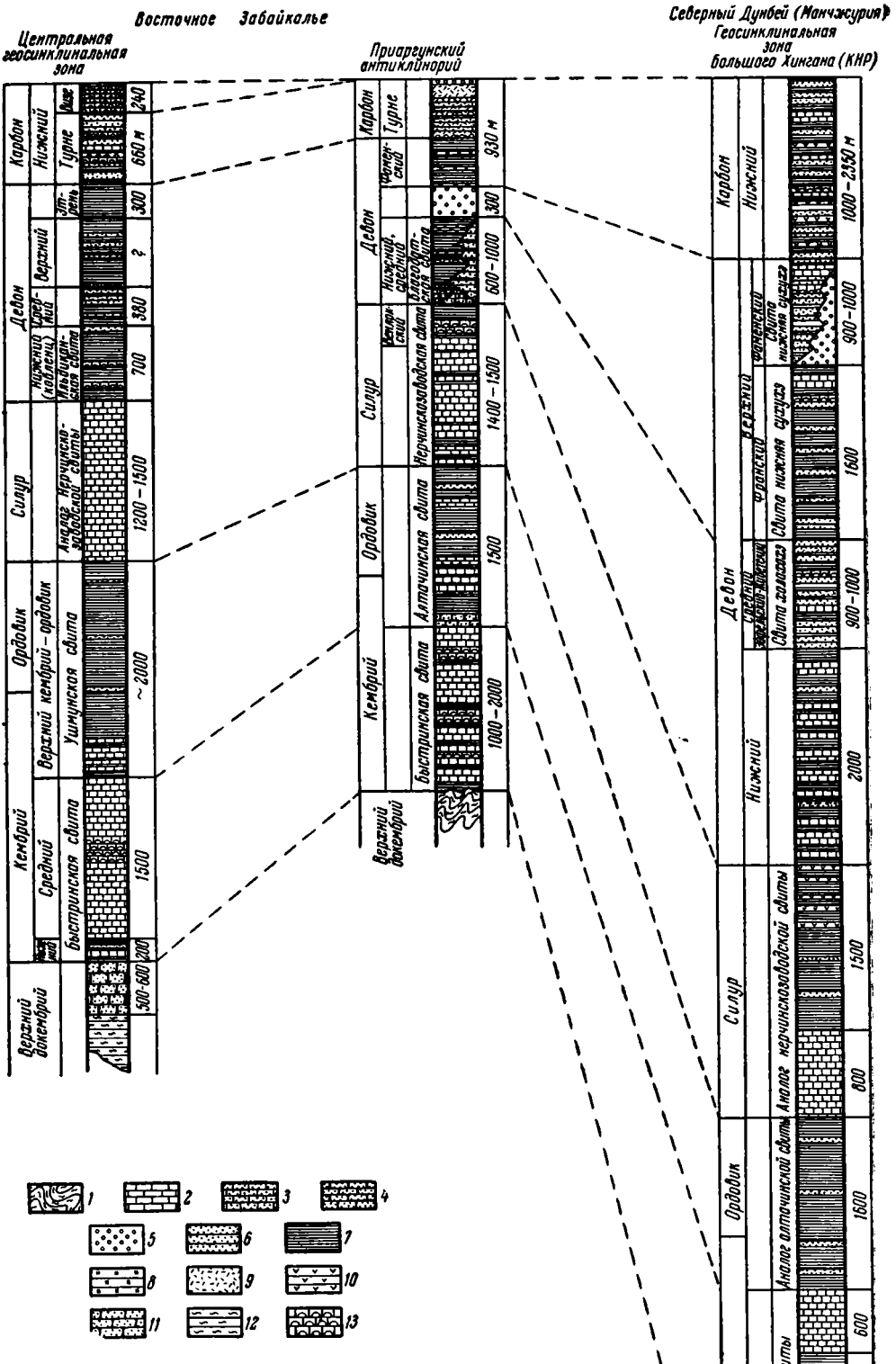
В среднепалеозойских отложениях четко выделяются два типа формационных разрезов.

Первый тип разреза характеризуется мощной серией морских терригенных песчано-глинистых осадков, переслаивающихся с кремнистыми сланцами, яшмовидными породами, продуктами подводных вулканических излияний основного и кислого состава и карбонатными породами (рифогенными и хемогенными известняками). Распределение вулканогенных и карбонатных пород среди терригенных осадков весьма неравномерное. Роль вулканогенных пород основного состава — спилитов, диабазов и диабазовых порфиритов и кислого состава — кварцевых порфиров, кератофиров и их туфов, обычно имеющих подчиненное значение в отложениях, сильно возрастает в наиболее прогнутых частях синклинориев. Количество карбонатных пород, также обычно занимающих значительное место в отложениях этого типа, несколько возрастает в наиболее поднятых участках синклинориев.

Второй тип разреза среднепалеозойских отложений более изменчив и характеризуется преимущественно относительно грубообломочными морскими терригенными отложениями — конгломератами, кварцитами, кварцитовидными и аркозовыми песчаниками, местами переслаивающимися с органогенными известняками и вулканогенными породами. Последние обычно имеют локальное распространение только в пределах Зее-Селемджинской зоны (в хр. Ильхури-Алинь).

Первый формационный тип разреза является характерным для синклинориев, второй — для антиклинориев (фиг. 79).

В пределах синклинориев внутренних частей Монголо-Охотской систе-



Фиг. 79. Сопоставление разрезов геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий.

1 — кристаллические сланцы и гнейсы докембрия; *2* — известняки; *3* — песчанистые известняки; *4* — кварциты; *5* — конгломераты; *6* — песчаники; *7* — глинистые сланцы и алевролиты; *8* — кремнистые породы; *9* — кислые эффузивы и пепловые туфы; *10* — основные эффузивы и их туфы; *11* — кварциты докембрия с прослоями хлорит-серицитовых сланцев и известняков; *12* — силлиманитовые и другие сланцы; *13* — фауна

мы среднепалеозойские отложения, от силура до нижнего карбона включительно, образуют непрерывный мощный разрез без каких-либо существенных следов несогласия (см. фиг. 9). Суммарная мощность этих отложений колеблется от 8—9 *км* в наиболее прогнутых частях до 5—6 *км* в наиболее поднятых и окраинных частях синклинориев. В Центральном Восточно-Забайкальском синклинории силурийские отложения в Газимурском районе согласно залегают на нижнепалеозойских отложениях ордовика (ушмунская свита), согласно подстилаемых кембрийскими отложениями быстринской свиты. Такое же соотношение нижне- и среднепалеозойских отложений наблюдается и в наиболее прогнутой части Центрального синклинория, в пределах «Агинского поля», где общая мощность нижне- и среднепалеозойских отложений составляет более 12 *км* и в синклинории Большого Хингана, где общая мощность тех же отложений составляет 13 *км*.

Для среднепалеозойских отложений антиклинориев внутренней части Монголо-Охотской геосинклинальной системы характерны неполные разрезы, наличие угловых несогласий между силурийскими и девонскими отложениями, а также местами в более верхних частях разреза между средним и верхним девоном и в нижнем карбоне. Мощность среднепалеозойских отложений в антиклинориях колеблется от 1,5 до 3 *км*.

В пределах синклинориев внутренней части Монголо-Охотской системы среднепалеозойские отложения смяты в открытые, местами асимметричные и запрокинутые складки, которые по простиранию испытывают отклонения от общего северо-восточного плана крупных палеозойских структур. Такие коленообразные завороты палеозойских складок наблюдаются в пределах агинской части Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и в Верхне-Амурском синклинории. Кроме того, по простиранию этих синклинориев наблюдаются крупные ундуляции главной оси прогиба, отчетливо выявляющиеся не только на основании сокращения мощностей геосинклинальной формации, как это было отмечено выше, но также и на основании погружения шарниров складок (верховье Амура и другие участки).

Среднепалеозойские отложения (девонские и нижнекаменноугольные) в пределах Приаргунского антиклинория образуют относительно простые синклинальные складки, наложенные на более интенсивно дислоцированные докембрийские, нижнепалеозойские и силурийские отложения. Близкого типа структуры среднего палеозоя наблюдаются в пределах краевых антиклинориев — Тукурингро-Джагдинского и Борщевочного, с той разницей, что в системе краевых антиклинориев среднепалеозойские отложения играют ничтожную роль и представлены более грубообломочными отложениями, почти лишенными прослоев карбонатных пород.

Среднепалеозойские структуры Зее-Селемджинской складчатой зоны, расположенной в юго-восточной краевой части Монголо-Охотской геосинклинальной системы, имеют более короткий период развития, до девона включительно. Нижнекаменноугольные отложения в Зее-Селемджинской зоне отсутствуют, а пермские известны лишь на крайнем юго-западе, где они представлены маломощными пресноводно-лагунными фациями.

Для Зее-Селемджинской зоны характерно наличие глубоких эвгеосинклинальных прогибов силурийского возраста, которые в своем развитии наследовали простирание и форму геосинклинальных прогибов рифея нижнего палеозоя. В пределах Зее-Селемджинской зоны располагаются два крупных синклинория — Норско-Сухотинский и Мало-Хинганский, имеющие северо-восточное простирание. Они представляют собой сравнительно узкие троги, протяженность каждого из которых около 500 *км* при ширине 30—35 *км*. На северо-востоке Зее-Селемджинской зоны, в бассейне рек Селемджи и Норы, обе синклинорные зоны, разделенные Селемджино-Благовещенским антиклинорием, сливаются вместе. В составе силурийских отложений, выполняющих эти синклинории, существенную роль играют подводные вулканические излияния основного и кислого состава, особен-

но широко распространенные в восточной области Норского и Мало-Хинганского синклинориев, которые расположены вдоль крупного разлома, установленного по геофизическим данным под чехлом кайнозойских отложений и отделяющего Зее-Селемджинскую складчатую зону от Хингано-уреинского срединного массива. Этот разлом служил в течение длительного времени зоной проницаемости для магматического материала.

Силурийские отложения в пределах упомянутых выше синклинориев смяты в крупные линейные складки, местами сжатые, асимметричные и осложненные многочисленными разломами.

Для Зее-Селемджинской зоны вообще характерно широкое развитие разломов, особенно в ее северо-восточной части.

Девонские отложения в пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны пользуются значительным распространением, но в отличие от описанных выше крупных синклинориев внутренней зоны Монголо-Охотской системы (Верхне-Амурского, Центрального Восточно-Забайкальского и Большого Хингана) залегают резко несогласно на силурийских отложениях и представлены формациями, по своему составу близкими к формациям геоантиклинального типа (аналогичными составу девонских отложений Приаргунского и других антиклинориев). Местами в девонских отложениях, например в окрестностях пос. Хантачи (Малый Хинган китайский) и в среднем течении р. Зеи, содержится большое количество вулканогенных пород основного и кислого состава (преимущественно пирокластических), что несколько отличает их от терригенно-карбонатных толщ девона внутренних антиклинорных зон Монголо-Охотской системы.

Грубообломочные, местами пестроцветные терригенные и карбонатные девонские отложения в Зее-Селемджинской зоне образуют систему наложенных мульд, обычно пространственно приуроченных к сравнительно узким зонам описанных силурийских синклинориев и, реже, наложенных на более древнее основание в пределах антиклинориев.

Девонские мульды в восточной части Зее-Селемджинской зоны имеют асимметричное строение и с одной или двух сторон ограничены разломами. Обычно пологое залегание девонских отложений в центральных частях таких мульд, на их крыльях или вблизи пересекающих их разломов приобретает крутое падение.

В юго-западной части Зее-Селемджинской зоны в долине Амура и китайском Малом Хингане девонские отложения слагают синклинальные структуры, имеющие несколько более сложную форму.

Третий тип развития имеют среднепалеозойские структуры крайней восточной части Монголо-Охотской геосинклинальной системы. К этой генетической группе структур следует отнести Удско-Шантарский синклинорий, располагающийся в Западном Приохотье. Этот синклинорий не имеет унаследованного развития от более древних геосинклинальных прогибов нижнепалеозойского времени, как это характерно для среднепалеозойских синклинориев внутренней и окраинной зон Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Удско-Шантарский синклинорий в отличие от них заложился в силуре и в девоне на разнородном жестком основании юго-восточного края Сибирской платформы (протерозоид Станового хребта) и дислоцированных рифейско-нижнекембрийских отложениях северо-восточной части Монголо-Охотской складчатой системы.

Для этого синклинория характерно наличие мощных отложений девонского возраста (около 6 *км*), которые составляют главную часть разреза выполняющих его палеозойских отложений. Силурийские и девонские отложения Удско-Шантарского синклинория по мощностям и составу терригенных формаций близки к отложениям того же возраста, выполняющих синклинории западных частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы, но отличаются от них обилием подводных вулканических излияний основного и кислого состава, приуроченных к отдельным локальным зонам.

Дислокации среднепалеозойских отложений Удско-Шантарского синклинория отличаются наибольшей сложностью. Они смяты в узкие линейные складки, часто пережатые, местами асимметричные и запрокинутые на северо-запад в сторону юго-восточного края Сибирской платформы.

Проявление палеозойского интрузивного магматизма в пределах Удско-Шантарского синклинория незначительное.

Для среднепалеозойского (герцинского) этапа развития структур Центральной и юго-западной частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы характерным является обилие продуктов интрузивной магматической деятельности, распределение которых в общем плане тектонических форм неравномерное.

Ранний этап проявления интрузивной деятельности основного состава в среднем палеозое совпадает с началом роста складчатых структур (антиклиналей и синклиналей) внутри синклинориев Монголо-Охотской системы. Интрузии основного состава (габбро-перидотиты, габбро и габбро-диабазы) образуют сравнительно небольшие пластовые тела, силлы (до 0,5 *км* в поперечнике) и, реже, секущие дайки и штоки, приуроченные к центральным частям и крыльям синклиналей или краевым частям антиклиналей.

Основные интрузии этого этапа в пределах крупных синклинориев (Верхне-Амурского, Удско-Шантарского и др.) внедрились в последевонское время. В Зее-Селемджинской зоне (Норский синклинорий) этого типа интрузии внедрились в более раннее время — в силуре.

Главный этап интрузивной деятельности в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы совпадает с завершением роста герцинских складчатых структур в среднем и верхнем палеозое. Для этого этапа характерны гранитные интрузии, сильно дифференцированные, образующие крупные тела батолитового типа и вытянутые в северо-восточном направлении параллельно простиранию вмещающих его герцинских складчатых структур. При этом наиболее крупные массивы гранитоидов располагаются вдоль зон сочленения синклинориев и антиклинориев или в пределах антиклинориев.

Внутри синклинориев наибольшее количество интрузивных тел гранитного состава приурочено к областям поднятий шарниров складчатых структур, которые имеют место в северо-восточной части Центрального Восточно-Забайкальского синклинория, в пределах Даурского синклинория (в районе Зачикойской тайги) и в других местах. В участках максимального погружения главной оси прогиба синклинориев (где мощности среднепалеозойских отложений достигают 7—8 *км*) гранитные интрузии совершенно отсутствуют. К таким участкам относятся Агинский участок Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и центральная часть Удско-Шантарского синклинория.

Значительное количество гранитных интрузий этого этапа располагается в зоне перегиба простирания складчатых структур Монголо-Охотской системы с северо-восточного на северо-западное, имеющее место в верховьях Амура.

Внедрение интрузий этого этапа для краевой и внутренней зон Монголо-Охотской геосинклинальной системы относится к послеНижнекаменноугольному и допермскому времени. В краевой Зее-Селемджинской зоне внедрение наиболее крупных гранитных масс среднего палеозоя соответствует послесилурийскому — додевонскому времени. Последевонские гранитные интрузии в этой зоне значительно более мелкие по размерам и представлены плагиогранитами (нередко имеющими порфировидную структуру) и сиенитами.

После внедрений огромных гранитных масс, происшедших в различное время в конце среднего и в верхнем палеозое, в пределах Монголо-Охотской складчатой системы наблюдается крупный перерыв в осадконакоплении.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Верхнепалеозойские (пермские) структуры в пределах Монголо-Охотской складчатой системы резко отличаются от описанных выше нижне- и среднепалеозойских крупных линейных структур геосинклинального типа морфологией, размерами и характером выполняющих их отложений. От среднепалеозойского этапа развития геосинклинальных структур пермские отложения отделены крупным региональным перерывом в осадконакоплении, охватывающим конец нижнего и весь средний и верхний карбон.

Пермские отложения распространены на сравнительно небольшой территории в западной части Монголо-Охотской системы — в Восточном Забайкалье и в Зачикойской тайге, восточнее они отсутствуют или почти отсутствуют.

На западе Монголо-Охотской системы пермские отложения залегают несогласно на размытой поверхности складчатых среднепалеозойских отложений и прорывающих их крупных гранитных интрузий. Они представлены морскими, лагунно-пресноводными и континентальными терригенными, в значительной степени грубообломочными отложениями, а на правобережье р. Чикой — грубообломочными вулканогенно-осадочными. Эти отложения приурочены к небольшим локальным внутренним прогибам, разделенным поднятиями (фиг. 80); наиболее крупные из них на советской территории располагаются в различных участках Центрального Восточно-Забайкальского и Даурского среднепалеозойских синклинориев, значительные части которых к концу нижнего карбона были вовлечены в поднятие. Сравнительно небольшие прогибы пермского времени, выполненные грубообломочными осадочными и вулканогенными отложениями, приурочены к краевым частям среднепалеозойских антиклинориев — Причикойского, Борщевочного и Приаргунского или располагаются вдоль зон длительно живущих разломов — Приаргунского, Ульдзинского (МНР) и других.

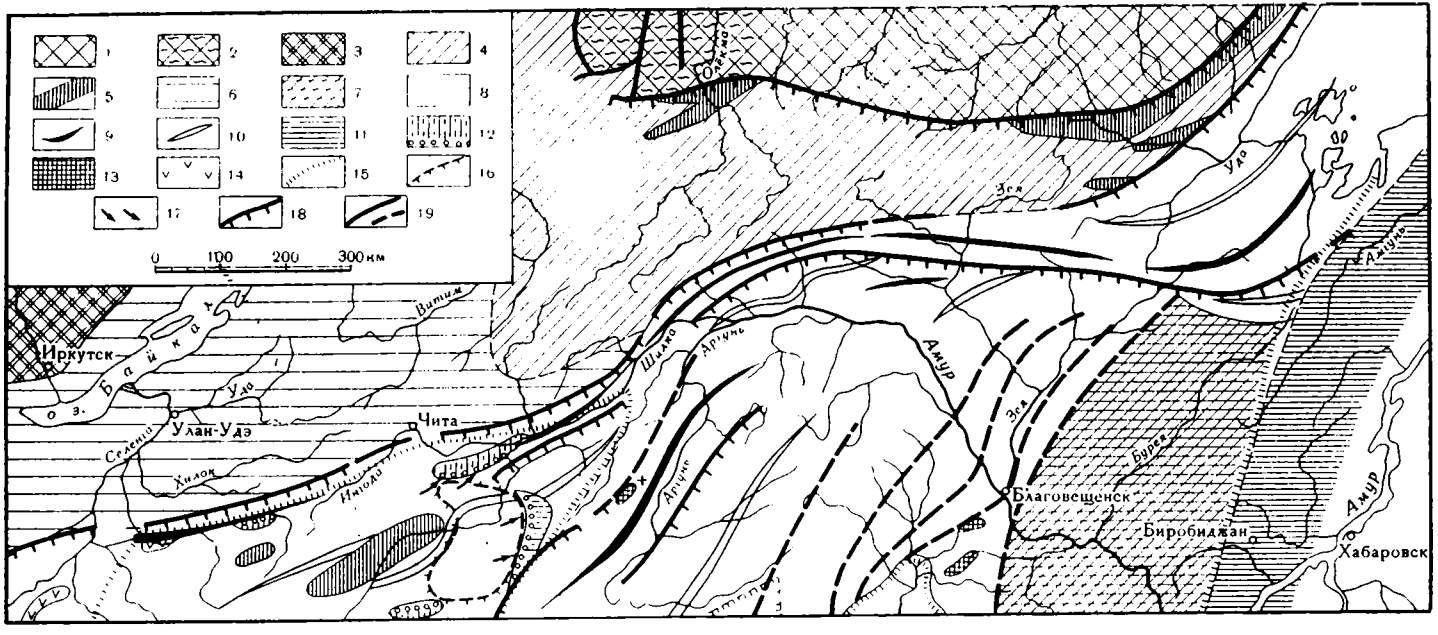
Относительно небольшие прогибы пермского времени, выполненные морскими и лагунно-пресноводными отложениями, установлены в Северном Дунбее, на восточном склоне Большого Хингана и в Малом Хингане (китайском).

Особенной пестротой пермские (верхнепермские) отложения отличаются за пределами рассматриваемого района в северо-восточной Монголии, где в одних прогибах они представлены песчано-сланцевыми или грубообломочными осадочными и вулканогенными отложениями, а в других — угленосными формациями различной мощности.

Наиболее крупные внутренние прогибы пермского возраста в Восточном Забайкалье располагаются к востоку от ст. Борзя, в бассейне верхнего течения р. Борзи (Борзинский прогиб), и в окрестностях с. Кыры и верхнего течения р. Онон (Кыринско-Ононский прогиб). Оба прогиба находятся в пределах Центрального Восточно-Забайкальского и Даурского среднепалеозойских синклинориев и разделены между собой Агинским поднятием, с которого происходил обильный снос грубообломочного материала в пермские прогибы, но особенно четко границы Агинского поднятия определились уже к мезозою.

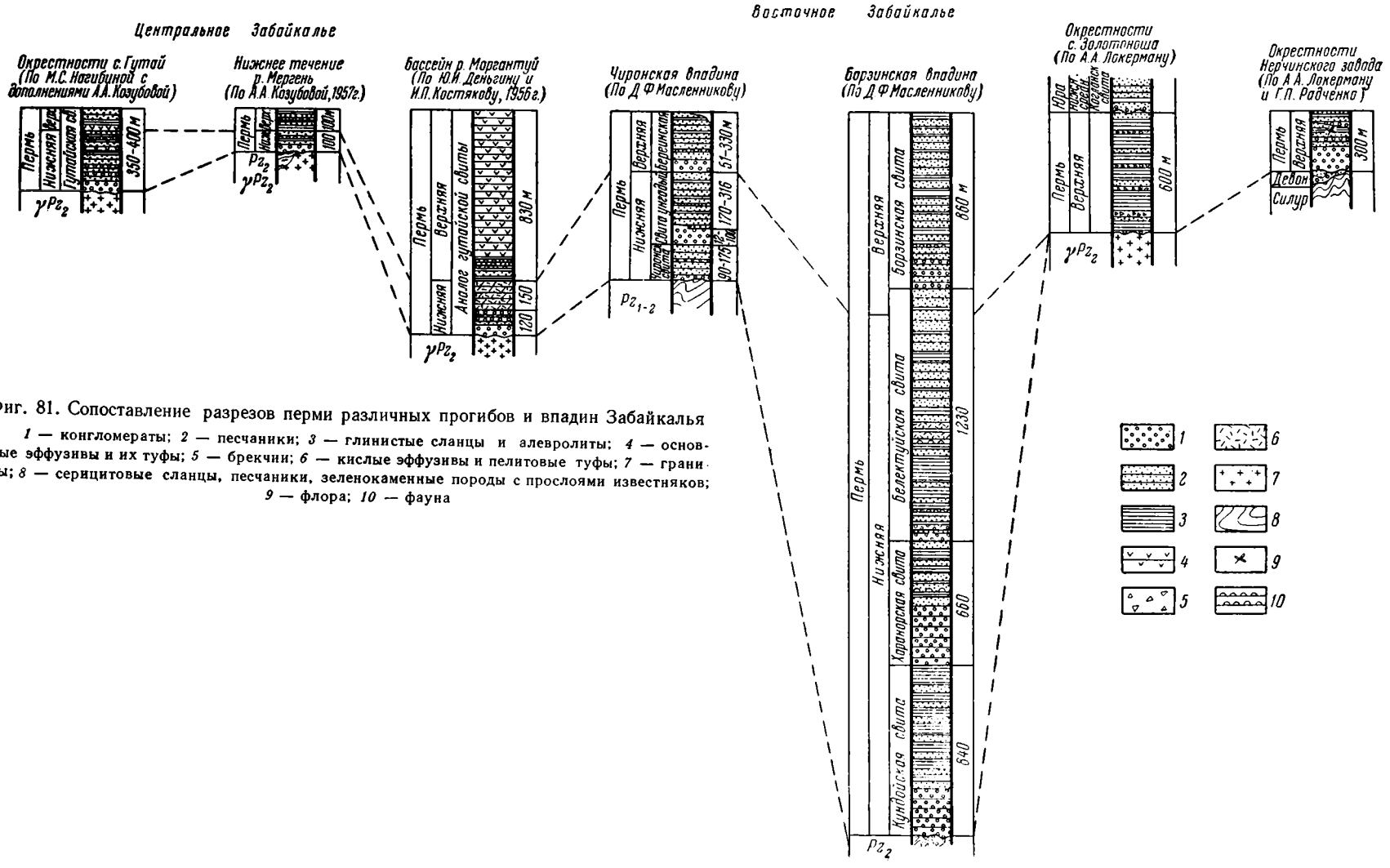
Лучше изучен восточный Борзинский прогиб, имеющий простирание, близкое к меридиональному; длина его более 110 *км*, ширина — от 10 *км* на юге до 25 *км* на севере. Этот прогиб выполнен фаунистически охарактеризованными нижне- и верхнепермскими терригенными морскими отложениями, в составе которых преобладающую роль играют конгломераты и песчаники. Общая мощность этих отложений, по Д. Ф. Масленникову, около 3,5 *км* (фиг. 81).

Борзинский прогиб представляет собой асимметричную синклинальную структуру, с запада и востока ограниченную крупными разломами меридионального простирания. Вблизи них пермские отложения смяты в более



Фиг. 80. Палеотектоническая схема (пермь).

1 — область архейской складчатости; *2* — диафторированный архей; *3* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых осадочных пород; *4* — область нижнепротерозойской складчатости; *5* — ультраосновные и основные породы нижнего протерозоя; *6* — области каледонской и байкальской складчатости (нерасчлененные); *7* — Хингано-Буреинский срединный массив; *8* — область герцинской складчатости; *9* — простирание антиклинориев; *10* — простирание синклинориев; *11* — терригенные отложения и кремнистые сланцы в геосинклинальной зоне перми; *12* — внутренние прогибы, выполненные грубообломочными и песчано-сланцевыми морскими отложениями перми; *13* — то же, выполненные лагунно-пресноводными отложениями; *14* — то же, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями перми; *15* — границы распространения пермского морского бассейна; *16* — Агинское поднятие, лишь частично покрывавшееся пермским морем; *17* — направление сноса обломочного материала в прогибы; *18* — длительно развивающиеся разломы; *19* — разломы



Фиг. 81. Сопоставление разрезов перми различных прогибов и впадин Забайкалья

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — глинистые сланцы и алевролиты; *4* — основные эффузивы и их туфы; *5* — брекчии; *6* — кислые эффузивы и пелитовые туфы; *7* — граниты; *8* — серицитовые сланцы, песчаники, зеленокаменные породы с прослоями известняков; *9* — флора; *10* — фауна

мелкие складки, имеющие на юге северо-восточное простирание, которое по направлению к северу сменяется меридиональным. Господствующее меридиональное простирание структур Борзинского прогиба совпадает с меридиональным изгибом среднепалеозойских складок в восточной части Агинского поднятия. На востоке соотношения Борзинской впадины со среднепалеозойскими структурами, имеющими общее северо-восточное простирание, не видно, так как палеозойские отложения здесь перекрыты юрскими конгломератами Восточно-Забайкальского прогиба.

Второй Кыринско-Ононский прогиб располагается к западу от Агинского поднятия. Он, так же как и Борзинский, выполнен терригенными морскими пермскими отложениями, среди которых преобладают средне- и тонкозернистые песчаники и аргиллиты.

Кыринско-Ононский прогиб имеет северо-восточное простирание и значительно более крупные размеры, чем Борзинский. Принадлежность терригенных отложений к перми, выполняющих Кыринско-Ононский прогиб, установлена В. В. Старченко, Л. И. Красновым и другими только в 1956 г. и подтверждена дальнейшими исследованиями. Ранее эти отложения частично относились к триасу, а частично — к среднему палеозою.

По данным В. В. Старченко, вдоль северо-западной окраины Кыринско-Ононского прогиба и местами в его центральной и восточной части наблюдается резко несогласное залегание пермских отложений на метаморфизованных среднепалеозойских. Пермские отложения здесь смяты в складки северо-восточного, близкого к меридиональному простирания и прорваны сравнительно небольшими гранитными интрузиями так называемого кыринского комплекса.

Г. Л. Падалка (1958) понимает Кыринско-Ононский прогиб более широко, объединяя в единый Агинский прогиб не только разрозненные выходы перми в западной части «Агинского палеозойского поля», но и Борзинский и Чиронский прогибы. Правда, он при этом подчеркивает: «Возможно, что этот прогиб был дифференцирован и делился на мелкие и глубокие прогибы или на прогибы и поднятия, но доказательств этого пока не имеется, кроме указаний о значительном фациальном изменении пермских отложений и непостоянстве мощностей в различных частях этого (Агинского. — *М. Н.*) прогиба».

К югу от Агинского поднятия, на территории Монгольской Народной Республики, вдоль правобережья р. Ульдзы также располагается довольно крупный прогиб, сложенный нижне- и верхне-пермскими отложениями. От Кыринско-Ононского прогиба он отделен крупным Эрендобанским среднепалеозойским антиклинорием северо-восточного простирания. С севера этот антиклинорий, по данным А. Х. Иванова (Васильев и др., 1959), ограничен крупным Ононским разломом, а с юга — Ульдзинским.

Пермский прогиб правобережья р. Ульдзы, наложенный на северную краевую часть крупного среднепалеозойского Восточно-Монгольского синклинория, имеет форму, вытянутую в северо-восточном направлении, параллельно Ульдзинскому разлому. Длина этого прогиба около 150 *км*, ширина от 30 *км* на северо-востоке до 75 *км* на юго-западе. Разрез пермских отложений, выполняющих этот прогиб, был детально описан А. Х. Ивановым и М. А. Анпиловым (Васильев и др., 1959) вдоль правобережья р. Ульдзы. Нижнепермские отложения, залегающие несогласно на размытой поверхности дислоцированных среднепалеозойских отложений, представлены толщей кислых эффузивов и их туфов (мощностью до 300—400 *м*), которая, в свою очередь, несогласно перекрыта морскими песчано-сланцевыми отложениями с фауной верхней перми, с конгломератами в основании; общая мощность пермских отложений 2—3 *км*.

Пермский прогиб правобережья р. Ульдзы имеет асимметричное строение. Северо-западное его крыло оборвано крупным Ульдзинским разломом северо-восточного простирания, вдоль которого пермские отложения

осложнены дополнительной складчатостью с углом падения слоев на крыльях до 40—50°. С юго-запада этот прогиб, по-видимому, также ограничен разломом северо-западного простирания, располагающимся почти под прямым углом к главному Ульдзинскому разлому. Верхнепермские отложения здесь имеют простирание 300—320° и падение на северо-восток под углом 40—50°. На юго-западе и северо-востоке пермские отложения в пределах этого прогиба прорваны гранитами доверхнепермского и послеверхнепермского возраста.

Наложенные мульды верхнепалеозойского (пермского) возраста А. Х. Иванов (Васильев и др., 1959) относит к верхнему структурному ярусу герцинид северо-восточной Монголии, сложенному «формациями преимущественно остаточно-геосинклинальными, местами платформенного характера, главным образом, терригенного состава».

Значительно более мелкие по масштабу впадины или наложенные приразломные прогибы пермского возраста располагаются вдоль системы северных краевых среднепалеозойских антиклинориев в западной части Монголо-Охотской складчатой системы — в краевой части Причикойского и Борщевочного антиклинориев. Эти впадины выполнены нижне- и верхнепермскими терригенными грубообломочными и вулканогенными морскими отложениями (гутайской свиты), мощность которых колеблется в различных впадинах от 200 до 1100 *м*. Они имеют довольно простую структуру моноклиналей, ограниченных с севера разломами и осложненных дополнительной складчатостью вдоль зоны разломов.

Более сложные дислокации наблюдаются в пределах Чиронского прогиба, расположенного близ зоны краевых разломов Монголо-Охотского пояса. Этот прогиб наложен на краевую часть Центрального Восточно-Забайкальского среднепалеозойского синклинория и располагается непосредственно к северу от Агинского поднятия. Его длина около 120 *км*, ширина 20—25 *км*. По данным Д. Ф. Масленникова, Чиронский прогиб выполнен морскими терригенными отложениями нижне- и верхнепермского возраста общей мощностью от 300 до 800 *м*. В составе этих отложений преобладающую роль играют песчаники и конгломераты. В составе галек базальных и внутриформационных конгломератов перми Чиронского прогиба преобладают метаморфизованные сланцы, зеленнокаменные породы и песчаники ононской серии (нижнего и среднего палеозоя), слагающие Агинское поднятие.

Пермские отложения в пределах Чиронского прогиба смяты в асимметричные складки северо-восточного простирания, оси которых наклонены на юго-восток и пересечены многочисленными сбросами и надвигами в большинстве своем уже более молодого мезозойского возраста. Плоскости этих надвигов также наклонены на юго-восток. Пермские отложения здесь надвинуты на конгломераты верхнетриасового возраста. Вдоль северной окраины Чиронского прогиба в зоне чешуйчатых надвигов на границе с триасом, по данным И. В. Лучицкого (1954), среди фаунистически охарактеризованных пермских отложений имеются клинья песчаников и сланцев с фауной верхнего триаса.

А. А. Локерман (1960) в своих работах подчеркивает, что пермские (верхнепермские) отложения небольших впадин в зоне среднепалеозойского Приаргунского антиклинория представлены терригенными и грубообломочными континентальными отложениями, мощностью от 300 до 700 *м*, залегающими резко несогласно на глубоко эродированной поверхности силурийских и девонских структур и прорывающих их гранитных массивах (Кутомарский массив), а также на более древних докембрийских образованиях. Пермские отложения в советской части Приаргунского антиклинория установлены лишь в двух небольших наложенных впадинах, расположенных в краевой зоне Приаргунского палеозойского антиклинория, близ с. Золотоноша, и в его центральной части, в окрестностях Нерчинского завода.

В пределах золотоношской впадины, по А. А. Локерману, пермские отложения имеют близкое к широтному простирание, образуя моноклиналь с довольно пологим (20—25°) падением слоев на север. Слабо дислоцированные пермские отложения здесь прорваны небольшим штоком доюрских гранодиоритов.

Небольшие наложенные мульды подобного типа были установлены нами в 1957 г. в Зее-Селемджинской зоне в пределах Малого Хингана (китайского). Они выполнены маломощными (300—400 *м*) грубообломочными пресноводно-лагунными отложениями перми, залегающими резко несогласно на эродированной поверхности складчатых силурийских и девонских образований. Одна из этих мульд имеет субширотное простирание и располагается вдоль границы Мало-Хинганского среднепалеозойского синклинория с Селемджино-Благовещенским антиклинорием, не превышая 30—35 *км* в длину. Другая, меньшая по размеру, имеет северо-восточное простирание и располагается примерно в центральной части Мало-Хинганского синклинория, в окрестностях гор Дигуаньшань (Петушиный гребень) и Шиэливань. В пределах той и другой структуры пермские отложения слабо метаморфизованы и образуют относительно пологие мульды, осложненные разломами. Несколько более крупные прогибы, сложенные морскими грубообломочными терригенными и вулканогенными, а также карбонатными отложениями перми, по данным китайских геологов, располагаются в пределах палеозойского синклинория Большого Хингана. Мощность пермских отложений в этих прогибах колеблется от 500 до 1500 *м*. Они залегают несогласно на дислоцированных среднепалеозойских отложениях с конгломератами в основании.

Из приведенного краткого описания пермских структур юго-западной части Монголо-Охотской складчатой системы видно, что эти структуры по составу формаций, а также по своей форме резко отличаются от описанных выше крупных, линейно вытянутых на сотни километров антиклинориев и синклинориев палеозоя, формирование которых завершилось внедрением огромных масс гранитоидов после нижнего карбона, образующих крупные тела батолитового типа, конкордантные по отношению к вмещающим структурам среднего палеозоя. После крупного регионального поднятия, охватившего не только северо-восточную, но и юго-западную часть Монголо-Охотской системы, в течение среднего и верхнего карбона в пермское время произошло расчленение этого поднятия (преимущественно в юго-западной его части) на отдельные участки, снова вовлеченные в опускание и разделяющие их более крупные области поднятий. В результате этих движений вдоль старых тектонических швов возобновились расколы, послужившие путями для проникновения продуктов вулканических извержений в основном кислого и среднего состава. В связи с локальными опусканиями в юго-западную часть Монголо-Охотской зоны из Южной Монголии и Гоби, где в перми еще сохранялся обширный геосинклинальный морской бассейн, в нижнепермское время произошла трансгрессия моря, охватившая значительные участки северо-восточной Монголии, Большого Хингана, а также районы Центрального и Восточного Забайкалья.

В результате этой трансгрессии моря внутриконтинентального типа во внутренних впадинах и прогибах юго-западной части Монголо-Охотской складчатой системы накопились преимущественно терригенные осадки различной мощности. К началу верхней перми эти отложения были дислоцированы и местами прорваны гранитными интрузиями. В верхней перми значительные территории освобождаются из-под уровня моря, образуются лагуны, в которых происходило накопление маломощных пресноводно-континентальных отложений. На территории Северной Монголии возникают внутренние озерные бассейны, где накапливаются углистые сланцы и терригенные отложения, переслаивающиеся с наземными вулканогенными.

В отдельных прогибах устанавливаются угловые несогласия между отложениями нижней и верхней перми. В других (Борзинском и Чиронском) нижне- и верхнепермские отложения залегают согласно. Дислоцированные верхнепермские отложения также местами прорваны мелкими штоками и небольшими массивами гранитов и гранодиоритов.

Описанные особенности развития пермских и особенно верхнепермских структур и состав выполняющих их формаций в пределах Монголо-Охотской складчатой системы позволяют рассматривать эти внутренние впадины и прогибы как структуры, завершающие геосинклинальное развитие герцинского времени, отвечающие стадии развития краевых прогибов.

В распределении этих внутренних прогибов в пространстве наблюдаются элементы унаследования от структурных форм фундамента, выражающиеся в том, что наиболее крупные пермские прогибы приурочены к краевым или внутренним частям среднепалеозойских синклинориев. Более мелкие впадины и прогибы располагаются в пределах среднепалеозойских антиклинориев или на их периферии.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса отличаются большим своеобразием по своей форме, составу слагающих их осадочных и вулканогенных формаций, интрузивной деятельности, сопровождающей развитие этих структур, а также по отношению к фундаменту, на котором они заложились. На протяжении длительной истории геологического изучения Восточного Забайкалья и других районов Монголо-Охотского пояса, как указано во введении, между различными исследователями велись дискуссии о характере мезозойской тектоники Восточного Забайкалья.

На тектонической схеме СССР А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933) территория Монголо-Охотского пояса была показана в виде ответвления мезозойской складчатости Северо-Востока СССР, глубоко вдающегося в тело Азиатского континента. Если представление об альпинотипной покровной мезозойской тектонике Забайкалья под влиянием новых неоспоримых фактов было оставлено большинством геологов и даже самим М. М. Тетяевым еще в 1937 г., то представление А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского о мезозоидах Монголо-Охотского пояса до последнего времени развивалось различными геологами, работающими на этой территории, в том числе и автором. В сводных работах и статьях 1956—1960 гг. по геологии Монголо-Охотского пояса в целом или отдельным крупным его частям различными авторами были высказаны разные точки зрения на природу мезозойских тектонических структур.

Одна группа авторов, следуя В. В. Белоусову (1954), рассматривает мезозойские структуры Восточного Забайкалья как замкнутые альпийские геосинклинальные овалы, которые переходят по простиранию в парагеосинклиналь как на территории Монголии, так и в Приамурье. В частности, В. Н. Козеренко (1956[1]) вслед за В. В. Белоусовым рассматривает центральную часть Восточного Забайкалья как остаточный, постепенно умирающий геосинклинальный мезозойский овал, по простиранию переходящий в парагеосинклиналь. По мнению В. Н. Козеренко, мезозойские остаточные геосинклинальные овалы связаны в своем развитии с палеозойскими геосинклинальными структурами Забайкалья и представляют собой завершающую стадию развития последних.

Вторая группа авторов — М. С. Нагибина, Л. И. Красный, Н. В. Шталь и другие,— следуя А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому (1933, 1937), подчеркивает самостоятельное значение мезозойской эпохи в развитии структур Тихоокеанской зоны, в частности Монголо-Охотского пояса, хотя каждый из перечисленных авторов по-своему подходит к классификации и типу развития мезозойских структур.

Л. И. Красный (1958$_1$) подчеркивает полициклический характер развития геосинклинальных структур Монголо-Охотского пояса в целом и выделяет самостоятельный мезозойский (верхний триас — юра) этап геосинклинального развития.

Мезозойские брахисинклинальные прогибы, по мнению Л. И. Красного, заложились на консолидированном основании среднепалеозойских структур после крупного седиментационного перерыва, охватывающего в восточной части Монголо-Охотского пояса (в верхнем Приамурье и Приохотье) отрезок времени от нижнего карбона до среднего триаса, а в западных частях (в Забайкалье и северном Дунбее) — от верхов нижнего карбона до перми.

В последних работах (1958$_1$, 1960$_1$, 1961) мною подчеркивался особый характер развития мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, которые могут быть поставлены в один ряд специфических новообразованных структур — прогибов и поднятий краевой восточной части Азиатского континента, расположенных за границей собственно мезозоид Тихоокеанского пояса и наложенных на разнородный фундамент — древние платформы и области завершенной складчатости различного возраста (герцинского, каледонского и байкальского). Для этих структур характерен относительно короткий период развития, пестрота терригенных (преимущественно континентальных) формаций и обилие проявлений кислого эффузивного и интрузивного магматизма.

Мезозойские отложения в пределах Монголо-Охотского пояса имеют значительно меньшее распространение, чем палеозойские осадочные и магматические образования. Они отличаются весьма неравномерным распространением по площади и приурочены к локальным, сравнительно небольшим прогибам и впадинам, разделенным обширными областями поднятий.

Чтобы подойти к вопросу о классификации мезозойских структур, последовательно рассмотрим их строение для территории Монголо-Охотского пояса с запада на восток для районов Восточного Забайкалья, Верхнего Приамурья, Северного Дунбея и Западного Приохотья.

Мезозойские отложения (от триаса до верхнего мела), слагающие впадины и прогибы в пределах Монголо-Охотского пояса, сильно различаются между собой по составу, мощности, а также по их стратиграфическому объему, изменяющемуся с запада на восток по простиранию системы этих прогибов.

Восточное Забайкалье

В Восточном Забайкалье имеются мезозойские прогибы и впадины, различные по возрасту слагающих их отложений и по типу структур. Относительно крупные прогибы выполнены песчано-сланцевыми, конгломератовыми и прибрежно-континентальными отложениями верхнего триаса, нижней и средней юры. Более мелкие грабены и грабен-синклинали сложены верхнеюрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными и угленосными отложениями.

Узкие приразломные прогибы, выполненные морскими триасовыми отложениями, приурочены к системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса (Ингодино-Шилкинский и Пришилкинский прогибы; см. фиг. 83). Наиболее крупный Восточно-Забайкальский прогиб, сложенный нижне- и среднеюрскими отложениями, располагается в пределах палеозойского Центрального Восточно-Забайкальского синклинория.

Ингодино-Шилкинский прогиб

Ингодино-Шилкинский прогиб имеет северо-восточное простирание и располагается к югу от нижнего течения р. Ингоды. Длина прогиба 150 *км*, ширина около 25 *км*. Он имеет асимметричное строение, выполнен конгло-

мерато-песчано-сланцевыми морскими отложениями верхнего триаса (карнийского и норийского ярусов) мощностью до 3,5 *км*. С северо-запада и юго-востока прогиб ограничен разломами, и лишь в юго-западной его части, в долине р. Туры, базальные конгломераты верхнего триаса залегают резко несогласно на размытой поверхности метаморфических пород ононской серии нижнего и среднего палеозоя. Мощность базальных конгломератов триаса в пределах прогиба колеблется от сотни метров до 2 *км*.

В пределах прогиба, по данным И. В. Лучицкого (1949), триасовые отложения смяты в открытые крупные складки северо-восточного простирания, местами слабо наклоненные на юго-восток. Наиболее интенсивные дислокации триасовых отложений наблюдаются только в северо-восточной части прогиба, в долине р. Онон, в зоне сочленения с пермскими отложениями Чиронского прогиба. Здесь наблюдаются многочисленные мелкие чешуйчатые надвиги, плоскости которых наклонены на юго-восток под углом 50—60°. В пределах этой зоны пермские отложения надвинуты на верхний триас. В юго-западной части прогиба наблюдаются более спокойные складки — удлиненные брахиантиклинали и синклинали. В ядрах брахиантиклиналей в бассейне р. Туры выходят метаморфизованные палеозойские песчаники и сланцы ононской серии, окаймленные базальными конгломератами верхнего триаса. С севера Ингодино-Шилкинский прогиб здесь ограничен сбросами, плоскости смещения которых слабо наклонены на северо-запад. Вдоль северо-западного борта прогиба дислоцированные верхнетриасовые отложения почти на всем его протяжении перекрыты вулканогенно-осадочными верхнеюрскими отложениями.

Пришилкинский прогиб

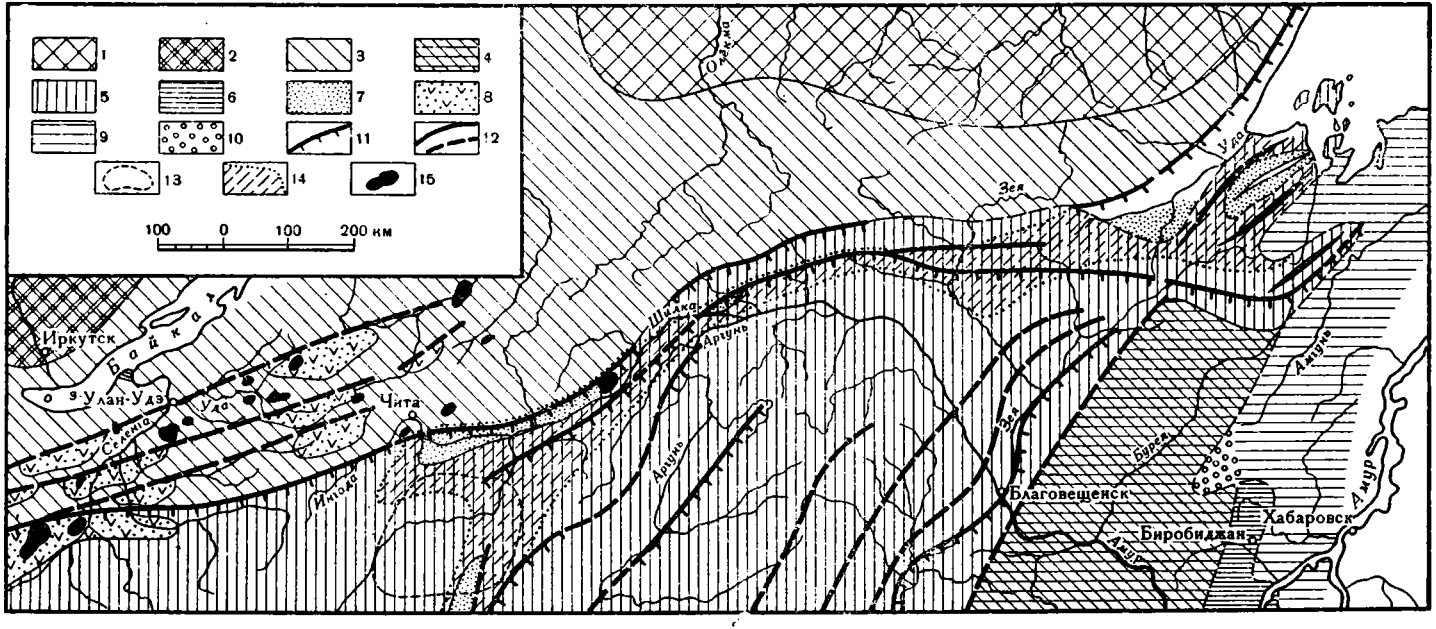
В 50 *км* к северо-востоку от Ингодино-Шилкинского прогиба, в той же Пришилкинской зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса, располагается другой верхнетриасовый Пришилкинский прогиб, возможно, являющийся непосредственным продолжением предыдущего. Он также выполнен морскими терригенными отложениями верхнего триаса мощностью не более 2 *км*.

Пришилкинский прогиб имеет северо-восточное простирание, располагается вдоль долины р. Шилки, близ ст. Куэнга, и имеет около 100 *км* в длину при ширине 10—15 *км*. Вдоль северо-западного борта прогиба триасовые отложения резко несогласно залегают на докембрийских и нижнепалеозойских метаморфических толщах и прорывающих их палеозойских гранитах. На юго-востоке прогиба триасовые отложения оборваны системой разломов северо-восточного простирания и перекрыты более молодыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями, залегающими несогласно на дислоцированных триасовых отложениях.

Верхнетриасовые отложения в пределах Пришилкинского прогиба дислоцированы значительно слабее, чем в Ингодино-Шилкинском, и на большом протяжении перекрыты грубообломочными и угленосными отложениями нижнемелового и третичного возраста, образующими систему узких грабен-синклиналей, также приуроченных к той же длительно развивающейся Пришилкинской зоне разломов глубокого заложения.

Описанные верхнетриасовые прогибы располагаются вдоль северной краевой части палеозойского Борщевочного антиклинория.

В 1959 г. в юго-восточной части Агинского поднятия были обнаружены морские терригенные отложения с фауной верхнего триаса, выходы которых закартированы на очень небольшой площади; здесь они имеют общее субмеридиональное простирание. Возможно, накопление этих отложений происходило в относительно небольшом поперечном прогибе, развивавшемся вдоль восточной окраины Агинского поднятия, как это предположительно показано на палеотектонической схеме (фиг. 82).



Фиг. 82. Палеотектоническая схема (триас).

1 — область архейской складчатости (Алданский щит Сибирской платформы); *2* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых осадочных пород; *3* — области нижнепротерозойской, байкальской и каледонской складчатости (нерасчлененные); *4* — Хингано-Буреинский срединный массив; *5* — область герцинской складчатости (нерасчлененная); *6* — терригенные отложения и кремнистые сланцы в геосинклинальной зоне перми. Новообразованные прогибы: *7* — выполненные морскими терригенными отложениями верхнего триаса; *8* — выполненные континентальными вулканогенно-осадочными отложениями триаса; *9* — терригенные отложения и кремнистые сланцы триаса в геосинклинальной зоне; *10* — грубообломочные триасовые отложения в краевой части геосинклинальной зоны; *11* — длительно развивающиеся разломы; *12* — разломы; *13* — Агинское поднятие, на северо-востоке погруженное под триасовое море; *14* — предполагаемая область залива триасового моря; *15* — граниты

К северо-востоку от Пришилкинской зоны верхнетриасовых прогибов, в нижнем течении р. Шилки (в Верхнем Приамурье), располагается еще один небольшой прогиб, выполненный морскими терригенными отложениями верхнего триаса. Более крупные прогибы мезозойского возраста в Восточном Забайкалье образовались в нижне- и среднеюрское время.

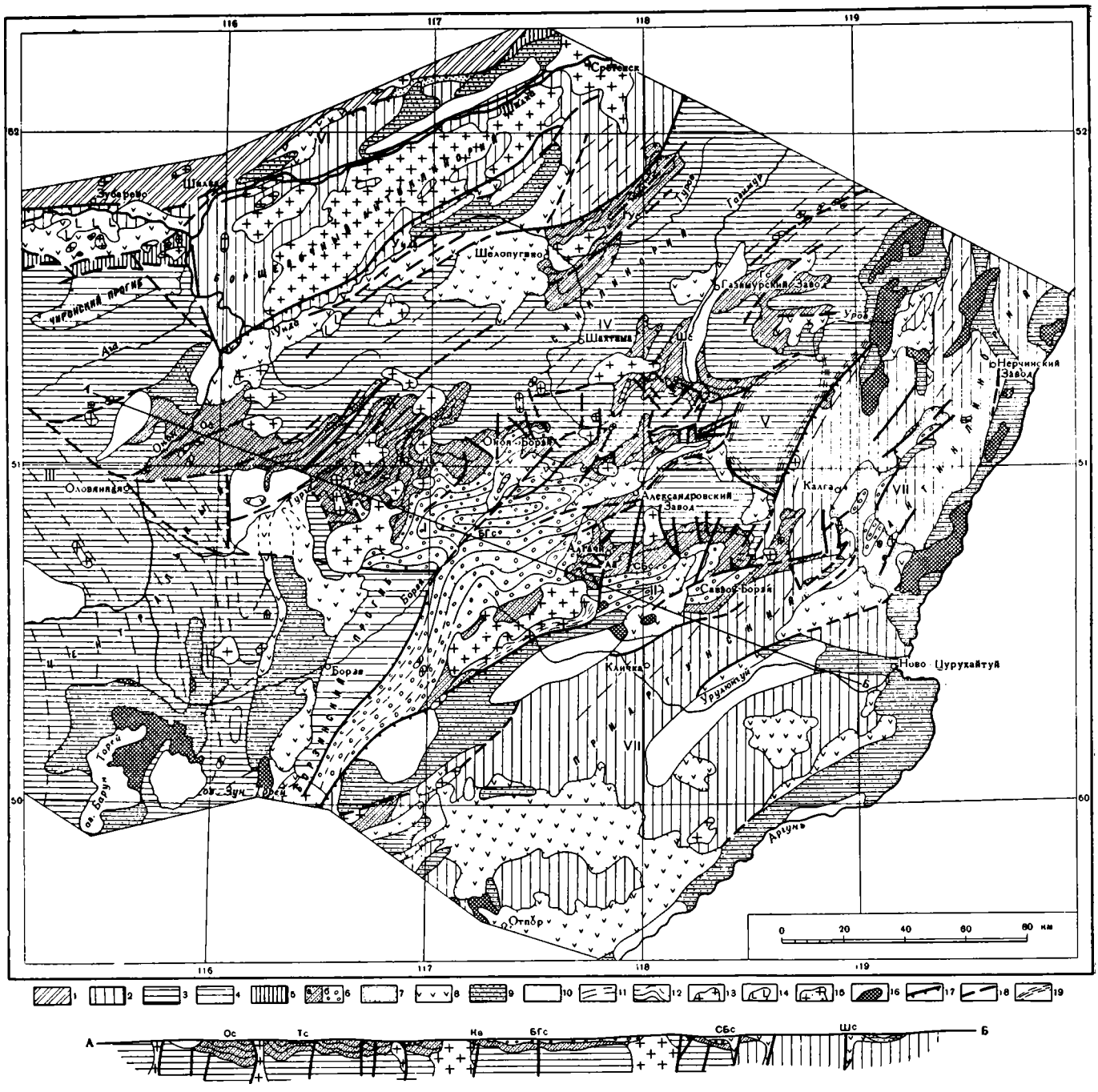
Восточно-Забайкальский прогиб

Восточно-Забайкальский прогиб является одним из наиболее крупных мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, рассматривающийся большинством геологов как юрская геосинклиналь, остаточная геосинклиналь, остаточный овал (Козеренко, 1956[1]), парагеосинклиналь и т. д., в пределах которой юрские терригенные отложения смяты в линейные складки северо-восточного простирания. Детальные исследования, проведенные в 50-е годы геологами Читинского геологического управления, показали, что дислокации в пределах прогиба носят глыбово-складчатый характер и ориентированы не только в северо-восточном, но и в широтном направлении, согласно с простиранием разломов, ограничивающих прогиб (фиг. 83).

Восточно-Забайкальский прогиб наложен на дислоцированные и прорванные крупными гранитными интрузиями среднепалеозойские отложения Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и на восточную часть пермского Борзинского прогиба, имеющего субмеридиональное простирание. Восточно-Забайкальский прогиб имеет неправильную изометричную форму и сложен морскими песчано-сланцевыми и грубообломочными прибрежно-континентальными и континентальными отложениями нижне- и среднеюрского возраста, залегающими трансгрессивно и несогласно на размытой поверхности дислоцированных палеозойских кристаллических пород (фиг. 84). Ширина прогиба от долины р. Онон до с. Алгачи составляет 150—160 *км* при максимальной длине более 200 *км*. Неправильные и извилистые границы этого прогиба подчинены контурам окружающих его продольных и поперечных поднятий палеозойского фундамента. К западу от Восточно-Забайкальского прогиба располагается самое крупное в Восточном Забайкалье поперечное Агинское поднятие, к северо-востоку — продольные поднятия Шахтаминское и Газимурского хребта, а к юго-востоку — Приаргунское. Агинское поднятие, имеющее в плане форму прямоугольника, сложено складчатыми нижне- и среднепалеозойскими отложениями Центрального Восточно-Забайкальского палеозойского синклинория. Шахтаминское и Газимурское поднятия, вытянутые в северо-восточном направлении, также сложены палеозойскими (преимущественно среднепалеозойскими) складчатыми образованиями Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и прорывающими их огромными гранитными массивами допермского возраста (Кутомарский и др.). Крупное Приаргунское поднятие по своим контурам примерно совпадает с палеозойским Приаргунским антиклинорием, сложенным складчатыми докембрийскими, нижне- и среднепалеозойскими отложениями и прорывающими их крупными гранитными массивами каледонского и герцинского возраста.

От Агинского поднятия юрские отложения Восточно-Забайкальского прогиба отделены крупными тектоническими разломами субширотного, меридионального и северо-восточного простирания.

По материалам А. Ф. Мушникова, И. Г. Рутштейна (1958) и других, внутреннее строение прогиба характеризуется резкой асимметрией подчеркнуто неравномерным распределением мощностей нижне- и среднеюрских терригенных отложений. Наиболее глубоко опущенной является северо-западная часть прогиба, расположенная в долине р. Онон, вдоль глубинного, длительно живущего Южно-Борщевочного разлома; мощности трех нижних свит морской юры здесь достигают 6 *км* (фиг. 85). По направлению к Борщевочному палеозойскому антиклинорию в окрестностях



Фиг. 83. Карта мезозойских структур Восточного Забайкалья и их соотношение с фундаментом. Составила М. С. Нагибина по материалам А. Ф. Мушникова, Б. И. Олексиева, И. Г. Рутштейна и др.

Домезозойские структуры: *1* — краевая зона протерозоид Станового хребта, в которой широко распространены герцинские гранитоиды; *2* — палеозойские антиклинории и подчиненные им каледонские и герцинские гранитоиды; *3* — палеозойские синклинории и подчиненные им герцинские гранитоиды; *4* — внутренние прогибы, выполненные конгломератовыми и песчано-сланцевыми отложениями нижней и средней перми. Мезозойские наложенные (новообразованные) структуры: *5* — приразломные прогибы монголо-охотского типа, выполненные песчано-сланцевыми и конгломератовыми отложениями верхнего триаса; *6* — глубокие прогибы монголо-охотского типа, выполненные: *а* — песчано-сланцевыми и конгломератовыми отложениями нижней и средней юры, *б* — валунными конгломератовыми и грубозернистыми песчаниками верхнегазимурской свиты (средняя юра — низы верхней юры); *7* — наложенные прогибы и грабенсинклинали забайкальского типа, выполненные маломощными грубозернистыми континентальными отложениями (приаргунской фации) нижней и средней юры; *8* — приразломные мульды, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры; *9* — грабены, грабен-синклинали и наложенные мульды, выполненные терригенными, угленосными и вулканогенными отложениями нижнего мела; *10* — выпадины, вполненные рыхлыми кайнозойскими отложениями (песками и галечниками); *11* — простирание палеозойских складчатых структур; *12* — условные изолинии по различным горизонтам юры в пределах мезозойских прогибов; *13* — мезозойские гранитоиды различного состава и возраста; *14* — мезозойские интрузии среднего и основного состава; *15* — мезозойские интрузии щелочного и субщелочного состава; *16* — кайнозойские базальты; *17* — глубинные разломы длительного развития; *18* — разломы; *19* — зоны сильного рассланцевания и катаклаза. Крупные мезозойские структуры: *I* и *II* — Восточно-Забайкальский прогиб; *III* — Агинское поднятие; *IV* — Шахтаминское поднятие; *V* — Газимурское поднятие; *VI* — Пришилкинская зона приразломных прогибов; *VII* — Приаргунское поднятие.

Ос — Ононская синклиналь; *Тус* — Туровская синклиналь; *Тс* — Талангуйская синклиналь; *Ка* — Кукульбейская антиклиналь; *БГс* — Борзинско-Газимурская синклиналь; *Аа* — Алгачинская антиклиналь; *СБс* — Савво-Борзинская синклиналь; *Шс* — Шахтаминская синклиналь; *Гс* — Газимурская синклиналь

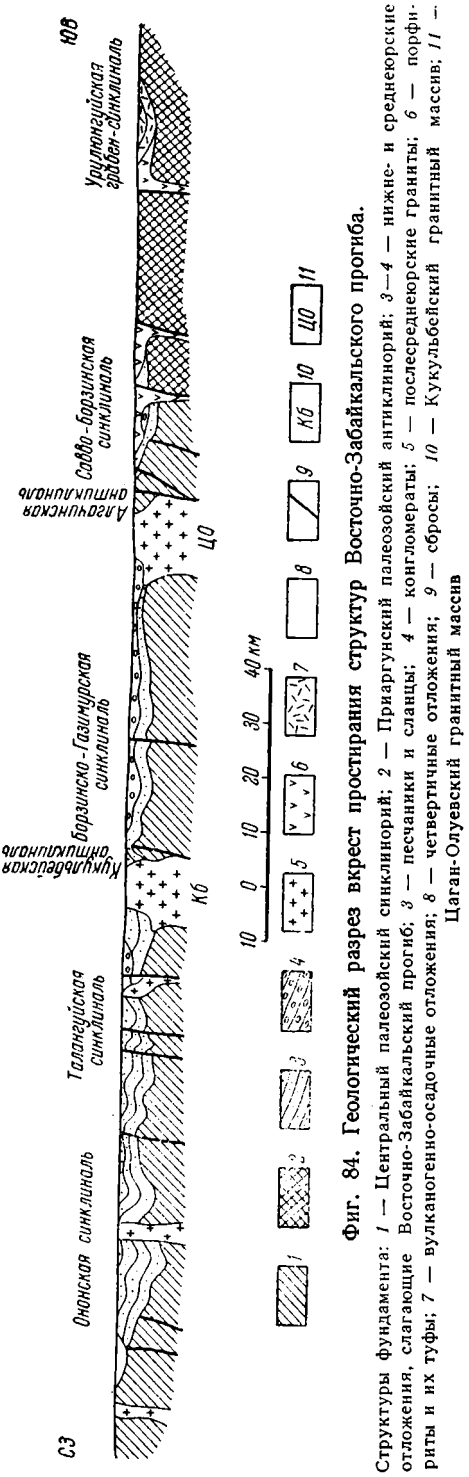
Цугольского Дацана мощности нижних свит юрских отложений резко сокращаются до 1 *км*, а верхние свиты совсем отсутствуют, при этом в разрезе возрастает роль грубообломочного материала (базальные конгломераты составляют не менее 200 *м*, а пачки конгломератов внутри онтагаинской свиты — до 60 *м*).

К юго-востоку от описанной зоны, в бассейне р. Тургн, на погружении Шахтаминского поднятия мощности трех нижних свит нижней и средней юры также несколько сокращаются (до 4 *км*) и затем снова возрастают по направлению к центральной части прогиба, в бассейне р. Талангуй и верхнего течения р. Борзи. В том же юго-восточном направлении в верхней части средней юры смещается и ось главного прогиба. Максимальная мощность всех четырех свит юрских отложений (включая верхнегазимурские конгломераты) здесь составляет около 7—8 *км*. Вдоль юго-восточного края прогиба, примыкающего к Приаргунскому поднятию, мощности юрских отложений снова сильно сокращаются — до 1,5 *км*.

По простиранию Восточно-Забайкальского прогиба также наблюдается значительное изменение мощности юры; наибольшие мощности (не менее 6—7 *км*) отмечены вдоль юго-западной его части, примыкающей к Агинскому поднятию. По направлению на северо-восток (к Газимурскому заводу) наблюдается постепенное уменьшение мощностей нижне- и среднеюрских отложений до 2 *км*.

Такое распределение мощностей юрских отложений свидетельствует о резко асимметричной форме прогиба, связанной с неравномерным прогибанием палеозойского фундамента, сопряженным с конседиментационными продольными и поперечными разломами.

Асимметричное строение Восточно-Забайкальского прогиба также подчеркивается распределением морских и континентальных фаций юрских отложений. Тонкозернистые



Фиг. 84. Геологический разрез вкрест простирания структур Восточно-Забайкальского прогиба.

Структуры фундамента: *1* — Центральный палеозойский синклинорий; *2* — Приаргунский палеозойский антиклинорий; *3—4* — нижне- и среднеюрские отложения, слагающие Восточно-Забайкальский прогиб; *3* — песчаники и сланцы; *4* — конгломераты; *5* — послесреднеюрские граниты; *6* — порфириты и их туфы; *7* — вулканогенно-осадочные отложения; *8* — четвертичные отложения; *9* — сбросы; *10* — Кукульбейский гранитный массив; *11* — Цаган-Олуевский гранитный массив

морские нижне- и среднеюрские отложения, песчаники, алевролиты и аргиллиты располагаются в долинах рек Онон и Талангуй, в северо-западной части прогиба. Грубозернистые прибрежно-морские и континентальные отложения того же возраста располагаются в юго-восточной части прогиба, вдоль границы с Приаргунским поднятием. Состав обломочного материала, заполнившего прогиб (фангломератов, конгломератов и песчаников), свидетельствует о том, что его снос происходил с окружающих поднятий палеозойского фундамента, главным образом с Приаргунского и частично Агинского.

Нижне- и среднеюрские отложения в пределах Восточно-Забайкальского прогиба в различной степени дислоцированы. По данным А. Ф. Мушникова (1958г; Мушников и Рутштейн, 1958), в центральной части Восточно-Забайкальского прогиба располагаются две широкие синклинальные структуры — Талангуйская и Борзинско-Газимурская, разделенные узкой Кукульбейской антиклиналью. В краевых частях прогиба располагаются относительно узкие и по-разному построенные асимметричные синклинали — Ононская и Туровская на северо-западе и Савво-Борзинская на юго-востоке (см. фиг. 83).

Талангуйская синклиналь, расположенная в бассейне Талангуя и Тургн, сложена нижне- и среднеюрскими породами (онтагаинской, сивачинской и онон-борзинской свит). Ширина ее 40 *км*, длина 70 *км*. Она имеет асимметричное строение; северо-западное ее крыло, сложенное онтагаинской песчано-сланцевой свитой нижней морской юры, базальные конгломераты которой залегают трансгрессивно на размытой поверхности герцинских гранитоидов Шахтаминского поднятия, образует широкую моноклиналь с углом падения слоев от 25 до 40°. Мощность онтагаинской свиты по направлению от периферии к центру синклинали постепенно возрастает от 1,5 до 2 *км*. Это крыло пересечено двумя крупными параллельными взбросами северо-восточного простирания, вдоль которых на поверхность выведен палеозойский гранитный фундамент. Юрские отложения вдоль этих взбросов дополнительно смяты в мелкие крутые и даже изоклинальные складки с углом падения до 70° и пересечены многочисленными сбросами (см. фиг. 83).

Ядро Талангуйской синклинали, сложенное конгломератами сивачинской свиты (600 *м*) и песчано-сланцевыми отложениями онон-борзинской свиты (до 1,5 *км*) морской юры, располагается в верхнем течении р. Талангуй и имеет коробчатую форму, на бортах осложненную дополнительными небольшими складками. Меридиональное простирание синклинали, параллельное восточному краю Агинского поднятия, на севере отклоняется до северо-восточного. На юге, в бассейне р. Сырая Антия, простирание Талангуйской синклинали резко меняется от меридионального до широтного, параллельно крупному субширотному разлому, ограничивающему Агинское поднятие с севера. Угол падения слоев в бортовых частях этой коробчатой синклинали 30—40°, по направлению к ее центру он постепенно выполаживается. Ось Талангуйской синклинали погружается на юго-запад, и на левобережье р. Сырая Антия в ядре ее выходят конгломераты самой молодой верхнегазимурской свиты, затем погружающиеся под покров мезо-кайнозойских отложений Тургинской впадины.

Примерно вдоль оси Талангуйская синклиналь пересечена крупным продольным разломом северо-восточного простирания, по которому отмечается значительное горизонтальное перемещение. Юго-восточное крыло Талангуйской синклинали, сопряженное с Кукульбейской антиклиналью, пересечено сбросами и осложнено дополнительной мелкой складчатостью с углом падения до 50—70°.

Кукульбейская антиклиналь, разделяющая крупные Талангуйскую и Борзинско-Газимурскую синклинали, располагается в хребте Кукульбей на междуречье Талангуя и Борзи. Она представляет собой небольшую узкую гребневидную складку северо-восточного простирания с углом падения на

крыльях от 30 до 50° (выполаживание угла падения слоев происходит по направлению к сопряженным с ней синклиналям). В ядре антиклинали выходят песчано-сланцевые отложения нижней онтагаинской свиты, которые на юго-западе, по мере погружения оси антиклинали, сменяются конгломератами верхней сивачинской свиты нижней юры. На крыльях Кукульбейской антиклинали выходят песчано-сланцевые отложения онон-борзинской свиты.

Ононская синклиналь располагается в долине р. Онон выше ст. Оловянной и в окрестностях с. Шаронай, к северо-западу от описанной выше Талангуйской синклинали, и отделена от нее крупным разломом северо-восточного простирания. С северо-запада она также ограничена крупным длительно развивающимся Южно-Борщевочным разломом. Ононская синклиналь сложена преимущественно песчано-сланцевыми и конгломератовыми морскими отложениями нижней и средней юры, имеющими в пределах синклинали максимальную мощность — около 6 *км*. Отложения валунных конгломератов верхнегазимурской свиты здесь отсутствуют. Она имеет северо-восточное простирание, длина ее более 40 *км*, ширина около 30 *км*. Юрские отложения северо-западного крыла Ононской синклинали смяты в дополнительные мелкие складки северо-восточного простирания и пересечены сбросами того же направления. От Агинского поднятия Ононская синклиналь отделена крупным надвигом северо-западного простирания, вдоль которого метаморфизованные палеозойские отложения надвинуты на юру.

Туровская синклиналь северо-восточного простирания также сложенная морскими юрскими отложениями, располагается непосредственно к югу от системы Южно-Борщевочных разломов, в бассейне р. Унды и ее правого притока — р. Туров. Она имеет северо-восточное простирание, отделена от Талангуйской и Ононской синклиналей поперечным поднятием палеозойского фундамента, сложенным складчатыми нижнекаменноугольными отложениями, прорванными крупными гранитными интрузивами. Длина синклинали около 70 *км*, ширина от 10 до 20 *км*. Морские песчано-сланцевые и конгломератовые юрские отложения Туровской синклинали пересечены системой параллельных разломов северо-восточного направления и смяты в мелкие линейные складки того же простирания.

Сходство структурного положения Туровской и Ононской синклиналей, а также фациальный состав слагающих их морских юрских отложений заставляет относить эти структуры к северо-восточной наиболее глубоко прогнутой части крупного юрского Восточно-Забайкальского прогиба. Современная разобщенность контуров этих синклиналей связана с поперечным поднятием палеозойского основания.

Вдоль Южно-Борщевочного разлома параллельно современной долине р. Уды располагается система приразломных впадин типа грабен-синклиналей, наложенных на краевые части Ононской и Туровской синклиналей и сложенных вулканогенными верхнеюрскими, нижнемеловыми пресноводно-континентальными и рыхлыми кайнозойскими отложениями.

Центральная часть Восточно-Забайкальского прогиба сложена крупной и очень пологой Борзинско-Газимурской синклиналью и расположенными к северу от нее Шахтаминской и Газимурской коробчатыми синклиналями, образующими единую полосу юрских синклинальных структур, имеющую общее северо-восточное простирание. Характерной чертой строения этой «синклинальной полосы» является то, что она состоит из цепочки крупных и более мелких брахисинклинальных и коробчатых форм широтного простирания, разделенных небольшими поперечными поднятиями того же направления (см. фиг. 83).

Борзинско-Газимурская синклиналь, расположенная в бассейне верхнего течения Борзи и Газимура, к юго-востоку от Кукульбейской антиклинали, образует главную часть Восточно-Забайкальского прогиба. Она имеет неправильные угловатые очертания, ширина ее изменяется от 8—10 *км* на юге до 50 *км* в центральной ее части, длина около 180 *км*. Борзинско-Гази-

мурская синклиналь в отличие от описанных выше Ононской, Талангуйской и Туровской сложена в значительной части прибрежно-континентальными и континентальными грубообломочными отложениями алгачинской фации нижней и средней юры. Не менее 80% площади этой крупной синклинали занято грубообломочными отложениями (фангломератами и конгломератами) верхнегазимурской свиты, мощность которых достигает 2 *км*. Суммарная мощность трех свит нижне- и среднеюрских морских и континентальных отложений, выходящих на крыльях синклинали, составляет не более 2—2,5 *км*. Морские фации нижне- и среднеюрских отложений располагаются лишь в западной и северо-западной частях Борзинско-Газимурской синклинали, прилегающей к наиболее прогнутой северо-западной части Восточно-Забайкальского прогиба.

На юго-западе Борзинско-Газимурская синклиналь имеет угловатые очертания, параллельные разломам, ограничивающим с востока Агинское поднятие и дислоцированные пермские отложения Борзинского прогиба. Борзинско-Газимурская синклиналь отделена от Агинского поднятия крупным разломом широтного простирания, а от Борзинского пермского прогиба и Газимурской синклинали — протяженным северо-восточным разломом (см. фиг. 83). Сочетание этих двух направлений разломов, ограничивающих жесткое Агинское поднятие, и обусловило форму и простирание основных элементов внутренней глыбово-складчатой структуры Борзинско-Газимурской синклинали.

Северо-западное крыло Борзинско-Газимурской синклинали сложено песчано-конгломератовыми отложениями трех нижних свит юры, которые меняют свое простирание от северо-восточного на западе до широтного в центральной части (на участке между селами Клин и Акатуй) и снова до северо-восточного в ее восточной части, в окрестностях сел 2-й Кокуй и Верхний Аленуй.

Вдоль северо-западного крыла синклинали базальные конгломераты нижнеюрских отложений залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных нижне- и среднепалеозойских отложений и прорывающих их гранитоидов. Общее моноклинальное падение юрских отложений осложнено дополнительной складчатостью, отдельными крутыми флексурными перегибами и мелкими асимметричными складками, несколько запрокинутыми на северо-запад. Наиболее спокойное залегание юрских отложений в северо-западном крыле Борзинско-Газимурской синклинали наблюдается в интервале между селами Акатуй и Верхний Аленуй. Общее моноклинальное падение слоев акатуевской свиты здесь осложнено лишь пологой волнистостью; углы падения слоев не превышают 10—15°.

Юго-восточное крыло Борзинско-Газимурской синклинали имеет общее северо-восточное простирание. На северо-востоке оно сложено тремя нижними свитами алгачинской юры, а на юго-западе — толщей крупногалечных и валунных конгломератов верхнегазимурской свиты. Почти на всем протяжении это крыло оборвано крупнейшим Александрово-Заводским разломом северо-восточного простирания, вдоль которого раздроблены юрские отложения и палеозойские гранитоиды, местами превращенные в милониты.

Центральная часть Борзинско-Газимурской синклинали сложена конгломератами с линзами грубозернистых песчаников верхнегазимурской свиты. По данным А. Ф. Мушникова (1958₂), в центральной части синклинали газимурские конгломераты залегают согласно («без видимого несогласия») на песчаниках бохтинской свиты, а в бортовых частях синклинали, в окрестностях сел Онон-Борзя и Алгачи,— с размывом и отчетливым несогласием на различных горизонтах алгачинской юры и даже непосредственно на герцинских гранитоидах (восточнее с. Онон-Борзя). Верхнегазимурские конгломераты в центральной части Борзинско-Газимурской синклинали смяты в пологие брахисинклинальные складки, на крыльях осложненные пологой

волнистостью. Углы падения слоев на крыльях этих складок изменяются в пределах 5—20° с преобладанием 10—15°. Более крутые падения наблюдаются лишь вблизи разломов, пересекающих юрские отложения. Крупная брахисинклинальная складка, образующая ядро Борзинско-Газимурской синклинали, по А. Ф. Мушникову (см. фиг. 83), вытянута в широтном направлении, параллельно северному краю Агинского поднятия, ограниченного разломом широтного простирания. Юго-западная часть Борзинско-Газимурской синклинали представляет собой узкую моноклиналь северо-восточного простирания, облекающую с востока складчатые пермские отложения Борзинского прогиба, залегающие вдоль юго-восточного края Агинского поднятия. Эта моноклиналь, сложенная грубообломочными конгломератами верхнегазимурской свиты, ограничена с двух сторон продольными разломами и осложнена флексурными перегибами и многочисленными сбросами. Западный из этих разломов, Борзинский, продолжается к северо-востоку вдоль долины р. Борзи, пересекая ядро Борзинско-Газимурской синклинали на всем ее протяжении; его длина не менее 160 *км*. Восточный, более крупный и длительно живущий Приаргунский разлом глубинного типа располагается на границе Приаргунского поднятия и Борзинско-Газимурской синклинали.

Более мелкие дизъюнктивные дислокации пользуются исключительно широким развитием в пределах Борзинско-Газимурской синклинали, особенно вдоль контакта с палеозойским гранитным фундаментом в ее северо-западном крыле. Многочисленные мелкие разломы типа сбросов и сбросо-сдвигов северо-западного и меридионального простирания пересекают юрские отложения в краевой части северного крыла, в окрестностях Онон-Борзи и Акатуя. Особенно сложна мозаика мелких разломов, пересекающих как юрские отложения северо-западного крыла синклинали, так и герцинские гранитоиды, слагающие поперечное Аленуйское поднятие. Эта мозаика разломов получилась в результате пересечения сбросов, сбросо-сдвигов и чешуйчатых надвигов меридионального, широтного и северо-восточного простирания. В результате перемещения по этим разломам палеозойских гранитов оказались зажаты обрывки юрских грубозернистых отложений, обычно смятых в мелкие складки (фиг. 83).

Аленуйское поперечное поднятие, сложенное почти на всем протяжении герцинскими гранитоидами, среди которых лишь в виде крупных «ксенолитов» сохранились среднепалеозойские отложения, вытянуто в северо-западном направлении. Длина его около 25 *км*, ширина от 6 до 12 *км*. Аленуйское поднятие отделяет крупную Борзинско-Газимурскую синклиналь от небольшой Шахтаминской синклинали, также сложенной нижне- и среднеюрскими терригенными отложениями.

Шахтаминская синклиналь имеет неправильные угловатые очертания и не более 30 *км* в длину и ширину. Слагающие ее юрские отложения залегают резко несогласно на размытой поверхности среднепалеозойских отложений и прорывающих их гранитоидов. Северная и западная части этой сложной коробчатой синклинали образованы двумя сопряженными синклинальными складками северо-восточного простирания, разделенными горст-антиклиналью, сложенной гранитоидами. В южной части Шахтаминской синклинали, граничащей с поперечным Аленуйским поднятием, хорошо картируются небольшие складки северо-западного простирания, параллельные простиранию этого поперечного поднятия. Вдоль границы Шахтаминской синклинали с поперечным Аленуйским поднятием наблюдается не менее сложная мозаика пересекающихся сбросов северо-западного и северо-восточного направления, наложенных на более крупные юрские складчатые структуры, как это имело место вдоль южного контакта поперечного Аленуйского поднятия с Борзинско-Газимурской синклиналью.

Примерно в центральной части синклиналь пересечена поперечным разломом широтного простирания.

Газимурская синклиналь располагается к северо-востоку от Шахтаминской и отделена от нее небольшим поперечным дугообразным поднятием палеозойского фундамента с северо-восточным простиранием на севере и широтным — на юге. Газимурская синклиналь является последним северным звеном центральной части Восточно-Забайкальского прогиба, имеет неправильные изометричные очертания и сложена нижне- и среднеюрскими морскими терригенными отложениями, залегающими резко несогласно на размытой поверхности складчатого палеозойского фундамента. Мощность юры в пределах синклинали не превышает 2 *км*. Она, так же как Шахтаминская, представляет собой две сопряженные синклинали северо-восточного и широтного простирания, разделенные узкой горст-антиклиналью, сложенной палеозойскими кристаллическими породами. Обе синклинали пересечены разломами северо-восточного и широтного направления и осложнены дополнительной более мелкой складчатостью.

Савво-Борзинская синклиналь располагается в юго-восточной части Восточно-Забайкальского прогиба, непосредственно к востоку от Борзинско-Газимурской, и отделена от нее небольшой Алгачинской антиклиналью. Савво-Борзинская синклиналь представляет собой асимметричную складку северо-восточного простирания, развившуюся непосредственно на погребенном под ней Приаргунском разломе, заложенном еще в нижнем палеозое на границе Приаргунского палеозойского антиклинория и Центрального Восточно-Забайкальского синклинория. Длина Савво-Борзинской синклинали 60 *км*, ширина 30 *км*. Она сложена грубообломочными отложениями всех четырех свит континентальной алгачинской фации нижней и средней юры, залегающими резко несогласно на размытой поверхности нижнепалеозойских складчатых отложений и прорывающих их герцинских гранитоидов.

Северо-западное крыло синклинали, наложенное на краевую часть Центрального палеозойского синклинория, сложено всеми четырьмя свитами континентальной юры, мощность которых составляет 3,5 *км*. На юго-восточном крыле Савво-Борзинской синклинали, лежащем в краевой части Приаргунского палеозойского антиклинория, мощность континентальной юры сокращается до 1,5—1,2 *км*. Ядро синклинали выполнено верхнегазимурскими конгломератами. В краевой части северного крыла, по данным А. Ф. Мушникова (1958$_2$), в юрских отложениях наблюдается довольно крутой угол падения, достигающий 60°, быстро выполаживающийся по направлению к осевой части синклинали до 25—30°. Местами наблюдаются отдельные флексурные перегибы.

Юго-восточное крыло синклинали является значительно более пологим. Шарнир Савво-Борзинской синклинали несколько погружается на юго-запад, и юрские отложения в районе Васильевского хутора постепенно уходят под нижнемеловые отложения крупной впадины Сухого Урулюнгуя.

В северо-восточной части Савво-Борзинская синклиналь имеет простое строение; в окрестностях с. Верхний Калган наблюдается центриклинальное ее замыкание, и первичное залегание юрских отложений здесь нарушено лишь пологой волнистостью.

В осевой части, по данным А. Ф. Мушникова (1958$_2$), синклиналь пересечена крупным Савво-Борзинским разломом северо-восточного простирания, сопряженным с главной зоной длительно живущих Приаргунских разломов глубинного заложения. Этот разлом проходит в северном борту долины р. Верхней Борзи и фиксируется по горизонтальному смещению отдельных свит алгачинской юры. Вдоль этого разлома произошли также значительные (более километра) вертикальные перемещения, благодаря которым в районе с. Савво-Борзя из-под бохтинских песчаников вдоль северного крыла разлома на поверхность выведены известняки и сланцы нижнего палеозоя.

Юрские и палеозойские отложения вдоль этого разлома интенсивно

раздроблены и пронизаны огромным количеством даек, силлов и штоков верхнеюрских субвулканических пород.

Юго-восточное крыло Савво-Борзинской синклинали также пересечено крупным крутым сбросом северо-восточного простирания, протягивающимся от долины р. Урулюнгуй к северу до с. Клички. Северо-западное крыло Савво-Борзинской синклинали в интервале между селами Пури и Шара пересечено многочисленными мелкими поперечными сбросами и сбросо-сдвигами субмеридионального простирания, вдоль которых хорошо видны смещения границ отдельных горизонтов юры. Наибольшую амплитуду имеет Пуринский сбросо-сдвиг, вдоль которого проник Пуринский гранодиоритовый шток. Вдоль этих сбросо-сдвигов наблюдается интенсивное развальцевание юрских грубообломочных отложений, появляются «хвостатые» гальки и мощные зоны тектонических брекчий.

Алгачинская брахиантиклиналь разделяет Борзинско-Газимурскую и Савво-Борзинскую синклинали и располагается на погружении крупного сводового поднятия Газимурского хребта, образованного герцинскими гранитоидами Кутомарского массива. Алгачинская брахиантиклиналь сложена грубообломочными отложениями двух нижних свит алгачинской юры (акатуевской и базановской), залегающих резко несогласно на размытой поверхности метаморфических сланцев нижнего и среднего палеозоя и на прорывающих их гранитоидах Кутомарского массива. Эта брахиантиклиналь несколько вытянута в северо-восточном направлении, имеет длину около 30 *км* и ширину не более 20 *км*. В ядре антиклинали выходят сложно дислоцированные метаморфические сланцы нижнего палеозоя, на крыльях перекрытые континентальными нижне- и среднеюрскими отложениями. Алгачинская антиклиналь рассечена многочисленными поперечными и продольными мелкими сбросами северо-восточного и северо-северо-западного простирания. Особенно густая сеть этих разломов наблюдается в ядре брахиантиклинали к юго-западу от с. Алгачи. Вблизи этих сбросов юрские отложения смяты в мелкие крутые складки с углами падения слоев на крыльях до 75—80°. На бортах Алгачинской брахиантиклинали, сливающихся с крыльями Савво-Борзинской и Борзинско-Газимурской синклиналей, угол падения юрских отложений быстро выполаживается от 30 до 10—15°. Северо-западное крыло антиклинали пересечено системой параллельных ступенчатых сбросов северо-восточного простирания.

Из приведенного описания видно, что нижне- и среднеюрские отложения в пределах Восточно-Забайкальского прогиба смяты в широкие асимметричные коробчатые и брахисинклинальные складки, разделенные узкими гребневидными антиклиналями, простирание и форма которых строго подчинены направлению обрамляющих прогиб продольных и поперечных разломов северо-восточного и широтного простирания. Эти складки осложнены многочисленными мелкими и более крупными разломами, вдоль которых юрские отложения смяты в дополнительные мелкие складки. Особенно интенсивное раздробление палеозойского фундамента и перекрывающих его юрских отложений наблюдается в краевых частях поперечных поднятий (Аленуйского и др.), протягивающихся вкрест главному северо-восточному простиранию Восточно-Забайкальского прогиба.

Распределение мощностей внутри Восточно-Забайкальского прогиба неравномерное и связано с сочетанием продольных и поперечных конседиментационных разломов, что создает резко выраженную асимметрию прогиба.

Описанные глыбово-складчатые структуры Восточно-Забайкальского прогиба прорваны многочисленными штоками и более крупными массивами различных гранитоидов — от аляскитовых гранитов до гранодиоритов, а также гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и других пород.

К зоне глубинного Приаргунского разлома приурочены Цаган-Олуевский массив и более мелкие штоки гранитоидов, прорывающие юрские отложения вдоль юго-восточного края Борзинско-Газимурской синклинали,

в Савво-Борзинской синклинали, а также отложения, расположенные в краевой части Приаргунского поднятия (см. фиг. 83).

Второй из крупных массивов — Кукульбейский (около 300 *км*²) располагается также на окраине Восточно-Забайкальского прогиба, в ядре Талангуйской синклинали на пересечении двух разломов. Один из них, простирающийся на северо-восток, пересекает Талангуйскую коробчатую синклиналь в центральной ее части, другой имеет широтное простирание и располагается вдоль границы Агинского поднятия с Восточно-Забайкальским прогибом.

К северо-востоку от Кукульбейского массива вдоль разлома северо-восточного простирания, в осевой части Талангуйской синклинали, располагается цепочка небольших гранитных тел и штоков (Этыкинский и др.). Вдоль разломов того же простирания, пересекающих северо-западное крыло Талангуйской синклинали, располагаются Тургинский и другие сравнительно небольшие гранитные массивы (до 70 *км*²), также прорывающие юрские отложения.

Такое же структурное положение занимают и более мелкие мезозойские гранитные тела, располагающиеся в пределах Кукульбейской антиклинали и в зоне поднятий палеозойского основания, где они проникают по разломам в крупные массивы герцинских гранитоидов.

Небольшие мезозойские интрузии различного состава (диоритов, гранитов и щелочных пород) в небольшом количестве располагаются вдоль системы Южно-Борщевочных разломов, они прорывают юрские отложения в пределах Ононской и Туровской синклиналей, а также герцинские гранитоиды и складчатые палеозойские отложения разделяющего их поднятия.

С системой продольных и поперечных разломов, пересекающих Шахтаминскую и Газимурскую коробчатые синклинали, связано внедрение небольших гранитных интрузий. Наиболее крупный их них — Шахтаминский гранитный массив (100 *км*²), вытянутый в широтном направлении, пересекает Шахтаминскую синклиналь вкрест ее простирания. К системе поперечных разломов, пересекающих северо-восточное крыло Савво-Борзинской синклинали и сопряженных, по-видимому, с длительно живущей зоной Приаргунских разломов, приурочены небольшие штоки мезозойских гранитоидов (Пуринский и др.).

Небольшие тела мезозойских гранитоидов располагаются в пределах крупного Агинского поднятия, сложенного складчатыми палеозойскими отложениями, пересеченными молодыми разломами северо-восточного, северо-западного и широтного простирания. Возраст интрузий гранитного состава, прорывающих нижне- и среднеюрские отложения в пределах Восточно-Забайкальского прогиба и прилегающих поднятий палеозойского фундамента, определяется на основании взаимоотношений с вмещающими породами как послесреднеюрский и доверхнеюрский.

Приразломные мульды, выполненные верхнеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями

Вдоль крупных продольных разломов, пересекающих глыбово-складчатые структуры Восточно-Забайкальского прогиба, располагаются сравнительно небольшие приразломные мульды, сложенные верхнеюрскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Наиболее крупная из них — Александрово-Заводская имеет резко асимметричное строение; ее длина 45 *км*, ширина 10 *км*. Она протягивается вдоль крупного Александро-Заводского разлома[1] северо-восточного простирания, ограничивающего с юго-востока Борзинско-Газимурскую синк-

[1] По А. Ф. Мушникову, Газимуро-Золинский.

линаль. Этот разлом служил зоной проникновения для вулканических излияний, заполнивших мульду. На северо-западном крыле мульды верхнеюрские порфириты, их туфы и туфоконгломераты, залегающие несогласно на грубообломочных отложениях алгачинской юры, падают на юго-восток под углом 15—25°. Юго-восточное крыло мульды оборвано Александрово-Заводским разломом. Местами северо-восточное крыло мульды, по А. Ф. Мушникову, осложнено небольшими дополнительными антиклинальными перегибами и пересечено сбросами.

Небольшая приразломная Клинская (вокрестностях с. Клин) мульда того же типа, заложилась вдоль крупного Борзинского разлома северо-восточного простирания (пересекающего Борзинско-Газимурскую синклиналь); длина ее около 20 *км*, ширина не более 8 *км*. Ее северо-западное крыло сложено вулканогенно-осадочными отложениями, залегающими несогласно на размытой поверхности морской средней юры. По данным А. Ф. Мушникова, эти отложения полого падают на юго-восток под углом 10—20°. В северо-восточной части мульды наблюдаются обратные падения туфов на юго-запад под углом 20°. Юго-восточное крыло мульды пересечено многочисленными сбросами северо-восточного простирания, параллельными главному Борзинскому разлому.

Довольно крупная Мулинская мульда, сложенная верхнеюрскими вулканогенными отложениями, располагается в центральной части Савво-Борзинской синклинали и имеет сложные неправильные очертания. Формирование ее связано с двумя крупными разломами северо-восточного простирания — Савво-Борзинским и Кличкинским. Мощность туфогенно-осадочных отложений мульды достигает 400 *м*. Вдоль южного приразломного крыла Мулинской мульды туфы падают под углом 20—25° и до 40°. Туфогенные породы одного из ответвлений Мулинской мульды, по данным А. Ф. Мушникова, залегают без видимого несогласия на верхнегазимурских конгломератах Савво-Борзинской синклинали.

Крупные приразломные мульды (Ундинская и др.) располагаются вдоль системы Южно-Борщевочных разломов, ограничивающих с северо-востока Восточно-Забайкальский прогиб. Они также сложены относительно слабо дислоцированными вулканогенно-осадочными верхнеюрскими отложениями, залегающими резко несогласно на складчатых нижне- и среднеюрских отложениях Ононской и Туровской синклиналей.

Аналогичное строение имеют приразломные мульды, сложенные верхнеюрскими эффузивами, излияние которых связано с поперечными и продольными разломами, пересекающими палеозойский фундамент. Сравнительно небольшая мульда, наложенная на складчатые палеозойские отложения и прорывающие их герцинские гранитоиды, располагается в зоне пересечения продольных и поперечных разломов северо-западного простирания, в окрестностях сел Доно и Шара. Она имеет неправильные изометричные очертания и размеры 15×17 *км*. Угол падения туфов на крыльях этой мульды составляет от 10 до 25°.

В пределах поднятия Газимурского хребта располагается еще одна поперечная наложенная мульда, приуроченная к зоне пересечения описанного выше крупного Александрово-Заводского разлома северо-восточного простирания и поперечного разлома северо-западного простирания, протягивающегося примерно до с. Доно на юге. Ось этой мульды параллельна северо-западному разлому.

Верхнеюрские вулканогенные образования, слагающие приразломные мульды, прорваны многочисленными дайками, штоками и небольшими массивами (до 100 *км*^{2}) монцонитов, сиенито-диоритов, граносиенитов и кислых субвулканических пород. Особенно обильны мелкие интрузивные тела этого возраста в зоне Южно-Борщевочных разломов, где они прорывают верхнеюрские вулканогенные образования и кристаллические породы палеозойского фундамента к югу от долины р. Унды, в зоне Приаргунского

разлома (в центральной части Савво-Борзинской синклинали) и далее к северо-востоку вдоль разлома.

Цепочка мелких интрузивных тел субщелочного и кислого состава, имеющая общее широтное простирание, пересекает юрские морские и верхнеюрские вулканогенные отложения вдоль северного края Восточно-Забайкальского прогиба, в окрестностях сел Онон-Борзя и Акатуй.

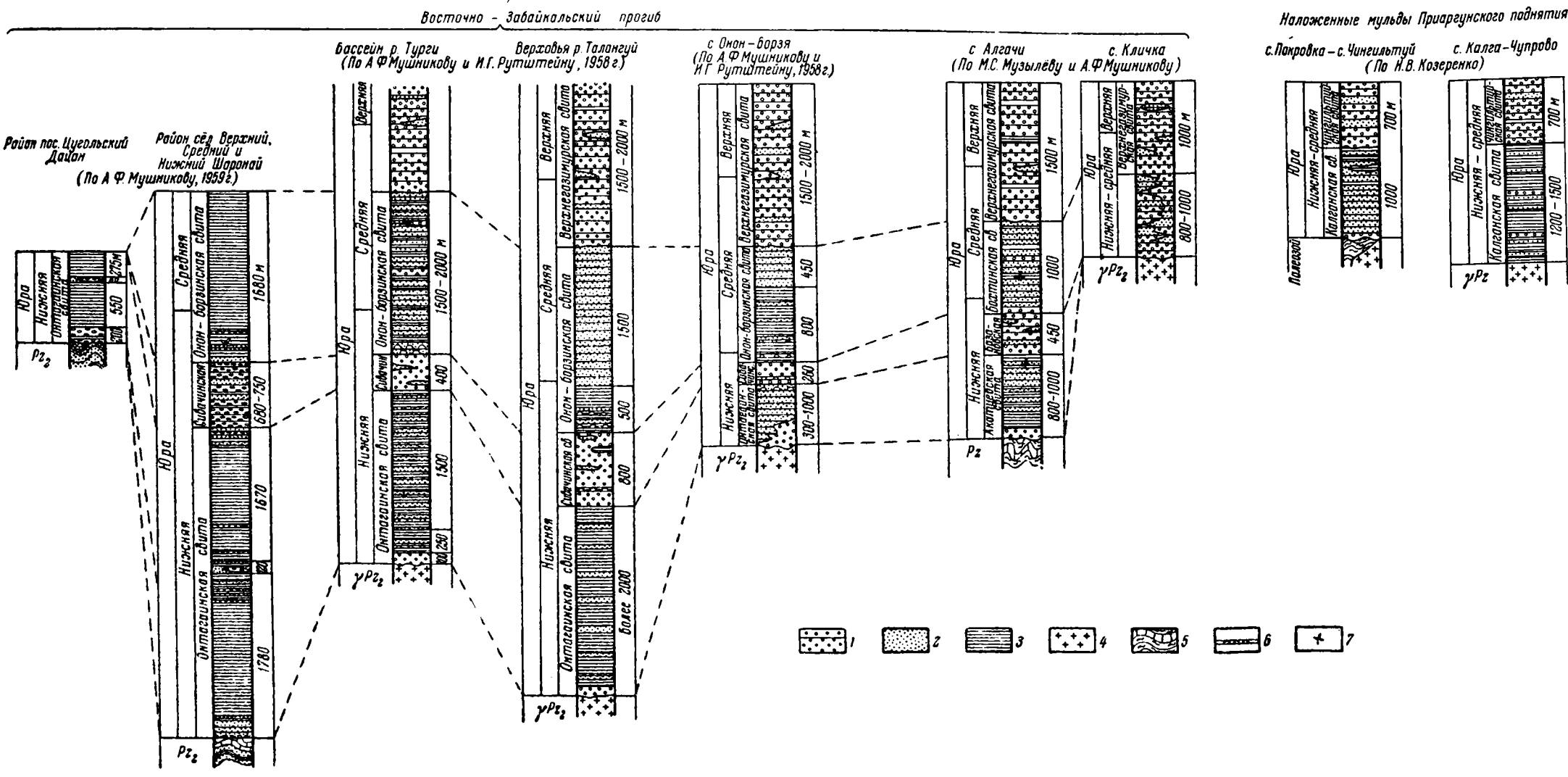
Мезозойские деформации в пределах поднятий палеозойского или более древнего основания

Материалов по мезозойским деформациям в пределах поднятий, окружающих Восточно-Забайкальский и другие прогибы, очень мало, так как выявление таких деформаций встречает большие методические трудности. Сравнительно просто выявляются только разрывные нарушения, мезозойский возраст которых удается установить на основании соотношения с мезозойскими отложениями в краевых частях прогибов, сопряженных с этими поднятиями.

Попытки выявить наложенные деформации в палеозойском фундаменте крупного поднятия Газимурского хребта сделаны А. Ф. Мушниковым по материалам О. Н. Белоусовой, Г. Ю. Григорчука, М. П. Безверхнего и Б. И. Олексиева, полученным в пределах юго-западной его части, сложенной герцинскими гранитами Кутомарского массива. Здесь были закартированы зоны вторичной гнейсификации герцинских гранитоидов, по которым отчетливо вырисовывается внутренняя структура этого поднятия в виде крупного пологого свода северо-восточного простирания. А. Ф. Мушников (1958_2) связывает процессы гнейсификации этих гранитов с мезозойскими тектоническими движениями, однако более вероятно, что гнейсификация Кутомарского массива, расположенного в зоне сочленения палеозойского Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и Приаргунского антиклинория, возникла при внедрении палеозойских гранитоидов. Зоны гнейсификации ориентированы параллельно крупному Приаргунскому разлому, существовавшему еще в палеозойское время. Юрские отложения Восточно-Забайкальского прогиба, залегающие трансгрессивно и несогласно непосредственно на гнейсированных гранитах, не несут каких-либо следов гнейсификации.

К дислокациям мезозойского времени следует отнести крупнейшие зоны милонитизации и интенсивного катаклаза, резко наложенные на гнейсированные гранитоиды Кутомарского массива. Эти зоны имеют северо-восточное простирание и прослеживаются вдоль поднятия палеозойского фундамента на границе его с Борзинско-Газимурской и Савво-Борзинской синклиналями. Особенно важно, что вдоль этих зон раздроблению подверглись не только палеозойские гранитоиды, но и залегающие на них несогласно юрские отложения. В пределах поднятия Газимурского хребта в кутомарских гранитах, кроме продольных зон, наблюдаются также и поперечные зоны милонитизации и повышенного катаклаза, имеющие северо-западное простирание. Вдоль этих зон произошли глубокие расколы герцинского фундамента, послужившие путями проникновения для излияния верхнеюрских вулканогенных пород, образовавших описанные выше приразломные мульды.

О наличии в мезозойское время крупных поднятий палеозойского фундамента — Агинского, Приаргунского, Газимурского хребта и Шахтаминского, сопряженных с Восточно-Забайкальским прогибом, свидетельствует не только внутреннее строение (морфология структур) мезозойского прогиба, но также состав, распределение фаций и мощностей юрских морских и континентальных осадков внутри прогиба. Анализ фаций указывает, что снос обломочного материала в прогибе происходил с окружающих его растущих поднятий палеозойского фундамента.



Фиг. 85. Сопоставление разрезов юрских отложений Восточно-Забайкальского прогиба и Приаргунского поднятия (соотношение морских и континентальных отложений алгачинской фации).

1 — конгломераты и фангломераты; *2* — песчаники от мелко- до грубозернистых; *3* — алевролиты и аргиллиты; *4* — палеозойские граниты; *5* — метаморфизованные палеозойские отложения; *6* — местоположение в разрезе остатков морской фауны; *7* — местоположение в разрезе отпечатков флоры

Мезозойские (юрские) структуры Приаргунского поднятия

Приаргунское поднятие имеет северо-восточное простирание. Оно представляет собой крупную положительную структуру мезозойского времени, разделяющую два глубоких мезозойских прогиба — Восточно-Забайкальский и Большого Хингана. Границы этого крупного мезозойского поднятия примерно совпадают с границами Приаргунского палеозойского антиклинория. В центральной части Приаргунского поднятия на советской территории протягивается небольшой Калганско-Чашинский прогиб северо-восточного простирания, в пределах которого располагается цепочка мелких плоских синклиналей, выполненных маломощными грубообломочными континентальными отложениями нижней и средней юры. Синклинали разделены между собой обширными изометричными брахиантиклинальными поднятиями палеозойского фундамента или сравнительно узкими поперечными выступами палеозойских пород. Мощность юрских отложений в Калгано-Чашинском прогибе колеблется от 400—800 *м* в районе с. Чашино-Ильдикан и Нерчинского Завода до 1—2 *км* в районе с. Калга-Чингильтуй. Цепочка мезозойских брахисинклиналей Калгано-Чашинского прогиба приурочена к зоне нижнепалеозойских синклинальных структур в пределах палеозойского антиклинория.

По материалам В. Н. Козеренко (1956[1]) и А. Ф. Мушникова (1958[2]), нижне- и среднеюрские отложения Калгано-Чашинского прогиба смяты в асимметричные, очень пологие брахисинклинали и коробчатые синклинали северо-восточного простирания. Вдоль северо-западных крыльев этих синклиналей базальные конгломераты континентальной юры залегают резко несогласно на размытой поверхности складчатых нижнепалеозойских отложений и прорывающих их гранитоидов. Юго-восточные крылья оборваны крупными разломами северо-восточного простирания. Размеры наиболее крупной Калгано-Чингильтуйской синклинали не превышают 45—50 *км* в длину при ширине 25—30 *км*. Длина Чашино-Ильдиканской синклинали 20 *км*, ширина от 5 до 10 *км*. Другие синклинали несоизмеримо более мелкие.

Крупные синклинали осложнены дополнительной пологой складчатостью также брахисинклинального или коробчатого типа. Особенно хорошо это устанавливается в Чашино-Ильдиканской и Чингильтуйской синклиналях, где имеет место сочетание пологого (0—15°) и более крутого (30—60°) падения юрских отложений. Местами из-под маломощного чехла юрских отложений в Чашино-Ильдиканской синклинали выступает ее палеозойское основание.

К северо-западу от описанной полосы юрских синклинальных структур, в краевой части Приаргунского поднятия вдоль Приаргунской зоны разломов также располагается цепочка небольших впадин, выполненных нижне- и среднеюрскими континентальными отложениями, расположенными в районе сел Кутомара, Золотоноша и др. Это очень небольшие по размерам структуры типа грабен-синклиналей, пересеченные разломами, вдоль которых местами (в верховьях р. Нижней Борзи) в верхнеюрское время происходили вулканические излияния.

Дизъюнктивные дислокации различного масштаба в пределах Приаргунского поднятия пользуются исключительно широким распространением и пересекают как древние палеозойские и докембрийские складчатые структуры и прорывающие их гранитоиды, так и юрские отложения в описанных синклиналях.

Преобладают продольные разломы северо-восточного простирания, но имеют место поперечные и диагональные разломы субширотного, северо-западного и меридионального направления.

С этими разломами связано проникновение многочисленных дайкообразных тел, мелких штоков (гранодиоритов, порфиритов, кварцевых порфиров и других гипабиссальных тел), пересекающих как юрские отложения, так и более древние породы палеозойского и докембрийского фундамента. Местами гипабиссальные интрузии послеюрского возраста буквально пронизывают палеозойские кристаллические породы и юрские отложения. Особенно насыщена мелкими интрузивными телами краевая часть Приаргунского поднятия вблизи зоны глубинного Приаргунского разлома. Простирание даек, по О. Н. Белоусовой, образует здесь косой угол с направлением главной зоны разлома, фиксирующейся милонитизацией и повышенным катаклазом кутомарских герцинских гранитоидов.

В юго-западной части Приаргунского поднятия, сложенного преимущественно докембрийскими и нижнепалеозойскими кристаллическими породами, располагаются широкие приразломные мульды. Они выполнены верхнеюрскими, вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, залегающими на размытой поверхности кристаллических пород и имеющими максимальную мощность от 1 до 1,5 *км*.

Борщевочное поднятие

Борщевочное поднятие располагается в области крупного Борщевочного хребта, разделяя систему описанных выше приразломных прогибов триаса и юры Пришилкинской зоны и крупного юрского Восточно-Забайкальского прогиба. Оно имеет северо-восточное простирание и сложено докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими породами, прорванными крупными гранитными интрузиями докембрийского и палеозойского возраста. С северо-запада Борщевочное поднятие ограничено системой длительно развивающихся краевых разломов Монголо-Охотского пояса, с юго-востока — системой длительно живущих Южно-Борщевочных разломов северо-восточного простирания, заложившихся еще в палеозое и возобновившихся в юрское и нижнемеловое время.

Указанные крупные глубинные разломы и сопряженные с ними более мелкие разрывы в мезозойское время послужили путями проникновения гранитной магмы, внедрившейся в древние докембрийские и палеозойские кристаллические породы Борщевочного поднятия, а также в триасовые и юрские отложения сопряженных прогибов. Наиболее крупные из них — Сретенский и Борщевочный массивы порфировидных гранитов и адамеллитов — имеют площадь до 400 $км^2$. Возраст этих гранитоидов определяется как послеюрский на основании интрузивного контакта их с фаунистически охарактеризованными юрскими отложениями.

Верхнемезозойские структуры

В нижнемеловое время в Восточном Забайкалье происходило образование различной величины межгорных континентальных впадин типа грабенов и грабен-синклиналей, а также более широких плоских изометричных прогибов, наложенных на складчатые палеозойские и нижнемезозойские отложения. В Восточном Забайкалье наблюдается два вида этих впадин — узкие, сильно вытянутые в длину (на десятки и первые сотни километров при ширине не более 5—20 *км*) грабены и грабен-синклинали и широкие пологие изометричные прогибы.

Узкие грабены и грабен-синклинали обычно приурочены к зонам крупных длительно живущих разломов палеозойского и нижнепалеозойского возраста, движения вдоль которых возобновились в верхнеюрское, нижнемеловое и, нередко, в кайнозойское время, и к зонам крупных новообразованных разломов, сопряженных с короблением жесткого палеозойского

складчатого основания. К этому виду впадин относится система грабенов и грабен-синклиналей нижнего мела, имеющих северо-восточное простирание, приуроченных к краевым разломам Пришилкинской зоны и вытянутых вдоль долины р. Шилки. Они выполнены конгломерато-песчано-аргиллитовыми и угленосными отложениями нижнего мела, залегающими резко несогласно на размытой поверхности докембрийских, палеозойских и юрских отложений (включая вулканогенную верхнюю юру). Мощность нижнемеловых отложений, к которым в долине р. Шилки приурочены Делюнское и Арбогаро-Холбонское месторождение бурых углей, достигает 400—600 *м*. Юго-западнее р. Шилки к той же системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса приурочено образование однотипных впадин — грабенсинклиналей, сложенных грубообломочными и угленосными отложениями верхней юры—нижнего мела — Ингодинская и Чикойская впадины (Нагибина, 1946[2]).

Такого же типа нижнемеловые впадины приурочены к крупным Южно-Борщевочной и Приаргунской зонам разломов, заложенным еще в палеозое. К ним относятся Ундинская и Даинская впадины, связанные с системой подновленных Южно-Борщевочных разломов, грабены и грабен-синклинали Сухого Урулюнгуя и верховьев р. Уров, связанные с Приаргунской зоной разломов.

В пределах крупного Приаргунского поднятия цепочки того же типа мелких и крупных грабенов и грабен-синклиналей северо-восточного простирания связаны с системой новообразованных мезозойских разломов, пересекающих как древние метаморфические толщи докембрия и палеозоя, так и нижне- и среднеюрские наложенные синклинали Калгано-Чашинского прогиба. Однако наиболее крупные впадины Приаргунья, приуроченные к долине Аргуни (Аргунская до 170 *км* в длину при ширине 5—20 *км*, и др)., сопряжены с системой крупных разломов северо-восточного простирания домезозойского возраста, подновленных в мезозое. Это хорошо видно в китайской части Приаргунского поднятия, в долине р. Маритке, где вдоль юго-восточного борта Аргунской впадины прослеживается широкая зона рассланцевания и катаклаза древних кристаллических пород. Вдоль этой зоны разлома в верхнеюрское время проникли порфириты и их туфы, содержащиеся в гальке нижнемеловых конгломератов Аргунской впадины. Нижнемеловые отложения, выполняющие систему грабенов и грабен-синклиналей, наложенных на крупное Приаргунское поднятие, представлены грубообломочными, терригенными и угленосными осадками, переслаивающимися с вулканогенными (пирокластическими) образованиями среднего и кислого состава. Мощность их не превышает 500—700 *м*.

Нижнемеловые отложения в пределах этих грабенов и грабен-синклиналей смяты в пологие складки с углом падения на крыльях 5—10°, местами осложненные флексурными перегибами и обычно многочисленными мелкими дизъюнктивными дислокациями, сбросами или мелкими надвигами. Вблизи разломов, обрамляющих эти впадины с одной или двух сторон, наблюдаются более крутые (до 40—50°) падения в нижнемеловых отложениях. В краевой части Аргунской грабен-синклинали, вдоль зоны упомянутого выше крупного длительно живущего разлома, нижнемеловые песчаники и аргиллиты круто (45—50°) падают к центру грабен-синклинали и пересечены многочисленными поперечными сбросами северо-западного (320°) и меридионального простирания (фиг. 86).

Кроме перечисленных продольных впадин северо-восточного простирания, вновь образованных или развивавшихся вдоль системы старых «швов», в Восточном Забайкалье имеются и поперечные впадины того же типа, имеющие меридиональное простирание (к ним относятся Тургинская и Харанорская грабен-синклинали). Они располагаются в краевой части крупного Агинского поднятия палеозойского фундамента вдоль меридиональной системы разломов, на границе «Агинского палеозойского поля» и Борзинского

пермского прогиба. Эти впадины выполнены нижнемеловыми терригенными и угленосными отложениями и битуминозными сланцами общей мощностью до 600 *м*.

К западу от Харанорской впадины в пределах Агинского поднятия расположена плоская широкая изометричная впадина Торейских озер, несколько вытянутая в меридиональном направлении и выполненная маломощными и слабо дислоцированными озерными отложениями нижнемелового возраста.

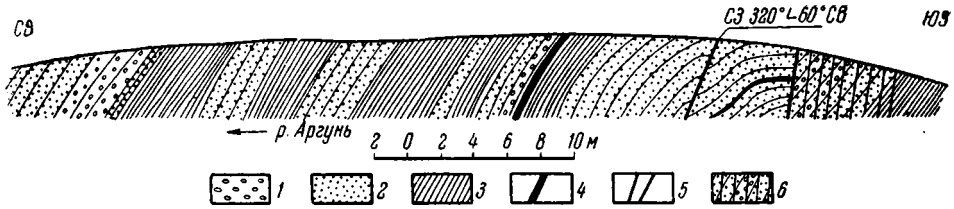


Рис. 86. Дислокации нижнемеловых отложений в краевой части Аргунской грабен-синклинали на правом берегу р. Аргуни (КНР), выше с. Дамусу.

1 — конгломераты и гравелиты; *2* — песчаники; *3* — аргиллиты и алевролиты; *4* — углистые сланцы; *5* — сбросы; *6* — сильно кливажированные нижнемеловые отложения параллельно меридиональному сбросу

Внутреннее строение нижнемеловых впадин Восточного Забайкалья характеризуется следующими особенностями. Нижнемеловые отложения, выполняющие эти впадины, залегают резко несогласно на размытой поверхности древних кристаллических пород докембрийского и палеозойского возраста и юрских отложениях. Они смяты в очень пологие синклинальные складки с углами падения на крыльях 5—10°, разделенные сравнительно узкими и крутыми антиклиналями. Количество таких складок в пределах одной впадины обычно одна-две, реже три. На бортах пологие синклинали нередко осложнены флексурными перегибами и пересечены разломами, параллельными простиранию крупных разломов, обычно ограничивающих впадину с одной или двух сторон.

Вблизи краевых разломов (в большинстве своем имеющих длительное развитие, унаследованное от более ранних стадий формирования палеозойских структур) нижнемеловые отложения смяты в мелкие складки с углом падения 30—60°, в отдельных случаях опрокинутые к центру впадин. Местами мелкие складки появляются в центральных частях впадин, а также вблизи разломов или выходов магматических пород (долеритов и др.), проникших по разломам и прорывающих эти отложения. В нижнемеловых впадинах Приаргунья, вдоль краевых разломов, ограничивающих эти впадины, почти повсеместно наблюдаются излияния кайнозойских базальтов, а местами и липаритов.

Верхнее Приамурье и Северный Дунбей

В верхнем Приамурье мезозойские отложения слагают глубокие прогибы и приразломные впадины, подобные описанным выше в Восточном Забайкалье и отличающиеся от последних лишь верхней возрастной границей выполняющих их отложений.

Вдоль глубинных разломов, ограничивающих с юга палеозойский Янканский краевой антиклинорий, здесь, так же как и в Восточном Забайкалье, располагается небольшой Нижне-Шилкинский приразломный прогиб, выполненный морскими терригенными верхнетриасовыми отложениями.

Наиболее крупные прогибы, подобные Восточно-Забайкальскому, здесь сложены нижне-, средне- и верхнеюрскими и нижнемеловыми морскими, прибрежно-континентальными и континентальными (угленосными) и вулканогенными отложениями, образующими единый, непрерывный разрез (прогибы Ольдойский, Амуро-Зейский, Большого Хингана).

Небольшие приразломные мульды и грабен-синклинали здесь сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего и верхнего мела.

В Зее-Селемджинской зоне мезозойские (верхнеюрские, нижне- и верхнемеловые) отложения, представленные сравнительно маломощными терригенными, грубообломочными, угленосными и вулканогенными континентальными отложениями, образуют лишь небольшие приразломные прогибы и впадины типа грабен-синклиналей.

Нижне-Шилкинский прогиб

Нижне-Шилкинский прогиб имеет северо-восточное, близкое к широтному простирание и располагается южнее, вдоль крупной палеозойской Южно-Янканской зоны разлома. Этот прогиб наложен на северную краевую часть Верхне-Амурского среднепалеозойского синклинория. Слагающие прогиб морские верхнетриасовые отложения представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами, максимальная мощность которых, по данным Д. И. Горжевского (Горжевский и Шашкин, 1960), не превышает 300 *м*.

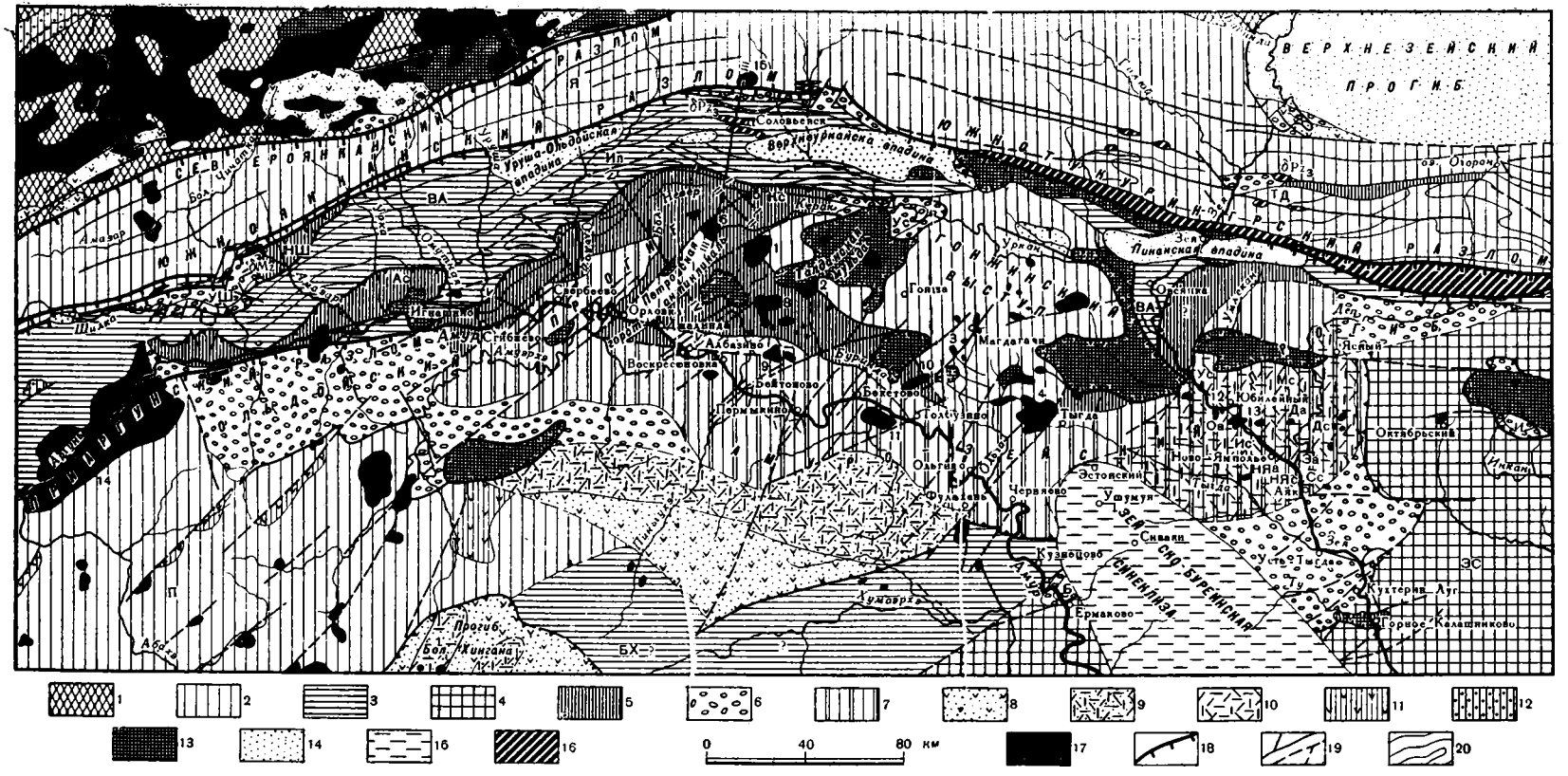
Вдоль южного края прогиба верхнетриасовые отложения залегают трансгрессивно и несогласно на размытой поверхности среднепалеозойских дислоцированных отложений от силура до нижнего карбона включительно. Вдоль северной части прогиба триасовые отложения оборваны Южно-Янканской зоной разлома. О внутреннем строении прогиба сведений очень мало, в пределах прогиба они образуют небольшие моноклинали северо-восточного простирания, разобщенные выступами среднепалеозойского фундамента.

Нижне-Шилкинский триасовый прогиб в Верхнем Приамурье приурочен к системе крупных глубинных разломов Монголо-Охотского пояса аналогично приразломным прогибам верхнетриасового возраста Пришилкинской зоны Восточного Забайкалья.

Наиболее крупные мезозойские прогибы в Верхнем Приамурье так же, как и в Восточном Забайкалье, заложились в нижней юре. Однако развитие их продолжалось значительно дольше — от нижней юры до нижнего мела включительно. В настоящее время в Верхнем Приамурье мы можем выделить систему глубоких прогибов общего северо-восточного и субширотного простирания (Ольдойский, Усть-Шилкинский и Северный), разделенных между собой крупным Ильтивусским сводовым поднятием того же направления.

Эти прогибы располагаются в верховьях Амура на советской и китайской территории и являются наложенными на размытую поверхность складчатых структур палеозойского Верхне-Амурского синклинория и краевую часть Приаргунского антиклинория. Непосредственно к востоку от Ольдойского прогиба, имеющего северо-восточное простирание, располагается наиболее крупный Амуро-Зейский юрско-меловой прогиб.

В отличие от прогибов верховьев Амура, имеющих общее северо-восточное простирание и расположенных в пределах Верхне-Амурского палеозойского синклинория, Амуро-Зейский прогиб наложен на разнородный палеозойский фундамент, имеет сложную угловатую форму, простирание, меняющееся от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке, и значительно более сложное строение (фиг. 87).



Фиг. 87. Карта мезозойских структур Верхнего Приамурья и их соотношение с фундаментом (Составила М. С. Нагибина в 1961 г.).

Домезозойские структуры: *1* — область протерозойской складчатости. Область герцинской складчатости: *2* — антиклинорий (Янканский (*Я*), Тукурингро-Джагдинский (*ТД*), Приаргунский (*П*)[1] и приуроченные к ним гранитные интрузивы; *3* — синклинории (Верхне-Амурский (*ВА*), Большого Хингана (*БХ*)[1] и приуроченные к ним гранитные интрузивы; *4* — Зее-Селемджинская зона палеозойской складчатости (*ЗС*). Мезозойские структуры. Мезозойские прогибы монголо-охотского типа, выполненные морскими и континентальными отложениями: *5* — морские и песчано-аргиллитовые отложения нижней и средней юры, а в отдельных прогибах и верхнего триаса; *6* — континентальные и прибрежно-морские песчано-конгломератовые юрские и нижнемеловые отложения; *7* — континентальные песчано-аргиллитовые и конгломератовые отложения, местами с прослоями углей и углистых сланцев верхнеюрского и нижнемелового возраста; *8* — вулканогенно-осадочные отложения (эффузивы и туфы преимущественно среднего и основного состава) юрского возраста; *9* — вулканогенно-осадочные отложения (эффузивы и туфы преимущественно кислого состава) верхнеюрского и нижнемелового возраста; *10* — кислые пепловые туфы; *11* — грабен-синклинали, выполненные верхнеюрскими вулканогенными отложениями; *12* — грабен-синклинали, выполненные континентальными нижнемеловыми отложениями; *13* — наложенные мульды, выполненные вулканогенными отложениями верхнего и нижнего мела; *14* — впадины, выполненные песчано-галечными кайнозойскими отложениями; *15* — синеклизы, выполненные рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями; *16* — палеозойские и мезозойские основные интрузии; *17* — верхнемезозойские гранитоиды; *18* — длительно живущие глубинные разломы; *19* — разломы мезозойского возраста; *20* — простирание домезозойских складок.

Ольдойский прогиб

Ольдойский прогиб располагается в бассейне нижнего течения левых и правых верхних притоков Амура — рек Ольдой, Большой Невер и Амурхэ. Он имеет сильно вытянутую в северо-восточном направлении форму (длина его около 300 *км*, ширина — от 25 *км* на севере до 70 *км* на юге) и выполнен морскими и прибрежно-континентальными юрскими и нижнемеловыми отложениями (см. фиг. 87[1]).

Главная часть Ольдойского прогиба располагается на советской территории и наложена на Верхне-Амурский среднепалеозойский синклинорий, за исключением северо-восточной его части, наложенной на край Гонжинского выступа докембрийских и палеозойских пород. Юго-западная часть прогиба располагается на китайской территории и наложена на краевую часть Приаргунского палеозойского антиклинория.

Распределение мощностей юрских и нижнемеловых отложений в пределах Ольдойского прогиба, так же как и в Восточно-Забайкальском прогибе, весьма неравномерное. Максимальные мощности песчано-сланцевых и угленосных отложений всех трех отделов юрской системы приурочены к центральной части прогиба и составляют около 6 — 7 *км*, мощность грубообломочных нижнемеловых отложений здесь не превышает 300—400 *м* (фиг. 88).

По простиранию прогиба наблюдаются резкие фациальные изменения отложений от морских песчано-сланцевых до грубообломочных прибрежно-континентальных с одновременным сокращением мощности этих отложений. В верхней части разреза в долине Амура появляются угленосные фации (см. фиг. 91). Мощность грубообломочных юрских отложений (аналог алгачинской фации) в юго-западной части прогиба составляет лишь 2 — 2,5 *км*. Такое же сокращение мощностей наблюдается в северо-восточной части прогиба, в долине р. Уркан, где она не превышает 2 *км*.

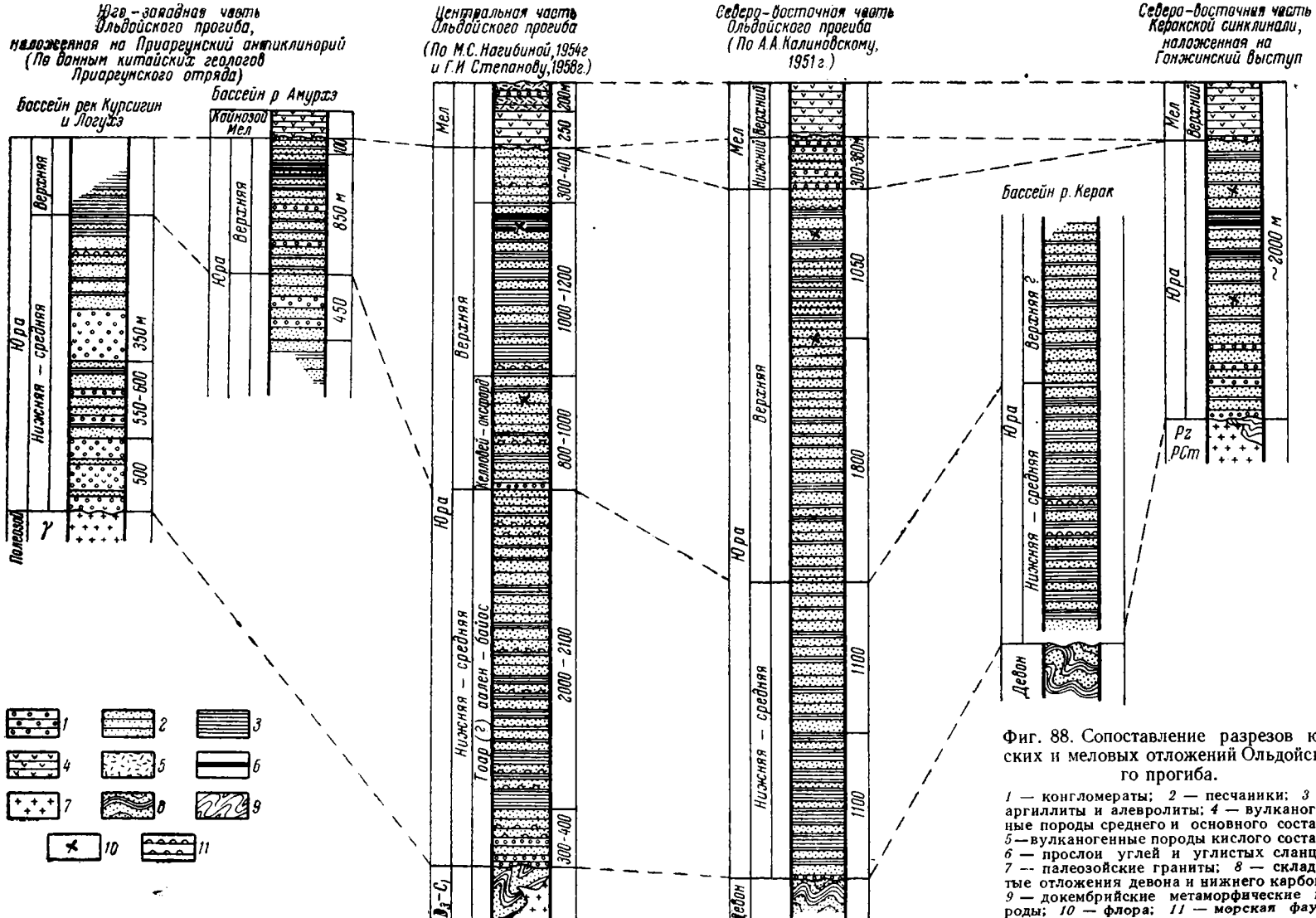
По материалам А. А. Калиновского, Ю. М. Логинова, Г. И. Степанова, И. В. Лучицкого, автора и других, прогиб представляет собой крупную асимметричную синклинальную структуру, ограниченную поднятиями палеозойского и более древнего кристаллического фундамента (см. фиг. 109). С севера и северо-запада от Ольдойского прогиба располагается поднятие Ильтивусского хребта, сложенное складчатыми среднепалеозойскими отложениями Верхне-Амурского синклинория и прорывающими их гранитами. К югу от Ольдойского прогиба, на китайской территории, располагается Приаргунское поднятие, границы которого примерно совпадают с палеозойским Приаргунским антиклинорием. К востоку

---

[1] Продолжение объяснений условных обозначений на карте: *НШ* — Нижне-Шилкинский прогиб, выполненный морскими конгломерато-песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса; *УШ* — Усть-Шилкинский прогиб, выполненный континентальными песчано-конгломератовыми юрскими отложениями; *С* — Северный прогиб, выполненный континентальными песчано-конгломератовыми юрскими отложениями; *Ип* — Ильтивусское поднятие. В Ольдойском прогибе: *Ас* — Амазарская синклиналь; *Ус* — Уркачская синклиналь. В Амуро-Зейском прогибе: *Ус* — Умлеканская брахисинклиналь; *Ис* — Инжанская брахисинклиналь; *НЯа* — Ново-Ямпольская антиклиналь; *НЯс* — Ново-Ямпольская синклиналь; *За* — Зейская горст-антиклиналь; *Дс* — Депская синклиналь; *Мс* — Молчанская синклиналь; *Яс* — Ясненская синклиналь; *Сс* — Сахалинская синклиналь; *Б* — Бельчирская грабен-синклиналь; *И* — Инканская грабен-синклиналь.

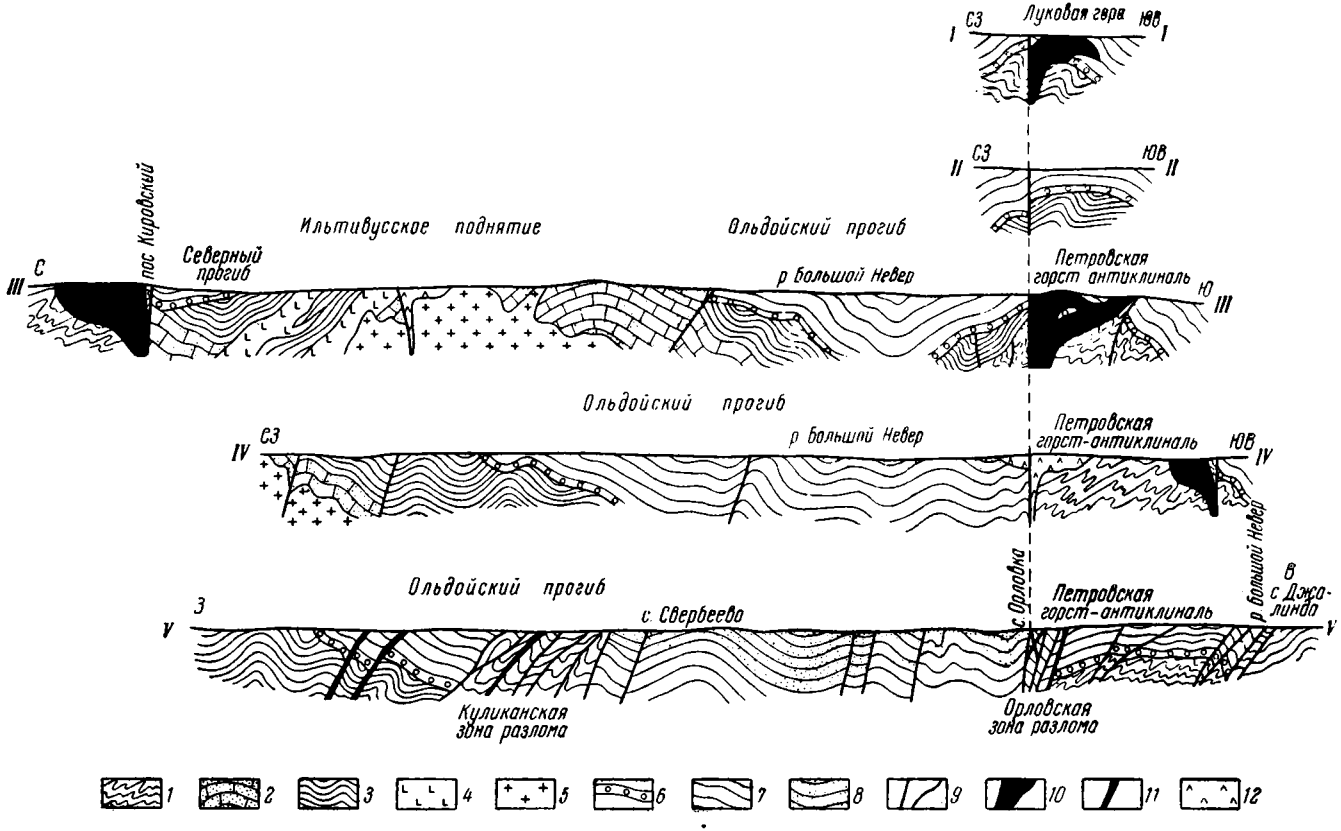
Цифры на карте. Мезозойские гранитные массивы:

1 — Керакский; *2* — Верхне-Буриндинский; *3* — Кутичинский; *4* — Тыгдинский; *5* — Луковая гора; *6* — Петровского хребта; *7* — Полосатинский; *8* — Ускалинский; *9* — Бургалинский; *10* — Мало-Ульдугичинский; *11* — Сиэргеньцихэйский; *12* — Юбилейный; *13* — Ольгинский; *14* — Междуреченский; *15* — Кировский.



Фиг. 88. Сопоставление разрезов юрских и меловых отложений Ольдойского прогиба.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — аргиллиты и алевролиты; *4* — вулканогенные породы среднего и основного состава; *5* — вулканогенные породы кислого состава; *6* — прослои углей и углистых сланцев; *7* — палеозойские граниты; *8* — складчатые отложения девона и нижнего карбона; *9* — докембрийские метаморфические породы; *10* — флора; *11* — морская фауна

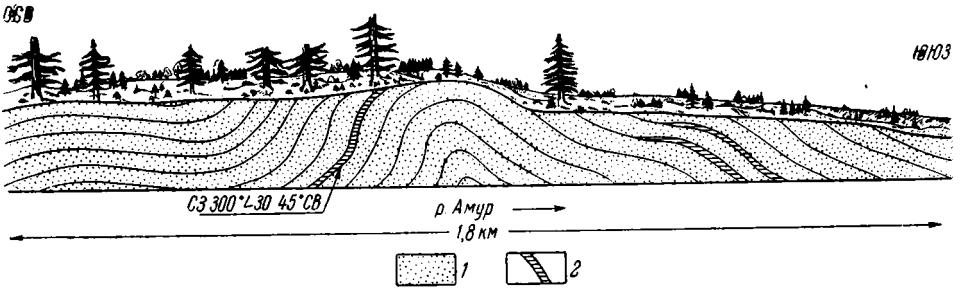


Фиг. 89. Геологические разрезы вкрест простирания Ольдойского прогиба (разные сечения см. фиг. 87).

1 — метаморфизованные породы докембрия; *2* — силурийские отложения; *3* — девонские отложения; *4* — палеозойские габбро и габбро-диабазы; *5* — палеозойские граниты; *6* — морские нижне- и среднеюрские отложения в основании с базальным конгломератом; *7* — морские нижне- и среднеюрские песчаники и глинистые сланцы; *8* — песчаники и аргиллиты верхней юры и нижнего мела (в верхней части разреза с прослоями углистых сланцев); *9* — сбросы и надвиги; *10* — верхнемезозойские гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; *11* — дайки перфиритов; *12* — вулканогенные породы верхнемелового возраста

располагается Гонжинский выступ, сложенный кристаллическими докембрийскими и палеозойскими отложениями и прорывающими их гранитами. От расположенного к юго-востоку крупного юрско-мелового Амуро-Зейского прогиба Ольдойский отделен сравнительно небольшой горст-антиклиналью Петровского хребта, сложенной докембрийскими и палеозойскими метаморфическими породами.

Центральная часть прогиба, представленная, как указано выше, асимметричной синклиналью, осложнена более мелкими складками и разломами. В северо-восточной сильно суженной его части располагаются относительно небольшие также асимметричные синклинали — Керакская и Урканская; последняя наложена на Гонжинский выступ. Северо-западная часть Ольдойского прогиба сложена небольшой Амазарской синклиналью, отделенной от центральной части прогиба выступом палеозойского основания того же северо-восточного простирания.



Фиг. 90. Асимметричная антиклиналь в отложениях верхней юры на левом берегу Амура в Черпельских кривунах (центральная часть Ольдойского прогиба).

1—песчаники; *2* — аргиллиты

Вдоль северо-западного крыла центральной части Ольдойского прогиба нижнеюрские морские отложения с базальным конгломератом в основании почти на всем протяжении залегают трансгрессивно и несогласно на размытой поверхности складчатых среднепалеозойских отложений от силура до нижнего карбона включительно, слагающих Ильтивусское сводовое поднятие. Лишь в северной части прогиба, сравнительно на небольшом участке, по данным И. В. Лучицкого (1947), наблюдается тектонический контакт, по которому силурийские отложения надвинуты на нижнюю юру.

Юго-восточное крыло прогиба оборвано крупным сбросом северо-восточного простирания, обрамляющим с северо-запада горст-антиклиналь Петровского хребта (см. фиг. 87).

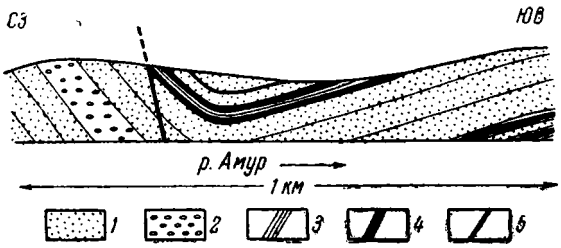
Морские и прибрежно-континентальные отложения всех трех отделов юры и низов нижнего мела, выполняющие Ольдойский прогиб, залегают согласно, и лишь в краевых его частях имеются местные размывы и небольшие несогласия (фиг. 89). Они смяты в открытые широкие складки брахисинклинального и брахиантиклинального типа, местами на крыльях осложненные разломами и более мелкими дополнительными складками преимущественно северо-восточного простирания.

Более крупные складки этого направления прослеживаются в северо-восточной части прогиба, на междуречье Ольдоя и Большого Невера. Здесь наблюдается не менее трех крупных антиклинальных и синклинальных складок шириной от 2 до 7 *км*, имеющих несколько асимметричное строение. В антиклиналях отмечены более крутые (50—60°) северные и северо-западные крылья и более пологие (30—40°) юго-восточные. Эти складки осложнены небольшими сбросами, крутыми флексурными пе-

регибами и местами мелкой дополнительной складчатостью. Г. И. Степанов указывает на наличие таких складок в береговых обнажениях р. Ольдой, А. А. Калиновский же отмечает, что мелкие складки на крыльях более крупных антиклиналей местами запрокинуты на северо-запад в сторону Ильтивусского поднятия.

По простиранию описанные крупные складки Ольдойского прогиба меняют свое направление с северо-восточного в центральной части на северо-восточное, близкое к широтному на юго-западе.

Вдоль северо-западного края Ольдойского прогиба, на водоразделе Ольдоя и Большого Невера, наблюдается небольшая брахиантиклинальная складка (5×15 *км*) северо-восточного простирания, в ядре которой выступают девонские отложения фундамента, а крылья сложены нижнеюрскими терригенными отложениями.



Фиг. 91. Асимметричная синклиналь в верхнеюрских отложениях центральной части Ольдойского прогиба на левом берегу Амура.

1 — песчаники; *2* — конгломераты; *3* — аргиллиты; *4* — углистые сланцы; *5* — сбросы

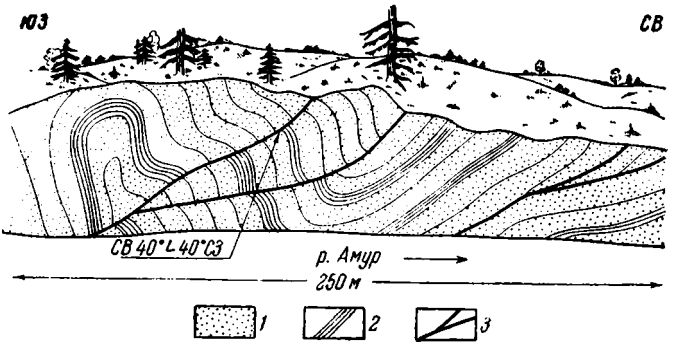
В центральной и юго-западной частях Ольдойского прогиба на советской территории наблюдаются более простые брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки шириной 7—10 *км* с более пологими (от 10 до 25°) падениями слоев на крыльях.

Такие складки хорошо видны в нижнем течении Большого Невера и в береговых обнажениях Амура в грубозернистых песчаниках верхней юры — нижнего мела.

Здесь отмечены относительно пологие асимметричные синклинальные и антиклинальные складки шириной до 10 *км* и более мелкие. Они имеют крутые северо-западные крылья с углами падения 40—45° и более пологие юго-восточные крылья с падениями от 20 до 5°, слабо волнисто изогнутые по падению (фиг. 90, 91).

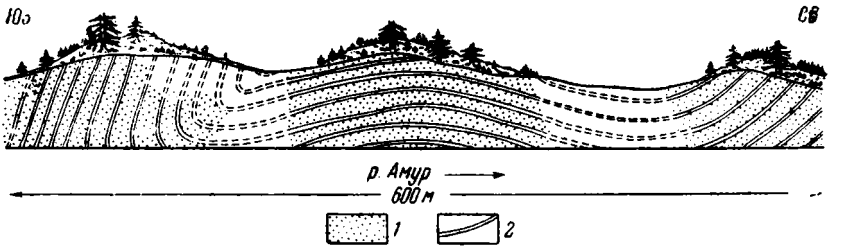
Простирание складок в юго-восточном крыле Ольдойского прогиба северо-восточное, по направлению к северо-западному крылу простирание их становится широтным и северо-западным, близким к широтному (280—290°, реже 300°). Вдоль северо-западного крыла прогиба, сложенного морскими нижне- и среднеюрскими отложениями, наблюдаются несколько более сложные складки (фиг. 92, 93) северо-западного направления. Близ контакта со среднепалеозойскими отложениями на протяжении более 10 *км* юрские морские отложения моноклинально падают на северо-восток под углом 25—40°.

Северо-западные простирания мезозойских складок на юго-западе Ольдойского прогиба, по-видимому, так же, как отмеченные выше северо-западные простирания в средней его части, связаны с влиянием простираний среднепалеозойских пород фундамента в зоне описанного выше коленообразного перегиба складчатых структур Верхне-Амурского синклинория с северо-восточного направления на северо-западное.



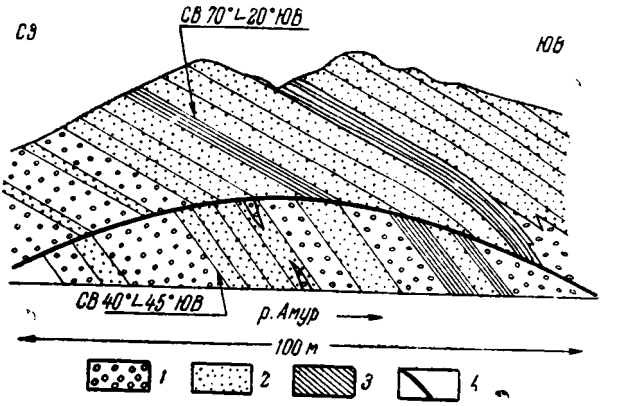
Фиг. 92. Асимметричные складки в морских юрских отложениях северо-западного крыла Ольдойского прогиба на правом берегу Амура ниже устья р. Куликан.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — надвиги



Фиг. 93. Складки в морских юрских отложениях северо-западного крыла Ольдойского прогиба на левом берегу Амура ниже устья р. Куликан.

1 — песчаники; *2* — алевролиты



Фиг. 94. Пологий надвиг в отложениях верхней юры в центральной части Ольдойского прогиба.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — аргиллиты; *4* — надвиг

Сопоставляя условия залегания нижне- и среднеюрских отложений с верхнеюрскими и нижнемеловыми при согласном их залегании в Ольдойском прогибе, следует отметить, что вверх по разрезу интенсивность дислокаций несколько ослабевает (фиг. 89, 94 и 95). Это особенно отчетливо видно для средней части Ольдойского прогиба, где верхнеюрские отложения, залегающие в ядрах синклиналей, дислоцированы менее интенсивно, чем среднеюрские морские отложения, слагающие разделяющие их антиклинали.

В северо-западной части Ольдойского прогиба, по данным И. В. Лучицкого (1949), нижне- и среднеюрские отложения трансгрессивно залегающие на среднепалеозойских, также смяты в складки северо-восточного простирания, причем на северо-восточном крыле Ольдойского прогиба складки более крутые, чем в его центральной части.

В более простые складчатые формы сложены грубообломочные юрские отложения (аналог алгачинской фации) правобережья Амура в юго-восточной (китайской) части Ольдойского прогиба. Эта часть прогиба наложена на краевую зону Приаргунского антиклинория и отличается более грубообломочным составом терригенных юрских отложений, в которые морские юрские отложения заходят лишь языками аналогично тому, как это имеет место к юго-востоку от с. Онон-Борзя и в юго-восточной части Восточно-Забайкальского прогиба.

Здесь, по материалам Г. П. Леонова (1959), юрские отложения на значительном протяжении имеют моноклинальные падения в северных румбах и пересечены многочисленными сбросами. К западу от долины Амура, по данным китайских геологов Приаргунского отряда Амурской экспедиции (Основы тектоники Китая, 1962), юрские конгломераты и песчаники смяты в относительно пологие брахисинклинальные и коробчатые складки, пересеченные разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Вдоль этих разломов юрские отложения прорваны мелкими штоками и дайкообразными телами гранитоидов, а также более крупными массивами, площадью около 100 $км^2$, располагающимися на правом и левом берегу р. Аргуни, выше ее слияния с р. Шилкой.

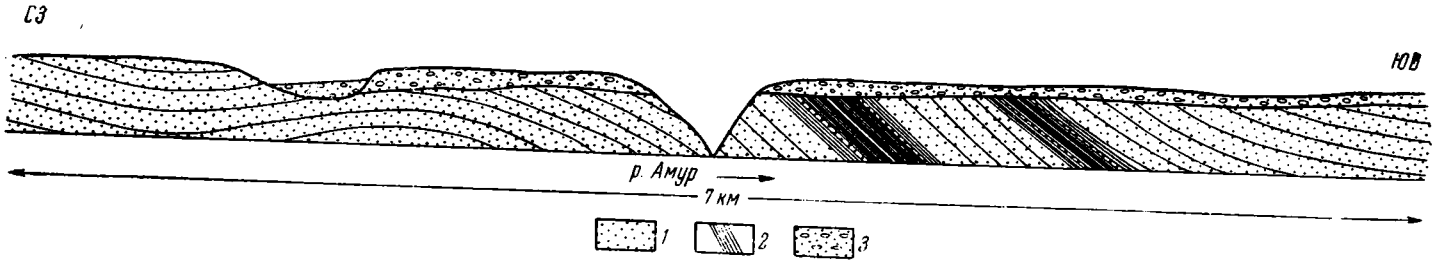
Керакская синклиналь находится в бассейне р. Керак, в северо-восточной части Ольдойского прогиба, к северо-востоку от Петровской горст-антиклинали. Она представляет собой асимметричную синклиналь северо-восточного, близкого к широтному простирания.

Северо-западное крыло Керакской синклинали залегает трансгрессивно на размытой поверхности девонских отложений Ильтивусского поднятия. Юго-восточное крыло оборвано крупным сбросом на границе с Гонжинским выступом докембрийских и палеозойских пород. Вдоль юго-восточной границы Гонжинского выступа песчано-сланцевые юрские отложения Керакской синклинали прорваны крупным Керакским массивом порфировидных биотит-роговообманковых гранитов, а также рядом более мелких штоков гранодиорит-порфиров.

Простирание Керакской синклинали полностью унаследовано от простирания более древних среднепалеозойских складчатых структур Ильтивусского поднятия.

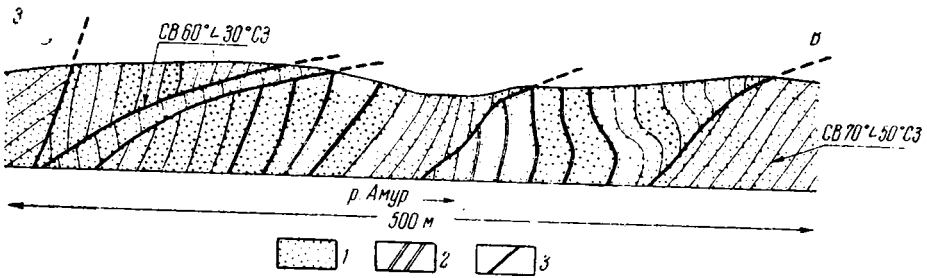
Урканская синклиналь располагается на продолжении Керакской синклинали в пределах Гонжинского выступа, вдоль долины р. Уркан, к востоку от устья р. Керак. Она имеет северо-восточное простирание, сложена прибрежно-континентальными юрскими отложениями и на значительном протяжении перекрыта осадочно-вулканогенными породами нижнего и верхнего мела.

Вдоль юго-восточного края Ольдойского прогиба, на границе его с горст-антиклиналью Петровского хребта, мезозойские отложения пересечены крупным Орловским разломом северо-восточного простирания. Его строение можно наблюдать в береговых обрывах Амура, близ с. Орловки,



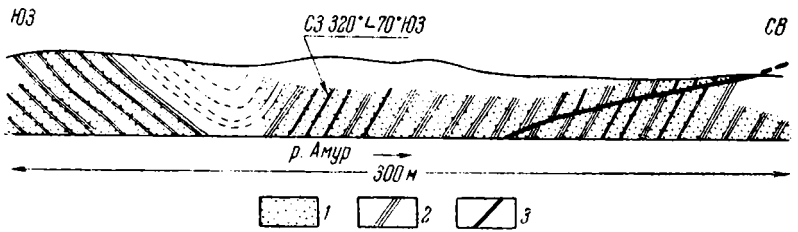
Фиг. 95. Пологие складки в верхнеюрских отложениях в центральной части Ольдойского прогиба на левом берегу Амура в Черпельских кривунах.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты и углистые сланцы; *3* — четвертичные отложения



Фиг. 96. Дислокация в отложениях морской юры Ольдойского прогиба в зоне разлома на левом берегу Амура выше устья р. Монастырки.

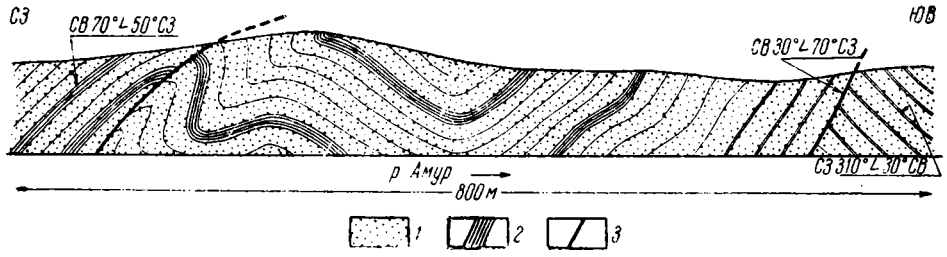
1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — надвиги и сбросы



Фиг. 97. Асимметричная складка в юрских отложениях Ольдойского прогиба пересеченная надвигом на левом берегу Амура.

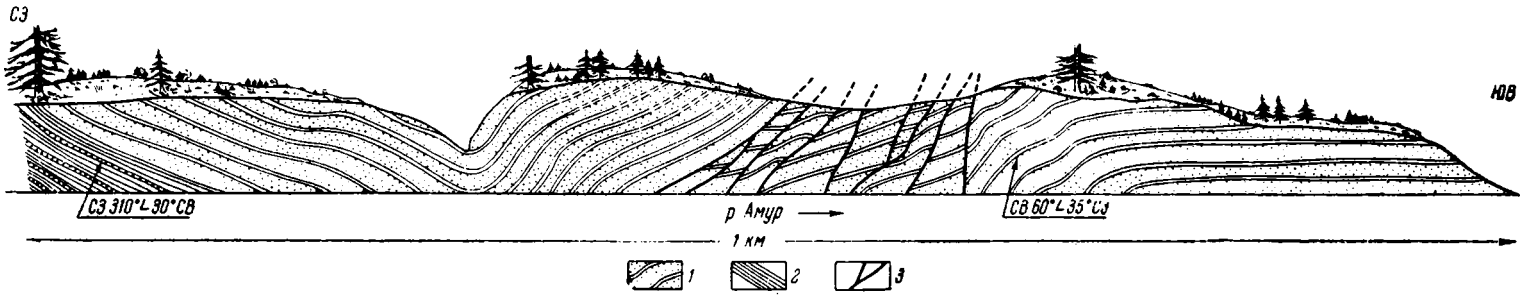
1 — песчаники ; *2* — аргиллиты; *3* — надвиг

Пунктиром показано предполагаемое продолжение складки



Фиг. 98. Асимметричная складка в юрских морских отложениях Ольдойского прогиба на левом берегу Амура близ устья р. Монастырки.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — надвиги и сбросы



Фиг. 99. Зона разлома в юрских отложениях Ольдойского прогиба на левом берегу Амура близ устья р. Монастырки.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — система сбросов

где видна система крутопадающих ступенчатых сбросов северо-восточного простирания, плоскости смещения которых наклонены на северо-запад под углом 70—85°. Вдоль этих сбросов песчаники и сланцы верхней юры пересечены многочисленными дайками серых роговообманковых порфиритов до 4 *м* мощности. Кроме простых даек, здесь наблюдаются дайки более сложной крестообразной формы (см. фиг. 89, 102). Орловский разлом был прослежен А. А. Калиновским севернее долины Амура, в нижнем течении р. Большой Невер. Он проходит здесь вдоль контакта юрских отложений с метаморфическими породами Петровской горст-антиклинали и имеет ширину не менее 2 *км*.

В пределах зоны разлома сильно раздроблены и перемяты как юрские, так и более древние палеозойские отложения, среди которых можно видеть многочисленные плоскости смещения северо-восточного простирания, нередко с зеркалами скольжения.

К юго-западу от долины Амура, на китайской территории, Орловский разлом прослеживается с тем же северо-восточным простиранием более чем на 100 *км* (см. фиг. 87) вдоль северо-восточного отрезка долины р. Амурхэ и далее, на юго-запад. На всем протяжении он пересекает юрские морские и континентальные грубообломочные отложения и ограничивает Ольдойский прогиб с юго-востока.

Вдоль этого разлома местами проникли мелкие и более крупные интрузивные тела порфировидных гранитов и гранит-порфиров, пересекающие юрские отложения.

В юго-восточном крыле Ольдойского прогиба складки пересечены серией сбросов северо-восточного простирания, параллельных Орловскому разлому, обрамляющему с северо-запада горст-антиклиналь Петровского хребта.

В центральной части Ольдойского прогиба складки в юрских и нижнемеловых отложениях пересечены многочисленными сбросами и надвигами северо-восточного простирания (фиг. 96) небольшой амплитуды, не превышающей нескольких метров, а также более крупными зонами разломов. Крупная Куликанская зона разлома, мощностью более 10 *км*, пересекает морские юрские песчаносланцевые отложения Ольдойского прогиба в северо-западной его части; она хорошо обнажена на левом берегу Амура, ниже устья р. Куликан. В пределах этой зоны морские юрские отложения интенсивно смяты в мелкие складки шириной от 40 до 500 *м* и пересечены системой многочисленных параллельных или почти параллельных сбросов и надвигов северо-восточного простирания (фиг. 97).

Все плоскости сбросов наклонены на северо-запад под углом от 30 до 70°, вблизи них мелкие складки нередко круто изогнуты и запрокинуты на юго-восток (фиг. 98).

Вдоль плоскостей сбросов юрские песчаники и сланцы местами сильно раздроблены.

Густота сбросов в пределах описанной зоны разломов и интенсивного смятия юрских отложений неравномерна. Так, в отдельных участках зоны на протяжении 100 *м* наблюдается 10—12 параллельных сбросов, в других участках расстояние между ними измеряется десятками и более метров, причем наибольшая густота сбросов приурочена к крутопадающим крыльям асимметричных складок (фиг. 99). В нижнем течении р. Ольдой вкрест простирания Ольдойского прогиба, по данным картирования В. З. Скорохода, наблюдается крупный сброс северо-западного простирания, параллельный сбросам, пересекающим силурийские и девонские отложения в области флексурного перегиба северо-западного простирания складчатых структур Ильтивусского поднятия.

В пределах крупной зоны разлома, пересекающей юрские отложения ниже устья рек Куликан и Монастырка, песчаники и аргиллиты прор-

ваны разнообразной формы дайками порфиритов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров и наиболее интенсивно раздроблены, кливажированы и сильно ожелезнены.

Жильные и гипабиссальные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров и порфиритов прорывают мезозойские отложения и в других местах Ольдойского прогиба, располагаясь вдоль дизъюнктивных нарушений. Особенно много жильных пород в его северо-восточной части, на водоразделе рек Ольдой и Большой Невер, где юрские песчано-сланцевые отложения буквально пронизаны многочисленными жилами и дайками различного состава порфиритов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, мощность которых обычно невелика, порядка нескольких метров, редко более, и протяженность не превышает первые десятки метров.

Таким образом, зона, наиболее насыщенная жильными породами, располагается к северо-западу от крупного Орловского разлома, пересекающего юго-восточное крыло Ольдойского прогиба вдоль его границы с горст-антиклиналью Петровского хребта. Дайки магматических пород приурочены к системе открытых трещин, не образующих крупных относительных перемещений вдоль плоскости разрыва. Отдельные жилы и дайки имеют более сложную форму, разветвленную вдоль трещин разлома.

К юго-западу от северо-западного края Ольдойского прогиба, по данным Г. П. Леонова, располагается крупный, Междуреченский массив мезозойских аляскитовых гранитов. Он приурочен к северо-восточной части глубинного Приаргунского разлома, обрамляющего Приаргунский палеозойский антиклинорий с северо-запада и имеет сильно вытянутую в северо-восточном направлении форму, параллельную этому разлому. Гранитоиды Междуреченского массива, внедрившиеся вдоль зоны Приаргунского разлома, прорывают метаморфизованные палеозойские отложения и лишь в краевой своей части внедряются в юрские отложения Ольдойского прогиба.

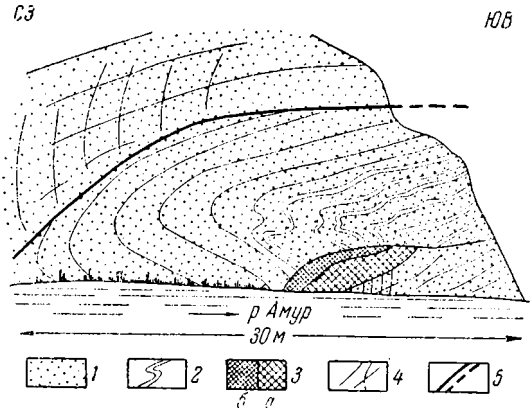
Амазарская синклиналь располагается в нижнем течении левых притоков Амура — рек Амазар и Урка (см. фиг. 87) и сложена морскими нижне- и среднеюрскими породами, а в верхней части разреза, возможно, и верхнеюрскими. На китайской территории она сливается в единую синклинальную структуру с юго-западной частью Ольдойского прогиба, а на советской территории на значительном протяжении отделена от его центральной части крупным выступом палеозойского фундамента, сложенным складчатыми девонскими отложениями и ограниченным с юга Приаргунским разломом. Этот выступ имеет северо-восточное простирание, параллельное простиранию Амазарской синклинали.

На советской территории Амазарская синклиналь протягивается от слияния рек Шилки и Аргуни, пересекая нижнее течение Амазара и Урки до долины р. Омутной и располагается к юго-востоку от крупного Ильтивусского поднятия, южнее описанного выше крутого коленообразного изгиба складок Верхне-Амурского среднепалеозойского синклинория. Она представляет собой асимметричную синклинальную структуру длиной около 80 *км* и шириной от 5 до 17 *км*.

Нижнеюрские отложения северо-западного крыла Амазарской синклинали трансгрессивно и несогласно залегают на различных горизонтах девонских отложений и частично — на верхнем триасе. На значительном протяжении вдоль того же северо-западного крыла юрские отложения имеют опрокинутое залегание с падением слоев на северо-запад. Юго-восточное крыло синклинали оборвано крупной зоной разлома северо-восточного простирания, пересекающей как юрские, так и девонские отложения горстового поднятия, отделяющего Амазарскую синклиналь от центральной части Ольдойского прогиба.

По данным Б. Г. Кузнецова и А. Д. Бритченко, нижне- и среднеюрские песчано-сланцевые отложения в нижнем течении Амазара и Урки образуют

открытую асимметричную синклиналь, в ядре которой выходят более грубообломочные отложения, возможно, верхней юры. Северо-западное ее крыло более крутое, слои падают на юго-восток под углом 40—50°, имеют запрокинутое залегание и обратное падение на северо-запад. Юго-восточное крыло более пологое, угол падения на северо-запад не превышает 30—35°. Оба крыла осложнены дополнительной более мелкой складчатостью



Фиг. 100. Лежачая складка в юрских песчаниках, зажатая между двумя надвигами в зоне разлома, пересекающей юго-восточное крыло Амазарской синклинали на левом берегу Амура. Мангалейский утес.

1 — метаморфизованные юрские песчаники; *2* — глинистые сланцы; *3*—зона дробления (*а*) и милонитизации (*б*) пород; *4*—трещины; *5*—надвиги

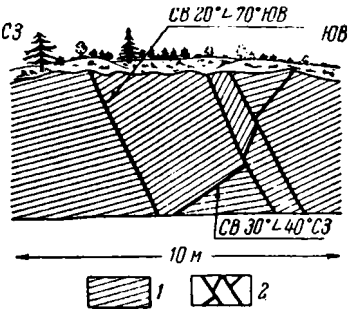
вдоль разломов, местами довольно сложной, причем углы падения мелких складок достигают 75—85°. Вблизи крупных зон разломов местами наблюдаются лежачие и запрокинутые на северо-запад складки (фиг. 100). В долине р. Омутной, к югу от резкого коленообразного перегиба складчатых среднепалеозойских структур Ильтивусского поднятия, наблюдается центриклинальное замыкание Амазарской синклинали.

Юго-восточное крыло Амазарской синклинали пересечено по меньшей мере двумя крупными разломами северо-восточного простирания. Один из них — Приаргунский — срезает юго-восточное крыло в юго-западной его части от с. Покровки, почти параллельно берегу Амура и проходит по границе юрских и девонских отложений на протяжении около 50 *км*. Второй, не менее крупный параллельный разлом расположен в 5 *км* севернее. Он также идет по границе юрских и девонских отложений и срезает юго-восточное крыло синклинали. Второй разлом представляет собой систему сбросов с амплитудой не менее 1000 *м*, у которого сильно приподнято юго-восточное крыло, сложенное нерасчлененными девонскими отложениями, и опущено северо-западное, сложенное юрскими отложениями. По простиранию эта система сбросов прослеживается не менее чем на 80 *км* и подходит с юга к описанному выше коленообразному изгибу складчатых среднепалеозойских структур Ильтивусского поднятия. По Б. Г. Кузнецову и А. Д. Бритченко, в северо-восточной части Амазарской синклинали этот разлом имеет сложное строение.

Все палеозойские и мезозойские породы в пределах зоны разлома сильно перемяты, разбиты многочисленными трещинами различной величины и ориентировки, выполненными прожилками молочно-белого кварца, и, реже, кальцита. К этой зоне разлома приурочены также различные жильные интрузивные породы, порфириты, диабазы и долериты,часть из которых сбразует межпластовые тела вблизи зоны разлома.

Б. Г. Кузнецов и А. Д. Бритченко, изучая буровые материалы, пришли к выводу, что система трещин, по которой произошло внедрение диабазов, имеет одну ориентировку, тогда как другие, более поздние трещины пересекают как жилы диабазов, так и вмещающие их породы. Эти факты свидетельствуют о том, что подвижки вдоль этой крупной зоны разлома происходили многократно.

Продолжение этой зоны по простиранию наблюдалось мною в береговых обнажениях Амура, выше и ниже устья р. Амазар, где она прослеживается уже в девонских отложениях (Усть-Амазарский и Вятский утесы) и имеет ширину более 6 *км*. Эта зона представлена системой параллельных или почти параллельных, круто падающих на северо-запад сбросов северо-восточного (50—60°) простирания и более мелких чешуйчатых надвигов, расположенных по отношению к сбросам под острым углом. Плоскости смещения чешуйчатых надвигов также имеют северо-восточное простирание, слабо волнисто изогнуты и наклонены на северо-запад под углом 15—30°. Девонские кварцево-слюдяные сланцы здесь пронизаны мелкими прожилками кварца.



Фиг. 101. Пересечение двух систем сбросов в девонских отложениях Вятского утеса на левом берегу Амура.

1 — филлиты; *2* — сбросы

В юго-восточной части Вятского утеса наблюдается система параллельных сбросов северо-восточного простирания (20°), падающих в обратную сторону, на юго-восток под углом 70°. Они пересекают сбросы, падающие на северо-запад под углом 40°, с небольшим смещением плоскостей их сбрасывания (фиг. 101). Эти наблюдения также свидетельствуют о многократности тектонических подвижек, что и обусловливает сложное строение зоны разломов, причем направленность повторных движений в разное время была несколько различной. Южнее Вятского утеса, ниже устья Урки, к описанной зоне разлома приурочены излияния верхнемеловых базальтов, андезитов и их вулканических брекчий, слагающих довольно пологую Игнашинскую мульду.

Г. П. Леонов (1959), наблюдавший лишь юго-западную часть крупной Амазарской синклинали близ долины Амура, рассматривает ее как «тектонический клин» юрских отложений, зажатый среди палеозойских пород.

Петровская горст-антиклиналь

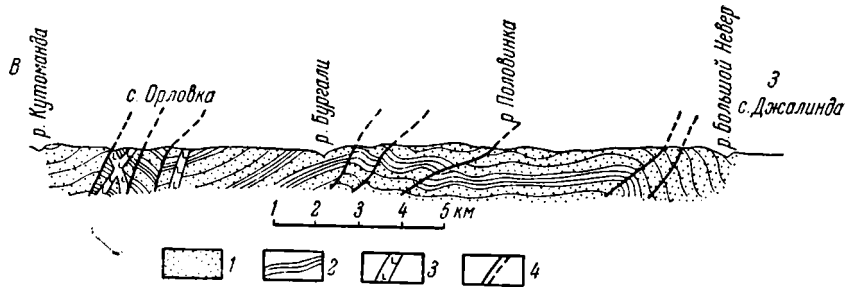
Петровская горст-антиклиналь располагается непосредственно к юго-востоку от Ольдойского прогиба и представляет собой антиклинальную структуру северо-восточного простирания, разделяющую два крупных мезозойских прогиба — Ольдойский северо-восточного простирания и Амуро-Зейский северо-западного, близкого к широтному простирания (см. фиг. 87, 89).

Петровская горст-антиклиналь [1] представляет собой узкую и резко выраженную в рельефе структуру. Длина ее более 100 *км*, ширина не превышает 10—12 *км*. Она протягивается с северо-востока на юго-запад вдоль небольшого Петровского хребта параллельно долине р. Большой Иним (левый приток р. Большой Невер), пересекает долину Большого Невера в нижнем течении и с тем же простиранием продолжается на китайской территории, пересекая долину Амурхе (правого притока Амура) в ее среднем течении.

[1] В 1960 г. появилось новое название для этой структуры «Инимский блок» (Л. И. Красный, 1960₂). Петровская горст-антиклиналь была выделена и описана мною в 1954 г., поэтому я считаю целесообразным сохранить ее под тем же названием.

Антиклиналь ограничена крупными разломами северо-восточного простирания. Наиболее крупный описанный выше Орловский разлом отделяет горст-антиклиналь от Ольдойского прогиба.

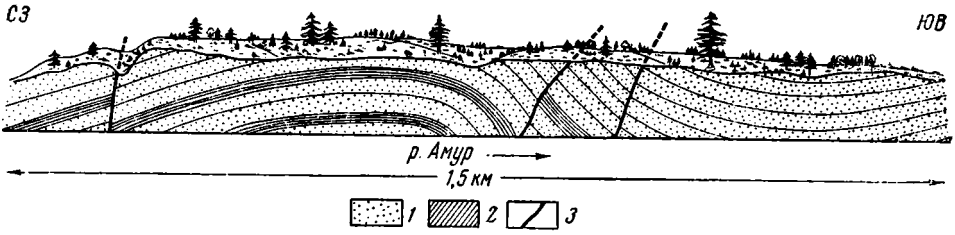
В северо-восточной части ядро антиклинали сложено метаморфическими породами верхнего докембрия, смятыми в складки северо-западного простирания, и метаморфизованными песчаниками и сланцами девона, перекрытыми в юго-западном направлении юрскими грубозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов.



Фиг. 102. Геологический разрез вдоль левого берега Амура вскрест простирания Петровской горст-антиклинали, представляющей собой коробчатую складку в юрских отложениях, облекающую выступ докембрийских и палеозойских пород.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — дайки порфиритов в Орловской зоне разлома; *4* — сбросы и надвиги

Вдоль левого берега Амура, между селами Орловка и Джалинда, хорошо видно, что горст-антиклиналь имеет асимметричную коробчатую форму (фиг. 102). Северо-западное крыло антиклинали имеет пологое падение на северо-запад под углом 20—30° и оборвано системой параллельных ступенчатых сбросов Орловской зоны разлома, вблизи которой наблюдаются дополнительные мелкие складки, пересеченные сбросами (фиг. 103).



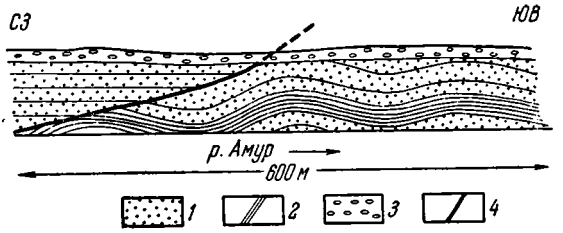
Фиг. 103. Форма дислокаций в юрских отложениях в северо-западной части Петровской коробчатой антиклинали близ Орловской зоны разлома на левом берегу Амура.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — сбросы

Юго-восточное крыло (к западу от устья р. Большой Невер) имеет крутое падение под углом 60—70° на юго-восток, а у с. Джалинда — вертикальное и даже обратное падение слоев под углом 85—80° на северо-запад. Юрские крупнозернистые песчаники здесь также пересечены многочисленными наклонными сбросами и надвигами северо-восточного простирания, параллельными крупной зоне разлома, ограничивающей горст-антиклиналь с юго-восточной стороны. Плоскости смещения вдоль сбросов и надвигов наклонены на северо-запад под углом 50—60°.

В сводовой части Петровской коробчатой горст-антиклинали юрские отложения на протяжении 7—8 *км* залегают очень полого, местами почти го-

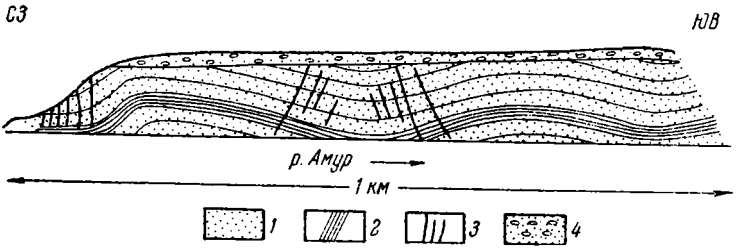
ризонтально или слабо волнисто изогнуты с углом наклона слоев до 5° (фиг. 104, 105). Ниже устья р. Бургали полого залегающие юрские песчаники пересечены небольшими ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания с амплитудой перемещения по вертикали 5—6 *м*. Плоскость смещения вдоль этих сбросов наклонена на северо-запад под углом 70—80°. Близ пади Половинка в тех же юрских отложениях наблюдается небольшой пологий надвиг с плоскостью смещения, наклоненной под углом 15 —20° на северо-запад (см. фиг. 104).



Фиг. 104. Форма дислокации в юрских отложениях сводовой части Петровской коробчатой антиклинали на левом берегу Амура ниже с. Орловки.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — аллювий; *4* — надвиг

На крыльях горст-антиклинали вдоль северо-западной и особенно юго-восточной зон разлома юрские отложения сильно метаморфизованы и местами рассланцованы, глинистый цемент песчаников полностью перекристаллизован в слюдистый (мусковитовый) агрегат с ориентировкой пластинок слюды параллельно зоне разлома.



Фиг. 105. Пологие складки в юрских отложениях сводовой части Петровской коробчатой антиклинали на левом берегу Амура ниже с. Орловки.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — трещины; *4* — аллювий

В сводовой части горст-антиклинали в зоне пологого залегания слоев юрские отложения не метаморфизованы почти на всем протяжении, и особенно в юго-восточной части в них наблюдаются лишь многочисленные трещины растяжения. Более крупные разрывы без смещения слоев видны в участках пологих изгибов или более крутых флексур; местами вдоль этих трещин юрские песчаники ожелезнены.

Вдоль Орловской зоны разлома, как уже частично отмечалось выше, во многих местах наблюдаются гипабиссальные тела магматических пород. К северо-восточной части этой зоны на советской территории приурочены небольшие гранитные массивы (Петровского хребта и Луковой горы) и многочисленные дайки порфиритов и кварцевых порфиров, а также излияния верхнемеловых андезитов и базальтов. На китайской территории вдоль той же зоны разлома к югу от долины р. Амурхэ располагаются выходы верхнемеловых эффузивов (среднего и кислого состава), а к северу от долины р. Амурхэ — базальтов.

Возможным юго-западным продолжением Орловского разлома или сопряженным с ним является разлом, прослеженный китайскими геологами в верхнем течении Амурхэ, по которому также проникли штоки и более крупные массивы порфировидных верхнемезозойских гранитов, внедрившиеся в кристаллические породы палеозойского фундамента Приаргунского палеозойского антиклинория. Выходы метаморфических пород верхнего декембрия и девона (?) в ядре Петровской горст-антиклинали также являются выступом палеозойского фундамента кревой части крупного Приаргунского антиклинория.

Усть-Шилкинский и Северный прогибы

Усть-Шилкинский и Северный прогибы представляют собой сильно удлиненные узкие приразломные прогибы, располагающиеся вдоль крупного Южно-Янканского палеозойского глубинного разлома, имеющего длительную историю развития.

Эти прогибы отделены от Ольдойского Ильтивусским сводовым поднятием, имеющим дугообразную форму (повторяющую общий изгиб палеозойских складчатых структур) и сложенным среднепалеозойскими отложениями Верхне-Амурского синклинория.

К северу от прогибов расположено крупное сводовое поднятие Янканского хребта, границы которого примерно совпадают с палеозойским Янканским антиклинорием.

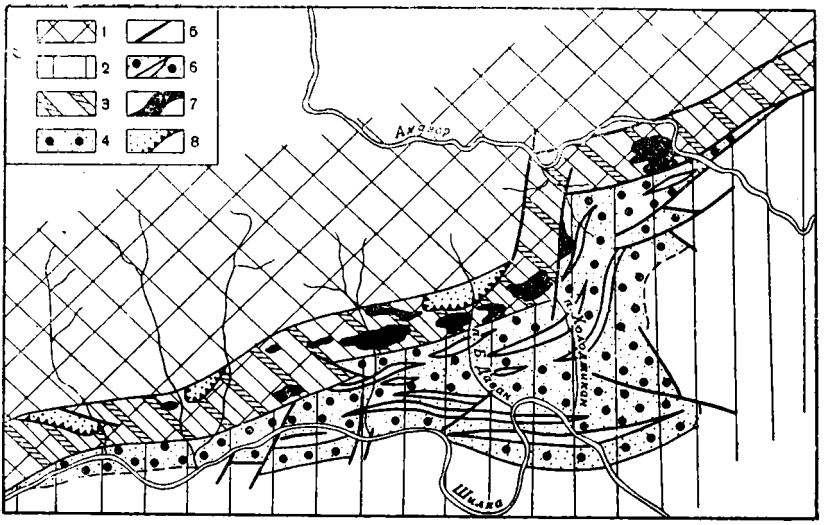
Усть-Шилкинский и Северный прогибы выполнены грубообломочными континентальными юрскими отложениями, синхронными морским нижне- и среднеюрским отложением Ольдойского прогиба.

Усть Шилкинский прогиб располагается в низовьях р. Шилки, непосредственно к югу от Южно-Янканского глубинного разлома.

Юрские отложения и структура этого прогиба были изучены Е. А. Модзалевской и М. Н. Петрусевичем (Петрусевич и Казик, 1957), Г. П. Леоновым (1959), а наиболее детально — Э. А. Портнягиным (1962). По данным этих исследователей, Усть-Шилкинский прогиб представляет собой резко асимметричную синклинальную структуру, с севера оборванную крупным Южно-Янканским конседиментационным разломом. Прогиб имеет сильно удлиненную (80 *км*) в северо-восточном направлении форму, изогнутую параллельно простиранию длительно живущего Южно-Янканского разлома (фиг. 106, 107). Максимальная ширина в центре прогиба достигает 20 *км*. по направлению к концам она сужается до 1—2 *км*.

На всем протяжении Усть-Шилкинский юрский прогиб наложен на северную краевую часть дислоцированных среднепалеозойских отложений Верхне-Амурского палеозойского синклинория и только в своей северо-восточной части наложен на описанный выше триасовый Нижне-Шилкинский прогиб, также сопряженный с Южно-Янканским глубинным разломом.

Юрские континентальные отложения, слагающие Усть-Шилкинский прогиб, представлены грубообломочными конгломератами типа пролювиальных конгломератов и грубозернистыми песчаниками с косой слоистостью с прослоями алевролитов и аргиллитов, местами переполненных растительными остатками. Максимальная мощность этих отложений вдоль Южно-Янканского конседиментационного разлома достигает 3—4 *км*. Детальное изучение обломочного материала и косой слоистости, произведенное Э. А. Портнягиным, указывает на наличие северной и южной областей сноса, ограничивающих замкнутый межгорный прогиб. Северная область сноса представлена преимущественно палеозойскими гранитами Янканского поднятия. Южная зона сложена метаморфизованными осадочными породами среднего палеозоя Верхне-Амурского палеозойского синклинория, в мезозое частично вовлеченного в относительно пологое поднятие Ильтивусского хребта.

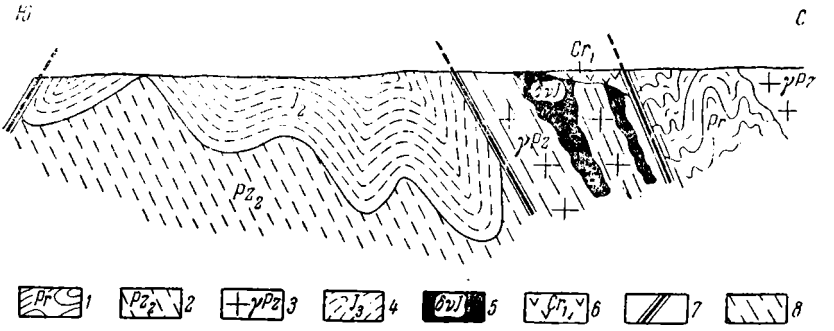


Фиг. 106. Схема тектоники Усть-Шилкинского прогиба, сопряженного с Южно-Янканской зоной разлома (по Портнягину, 1962).

1 — Янканский антиклинорий; *2* — Верхне-Амурский палеозойский синклинорий; *3* — Южно-Янканская зона разлома; *4* — среднеюрские отложения Усть-Шилкинского прогиба (Холоджиканский по Портнягину, 1962); *5* — разломы; *6* — складки Усть-Шилкинского прогиба; *7* —юрские гипабиссальные интрузивы среднего и основного состава; *8* — меловые вулканогенные отложения

Вдоль юго-восточного крыла прогиба юрские отложения залегают на размытой поверхности среднепалеозойских отложений Верхне-Амурского синклинория и лишь местами оборваны небольшими сбросами.

Грубообломочные юрские отложения в западной части Усть-Шилкинского прогиба на значительном расстоянии имеют довольно крутое (30—50°)



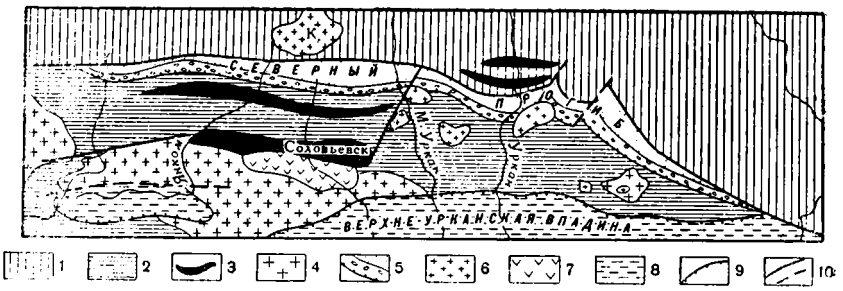
Фиг. 107. Схематический геологический разрез Усть-Шилкинского прогиба вкрест простирания (по Портнягину, 1962).

1 — протерозойские гнейсы Янканского антиклинория; *2* — среднепалеозойские осадочные породы Верхне-Амурского синклинория; *3* — палеозойские граниты; *4* — среднеюрские отложения Усть-Шилкинского прогиба; *5* — юрские диориты, габбро-диориты и габбро; *6* — меловые вулканогенные отложения; *7* — разломы; *8* — катаклаз, милонитизация и рассланцевание вдоль зоны Южно-Янканского разлома

моноклинальное падение на северо-запад, лишь местами осложненное дополнительными более мелкими складками, а также продольными и поперечными сбросами северо-восточного и меридионального простирания. В северо-восточной части прогиба, по наблюдениям Э. А. Портнягина, юрские отложения дислоцированы более интенсивно. Здесь видны прямые и асиммет-

ричные складки с углом падения слоев от 30 до 60°. Вблизи разломов, пересекающих юрские отложения, наблюдаются мелкие сжатые складки с углом падения слоев до 60—90°, нередко опрокинутые в сторону осевой части прогиба.

Характерной чертой дислокаций юрских отложений, слагающих прогиб, является полное подчинение их формы и простирания направлению Южно-Янканской зоны разлома, осложненной в долине Амазара крупным поперечным разломом (см. фиг. 106). Прямоугольный выступ кристаллических пород Янканского антиклинория, ограниченный зоной разлома, как бы обтекается складками юрских отложений Усть-Шилкинского прогиба.



Фиг. 108. Структурное положение Северного прогиба.

Палеозойские структуры: *1* — Янканский антиклинорий; *2* — Верхне-Амурский синклинорий; *3* — габбро-диабазы и габбро (палеозойские); *4* — граниты (палеозойские); *5* — юрские конгломерато-песчаниковые и угленосные отложения Северного прогиба; *6* — граниты (верхнемезозойские); *7* — вулканогенные отложения верхнего мела; *8* — кайнозойские впадины, выполненные песчано-галечными отложениями; *9* — Южно-Янканский глубинный разлом длительного развития; *10* — мезозойские разломы. *К* — Кировский массив гранодиорит-порфиров

Вдоль Южно-Янканской зоны глубинного разлома юрские отложения Усть-Шилкинского прогиба прорваны многочисленными гипабиссальными интрузивами лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, а также габбро-диабазов и спессартитов. В юго-западной части прогиба, по данным Г. П. Леонова, юрские отложения прорваны аляскитовыми гранитами крупного Междуреченского массива.

В верхнемеловое время Южно-Янканский глубинный разлом также являлся зоной проницаемости для вулканогенных пород среднего состава.

Северный прогиб располагается в 130 *км* к северо-востоку от Усть-Шилкинского прогиба, непосредственно к югу от Южно-Янканской зоны глубинного разлома, и наложен на северную часть Верхне-Амурского палеозойского синклинория. Он представляет собой еще более узкую, шириной 2—3 *км*, асимметричную структуру, сильно вытянутую и дугообразно изогнутую параллельно упомянутой зоне глубинного разлома. Длина Северного прогиба составляет около 100 *км* (фиг. 108).

Он также сложен конгломератово-песчано-сланцевыми континентальными юрскими отложениями, мощность которых не превышает 1 *км*. Вдоль южного крыла прогиба, по И. В. Лучицкому (1947) и Н. Ф. Левыкину, юрские отложения залегают трансгрессивно на размытой поверхности складчатых девонских отложений и моноклинально падают на север под углом 45—50° (см. фиг. 89). Северное крыло, сопряженное с конседиментационным Южно-Янканским глубинным разломом, имеет более крутое падение на юг.

Таким образом, максимальное прогибание палеозойского фундамента, так же как и в Усть-Шилкинском прогибе, располагается непосредственно к югу от зоны разлома.

Почти на всем протяжении северное крыло прогиба срезано системой

параллельных ступенчатых сбросов Южно-Янканской зоны. Южное крыло прогиба местами также пересечено продольными разломами, вдоль которых девонские отложения надвинуты на юру. В восточной части Северного прогиба юрские отложения пересечены поперечными сбросами северо-восточного, близкого к меридиональному направления.

Вдоль Южно-Янканской зоны разлома местами проникли различной величины гипабиссальные интрузивы гранитного состава (Кировский массив и др.), а также многочисленные дайки порфиритов и гранодиорит-порфиров. Небольшие штоки гранитов и гранит-порфиров проникли вдоль плоскостей смещения упомянутых поперечных сбросов, сопряженных с Южно-Янканской зоной, размеры их не превышают 2—5 *км*^{2}.

Амуро-Зейский прогиб

Амуро-Зейский прогиб, расположенный в бассейне Амура и Зеи, представляет собой одну из самых крупных мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, по размерам уступающий лишь прогибу Большого Хингана. Протяженность его около 450 *км*, ширина — от 50 до 130 *км*. Описание общей структуры прогиба дается впервые по материалам А. И. Архангельского, Н. А. Брумеля, Е. Е. Краснянской, Г. П. Леонова, Н. П. Саврасова, Д. М. Саяниной, Р. М. Тоноян, М. И. Фалилеева и других, а также по материалам специальных маршрутных исследований автора. Прогиб имеет сложную угловатую форму и может быть подразделен на две крупные части — Амурскую и Зейскую, — имеющие различное простирание, некоторые особенности формационного состава слагающих их юрско-нижнемеловых отложений и морфологии структур.

Простирание амурской части прогиба северо-западное, близкое к широтному. Простирание Зейской части, имеющей S-образно изогнутую форму, здесь меняется от северо-западного, близкого к широтному на юге, через северо-восточное в центральной части, до северо-восточного, близкого к широтному, на севере.

Амуро-Зейский прогиб, сложенный верхнетриасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями, в различных своих частях наложен на разнородный палеозойский и докембрийский фундамент, чем в значительной мере и объясняется своеобразие его формы.

Однако геологические данные, к сожалению, не везде достаточно полные (особенно для прилегающей с юга китайской территории), все-таки позволяют судить о том, что западная, амурская часть прогиба на значительном протяжении наложена на Приаргунский палеозойский антиклинорий и частично на палеозойский синклинорий Большого Хингана (см. фиг. 87), восточная, зейская часть прогиба почти на всем протяжении наложена на Верхне-Амурский среднепалеозойский синклинорий.

Амуро-Зейский прогиб на всем своем протяжении огибает с юга и востока крупный Гонжинский выступ докембрийских и палеозойских кристаллических пород, имеющий форму прямоугольника.

Амурская часть прогиба располагается вдоль долины Амура, вытянута в северо-западном, близком к широтному направлении, параллельно южному краю Гонжинского выступа, и отделена от него системой разломов также близкого к широтному простирания. Протяженность этой части прогиба около 150 *км*. Северное крыло амурской части прогиба, расположенное преимущественно севернее долины Амура, сложено морскими нижне- и среднеюрскими отложениями мощностью 3—4 *км*. Лишь в одном участке, на северном крыле прогиба, вероятно, в ядре небольшой брахиантиклинальной складки, вдоль Албазинской зоны разлома на левом склоне долины р. Ускали (к югу от Ускалинского гранитного массива) выходят серые песчаники и сланцы с морской фауной брахиопод верхнетриасового — нижнеюрского возраста, по определению И. И. Тучкова.

Центральная и южная части прогиба сложены преимущественно пресноводно-континентальными угленосными и грубообломочными отложениями осежинской, толбузинской и пермыкинской свит верхнеюрского и нижнемелового возраста, залегающими согласно на морских юрских отложениях. В юго-восточной части прогиба, помимо перечисленных выше пород, значительную роль играют вулканогенные породы (см. фиг. 87), переслаивающиеся с осадочными. Общая мощность пресноводно-континентальных отложений с запада на восток по простиранию прогиба постепенно возрастает от 3 до 4—5 *км*; главное возрастание мощностей в восточном направлении происходит за счет самых молодых нижнемеловых отложений пермыкинской свиты. Такая тенденция к увеличению мощности верхней части разреза сохраняется и далее на восток, по направлению к зейской части прогиба. Одновременно с увеличением общей мощности в том же направлении происходит изменение формационного состава пресноводно-континентальных отложений, возрастает количество пирокластического, вулканогенного материала (пепловых туфов и туффитов кислого состава), несколько сокращается роль грубообломочных валунных конгломератов и возрастает относительная мощность угленосных свит. Одновременно в том же направлении (с запада на восток) сокращается мощность морских нижне- и среднеюрских отложений. Такое распределение мощностей показывает, что в процессе накопления непрерывной толщи согласно залегающих морских и континентальных отложений юры и нижнего мела, выполняющих Амуро-Зейский прогиб, зона максимального прогибания амурской части прогиба от нижней и средней юры к верхней юре и нижнему мелу постепенно смещалась с севера на юг, вкрест простирания прогиба, и обусловила его асимметричное строение. Подобная миграция прогибания во времени происходила также и по простиранию Амуро-Зейского прогиба с запада на восток, причем максимальное прогибание в нижней и средней юре происходило на западе, в долине Амура, а в верхней юре и нижнем мелу — на востоке, в долинах Зеи и Депа.

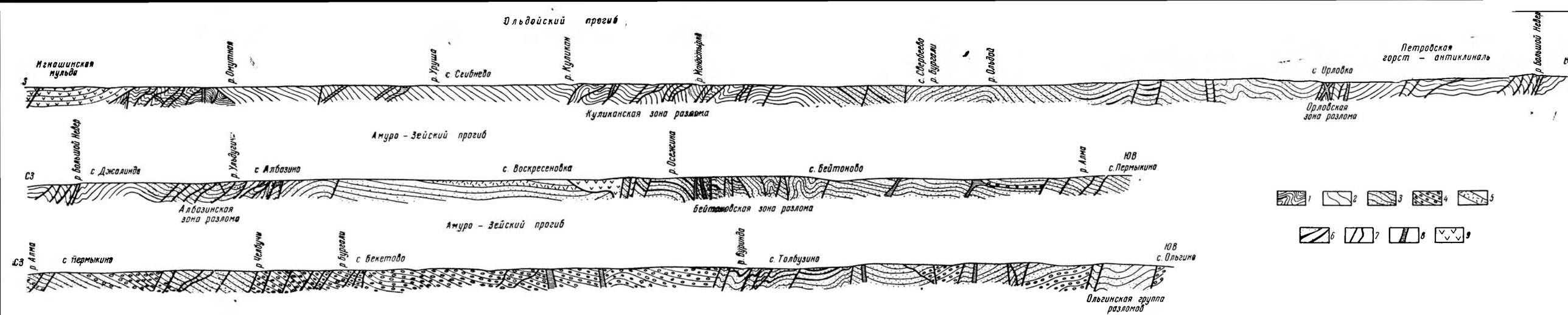
Амурская часть прогиба представляет собой крупную асимметричную синклиналь, внутреннее строение которой еще не достаточно полно изучено, главным образом из-за плохой обнаженности района, однако детальные наблюдения в хороших береговых обнажениях Амура и его левых притоков — рек Осежины, Буринды и других позволяют автору наметить следующие черты ее структуры.

Северное крыло прогиба сложено морскими песчано-сланцевыми отложениями и имеет общее моноклинальное падение на юг и юго-восток (фиг. 109). Местами оно осложнено дополнительной мелкой (1—3 *км* в поперечнике) брахискладчатостью того же северо-западного, близкого к широтному простирания. В долинах рек Осежины и Буринды хорошо видны коробчатые складки (фиг. 110) простирания 280°, с крутым (до 60—70°) падением слоев на крыльях на юго-запад и северо-восток, местами осложненные небольшими сбросами (фиг. 111, 112).

Центральная часть и южное крыло амурского отрезка прогиба сложены континентальными угленосными и грубообломочными отложениями, которые также смяты в относительно крупные складки северо-западного субширотного простирания, местами осложненные более мелкой складчатостью брахисинклинального типа того же простирания.

Южное крыло прогиба располагается преимущественно к югу от долины Амура, на китайской территории, и еще недостаточно изучено. Здесь только в 1958 и 1959 гг. были проведены первые геологосъемочные работы различными отрядами Амурской экспедиции под руководством Г. П. Леонова (МГУ) и В. К. Чайковского (СОПС АН СССР).

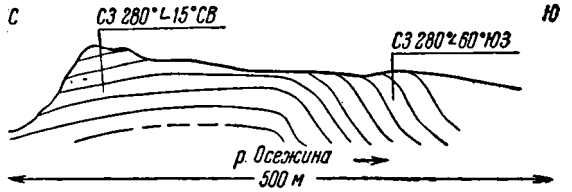
По данным В. К. Чайковского и П. В. Флоренского, пресноводно-континентальные отложения на значительном протяжении в бассейне нижнего течения р. Хумархэ (правого притока Амура) залегают трансгрессивно и



Фиг. 109. Геологические разрезы мезозойских прогибов вдоль долины Амура.
Первый разрез (сверху) — вкрест простирания Ольдойского прогиба; второй и третий — по простиранию Амурской части Амуро-Зейского прогиба от с. Джалинда до с. Ольгино.

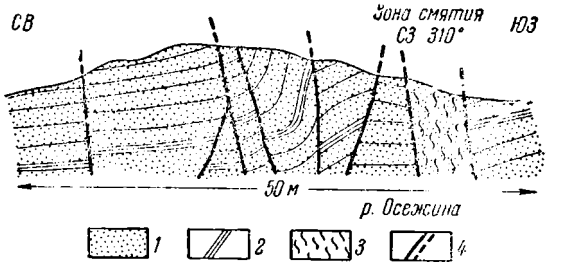
1 — метаморфизованные песчано-сланцевые отложения девона; *2* — морские нижне- и среднеюрские отложения в основании с базальным конгломератом; *3* — континентальные прибрежно-морские песчаники и аргиллиты верхней юры и нижнего мела; *4* — конгломераты пермыкинской свиты нижнего мела; *5* — прослои кислых пепловых туфов; *6* — прослои углей и углистых сланцев; *7* — разломы (сбросы и надвиги); *8* — дайки различного состава (кварцевые порфиры, порфириты и лампрофиры); *9* — базальты, андезито-базальты и их туфы

несогласно на размытой поверхности складчатых палеозойских образований и прорывающих их крупных гранитных массивов и моноклинально падают на север под углом 15—20°. На фоне общего моноклинального падения мес-



Фиг. 110. Коробчатая складка в морских юрских отложениях на р. Осежине (левый приток Амура)

тами наблюдаются дополнительные более мелкие складки и флексурные перегибы, а также многочисленные разломы, как поперечные, близкие к меридиональному простиранию, так и продольные.

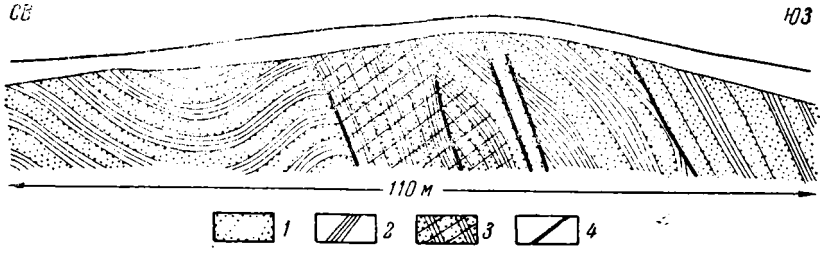


Фиг. 111. Система сбросов, пересекающих крутое крыло коробчатой складки в морских юрских отложениях на р. Осежине.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты и алевролиты; *3* — зона дробления в песчаниках и сланцах юры; *4* — сбросы

Для более западных частей того же южного крыла прогиба Г. П. Леонов отмечает наличие крупных моноклиналей, осложненных разломами меридионального и близкого к широтному простирания.

Значительно лучше изучена центральная часть амурского отрезка прогиба, расположенная на советском берегу Амура, сложенная угленосными



Фиг. 112. Система сбросов северо-восточного простирания на левом берегу р. Буринды.

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — зона дробления; *4* — сбросы

отложениями толбузинской свиты. Здесь в ядре крупной синклинальной структуры развиваются дополнительные относительно мелкие складки брахисинклинального типа или более удлиненные складки северо-западного или близкого к широтному простирания. Эти складки обычно имеют

несколько асимметричное строение с более крутыми падениями слоев на северных крыльях и более пологими — на южных.

Такие складки были закартированы в 1948 г. Н. А. Брумелем при съемке левобережья Амура. В окрестностях с. Толбузино Н. А. Брумель с севера на юг в северном крыле прогиба описал: 1) Северную Ульдугичинскую синклиналь, 2) Ульдугичинскую брахисинклиналь, 3) Восточную брахиантиклиналь, 4) Южную Ульдугичинскую синклиналь и 5) Толбузинскую синклиналь, из которых самая крупная, сильно вытянутая Ульдугичинская синклиналь имеет длину около 20 *км*, все остальные значительно меньше.

Все синклинальные складки сложены породами средней (безугольной) и верхней угленосной подсвит толбузинской свиты, причем в ядрах некоторых более глубоко прогнутых синклиналей (Ульдугичинской, Южной Ульдугичинской и Толбузинской) местами залегают и нижние горизонты конгломератов пермыкинской свиты. Разделяющие их антиклинальные складки сложены нижней угленосной и средней (безугленосной) подсвитами толбузинской свиты.

Северная Ульдугичинская синклиналь имеет широтное простирание и расположена на северном берегу р. Ульдугичи, между ключом Ивановским и мысом Утиный нос. В вершине ключа Рудничного выходит северное крыло синклинали, в пределах которого наблюдается падение слоев на юго-восток под углом 50—60°. Южное крыло этой складки располагается в районе угольной сопки, где слои падают на северо-запад под углом 35—40°. На крыльях синклинали, сложенной угленосными отложениями, наблюдается дополнительная мелкая складчатость того же северо-западного простирания. К югу располагаются Ульдугичинская брахисинклиналь, северное крыло которой падает под углом 45—55° на юго-запад, а южное — под углом 30—35° на северо-восток. Восточная брахиантиклиналь располагается еще южнее, между ключами Моховым и Центральным, по длинной оси она имеет около 1—1,2 *км*, а по короткой — около 600 *м*.

Южная Ульдугичинская синклиналь, также имеющая северо-западное простирание, представляет собой относительно вытянутую синклинальную структуру, длина которой составляет около 20 *км*. Она протягивается от третьей протоки р. Буринды до устья р. Бутефа Первого. Падение слоев северного крыла синклинали под углом 45—55° на юго-восток, падение южного крыла в районе Толбузинской сопки под углом 50—60° на северо-запад.

Толбузинская синклиналь, самая южная из описанных выше, располагается в окрестностях с. Толбузино. Южное ее крыло обнажается на южном склоне Толбузинской сопки, западнее с. Толбузино, и имеет падение под углом 40—45° на северо-запад.

Значительно более простые крупные складки наблюдаются в самой верхней пермыкинской свите пресноводно-континентальных грубообломочных отложений, слагающих ядро амурской части прогиба. В хороших обнажениях вдоль берегов Амура на расстоянии десятков километров можно видеть моноклинальное падение слоев этой свиты в юго-восточных румбах: ниже с. Пермыкино под углом 50—40° и ниже с. Бекетово — под углом 10—20° и менее. На фоне общего очень пологого моноклинального падения слоев пермыкинской свиты (Cr_1) ниже с. Бекетово наблюдаются ступенчатые флексуры и сравнительно небольшие антиклинальные и синклинальные коробчатые складки шириной от 1,5 до 10 *км*.

Характерной чертой тектоники амурской части крупного Амуро-Зейского прогиба является наличие многочисленных дизъюнктивных нарушений, имеющих северо-восточное простирание, пересекающих описанные складчатые структуры морских и континентальных отложений верхней юры и нижнего мела вкрест их простирания. Большинство из этих нарушений представляет собой сбросы и крутопадающие надвиги обычно небольшой

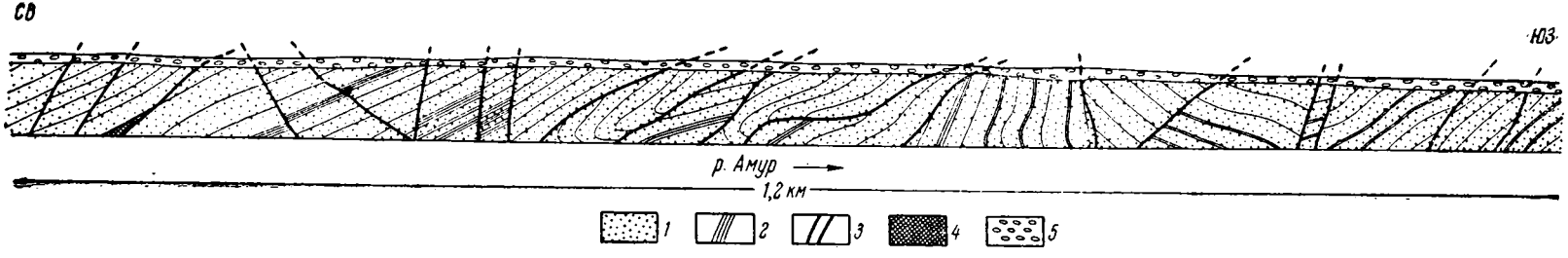
амплитуды, измеряемой единицами и десятками метров. Местами системы таких сбросов образуют более крупные зоны разлома северо-восточного простирания. В западной части амурского участка прогиба имеется ряд крупных зон разлома, простирание которых параллельно или почти параллельно описанному выше Орловскому разлому северо-восточного простирания, обрамляющему с северо-запада горст-антиклиналь Петровского хребта.

Вдоль этих разломов и зон разломов северо-восточного простирания, являющихся поперечными относительно направления прогиба, в песчано-сланцевых и угленосных отложениях образуются дополнительные мелкие складки, параллельные простиранию разломов. В зоне сочленения северного крыла амурской части прогиба с горст-антиклиналью Петровского хребта, имеющей северо-восточное простирание, также возникают поперечные мелкие асимметричные складки (около 1 *км* и менее в поперечнике) северо-восточного простирания, у которых северо-западные крылья, обращенные к горстовому выступу, имеют более крутой угол падения (35—50°), а юго-восточные — более пологий (15°). Наибольшая крутизна северо-западных крыльев в этих мелких поперечных складках, достигающая 90°, наблюдается в береговых обнажениях Амура близ с. Джалинда и связана здесь с близостью жесткого упора кристаллического основания Петровской горст-антиклинали, ограниченного крупными разломами северо-восточного простирания.

Строение крупных поперечных зон разлома можно наблюдать в прекрасных береговых обнажениях Амура выше и ниже устья р. Ульдугичи (верхней), в районе с. Албазино (так называемая Албазинская зона разломов) и в других местах ниже по течению Амура.

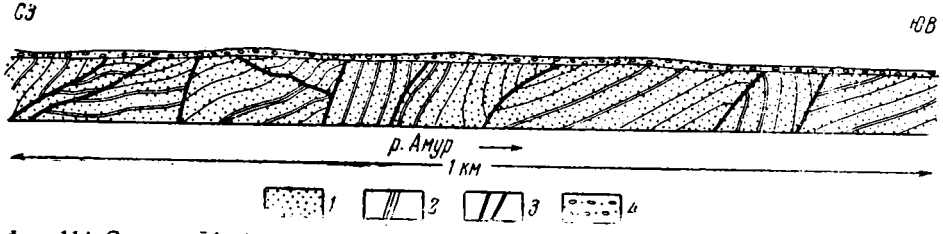
К востоку от Петровской горст-антиклинали, выше устья р. Ульдугичи, на левом берегу Амура обнажаются светло-серые грубозернистые песчаники осежинской свиты с прослоями кислых пепловых туфов, которые на протяжении около 2 *км* вдоль берега (вкрест простирания зоны разлома) сильно брекчированы и ожелезнены. В пределах зоны измененных песчаников видны чешуйчатые надвиги и сбросы северо-восточного простирания, наклоненные на северо-запад под разными углами — от 20 до 30°, реже наблюдаются их обратные падения. Вдоль плоскостей этих чешуйчатых надвигов песчаники наиболее сильно раздроблены и ожелезнены, в них видны зеркала скольжения.

Значительно более крупный участок Албазинской зоны разломов и интенсивного смятия прослеживается в береговых обрывах Амура ниже устья р. Ульдугичи, у с. Албазино. Здесь в цоколе высокой террасы вдоль левого берега Амура, сложенного аркозовыми песчаниками осежинской свиты, содержащими маломощные прослои (от 5 до 50 *см*) черных углистых сланцев, на протяжении более 3 *км* хорошо видно очень сложное строение этой зоны разлома (фиг. 113—115). В ее пределах наблюдаются относительно мелкие, сильно наклоненные, почти лежачие складки, сопряженные с разломами вдоль крыльев и разорванные параллельными или почти параллельными чешуйчатыми надвигами. На всем протяжении зоны разлома песчаники раздроблены и пересечены системой круто падающих на северо-восток или почти вертикальных сбросов, которые так же, как и чешуйчатые надвиги, имеют северо-восточное простирание (60 — 70°), а их плоскости срыва наклонены преимущественно на северо-запад, но наблюдаются и обратные падения. Нередко плоскости смещения вдоль чешуйчатых надвигов имеют волнисто изогнутую поверхность. Амплитуда сбросов различна, смещение вдоль некоторых сбросов или надвигов видно прямо в обнажении и не превышает 1—2 *м*, по другим же сбросам измеряется сотнями метров. Вдоль плоскости смещения многочисленных сбросов и надвигов песчаники и аргиллиты особенно сильно раздроблены и перемяты, местами сильно ожелезнены и пересечены жилками кальцита и белого кварца мощностью до 1,5 *см*. Простирание мелких складок в пределах зоны смятия также



Фиг. 113. Строение Албазинской зоны разломов в юрско-меловых отложениях осежинской свиты на левом берегу Амура близ с. Албазино.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — надвиги и сбросы; *4* — участки интенсивного дробления; *5* — аллювий

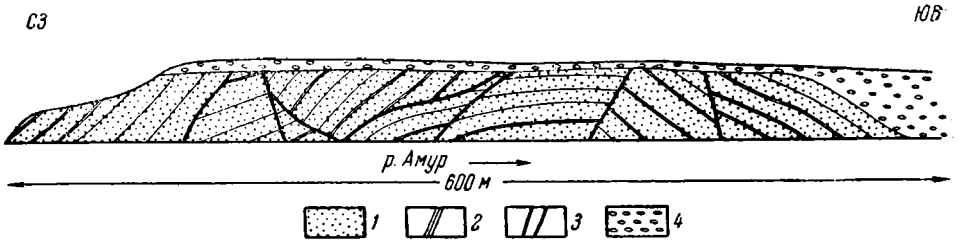


Фиг. 114. Строение Албазинской зоны разломов в юрско-меловых отложениях осежинской свиты близ с. Албазино.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — сбросы и надвиги; *4* — аллювий

северо-восточное (70°), углы падения слоев на их крыльях от 5° до вертикальных, местами в этих складках наблюдаются пережимы слоев.

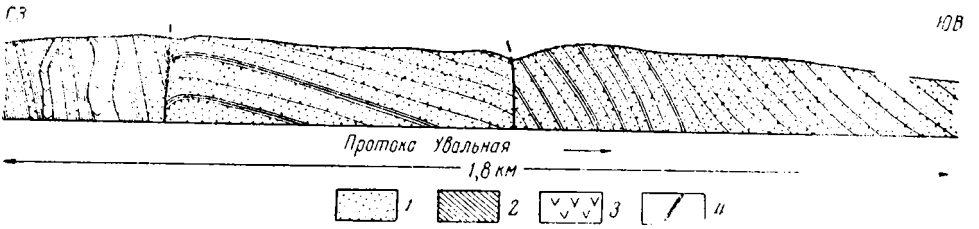
Албазинская зона разломов прослеживается в северо-восточном направлении на значительное расстояние в бассейн р. Осежины, где вдоль нее внедрились порфировидные граниты Ускалинского массива, прорывающие морские юрские отложения.



Фиг. 115. Строение Албазинской зоны разлома в юрско-меловых отложениях осежинской свиты на левом берегу Амура выше устья р. Ульдугичи.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — сбросы и надвиги; *4* — аллювий

Не менее крупная Бейтоновская зона разломов северо-восточного простирания проходит близ с. Бейтоново. Ее строение можно видеть в красивых скалистых обрывах левого берега Амура, выше с. Бейтоново и ниже устья р. Осежины. Песчано-сланцевые отложения с прослоями конгломератов, углистых сланцев и углей толбузинской свиты здесь пересечены сбросами и



Фиг. 116. Дислокации в отложениях толбузинской свиты на левом берегу Увальной протоки выше с. Бейтоново

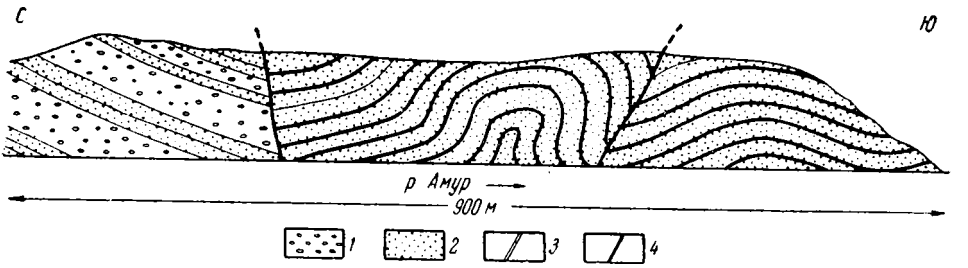
1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — порфириты; *4* — сбросы

чешуйчатыми надвигами северо-восточного простирания (фиг. 116, 118). Местами вблизи сбросов песчаники и аргиллиты смяты в относительно мелкие (до 400 *м* в поперечнике) складки различной формы: прямые (фиг. 117), сундучные, килевидные (фиг. 118) и другие, имеющие северо-восточное простирание. В зоне наибольшего сгущения параллельных крутопадающих сбросов северо-восточного простирания на левом берегу Амура, выше с. Бейтоново, в отложениях толбузинской свиты наблюдаются складки более сложной формы — асимметричные с крутым северо-западным и пологим юго-восточным крылом, имеющие более 100 *м* в поперечнике, узкие килевидные, пережатые и стоячие (фиг. 118). Местами вблизи сбросов в той же Бейтоновской зоне аргиллиты и тонкозернистые песчаники смяты в мелкие плойчатые складки (фиг. 119).

В описанной зоне разломов и интенсивного смятия континентальные отложения толбузинской свиты пронизаны многочисленными секущими дайками, различной формы пластовыми телами и небольшими штоками гранодиорит-порфиров, порфиритов, кварцевых порфиров и альбититов (фиг. 119). К северо-востоку от с. Бейтоново располагаются два небольших массива порфировидных гранитов — Бургалинский и Алминский, также внед-

ривщиеся в толщу пресноводно-континентальных пород вдоль Бейтоновской зоны разломов. Вдоль южного контакта Бургалинского массива граниты и вмещающие их черные глинистые сланцы брекчированы.

Сравнительно небольшая зона разлома пересекает песчано-сланцевые отложения толбузинской свиты выше устья р. Осежины (фиг. 120, 121). Здесь вкрест простирания зоны на протяжении около 100 *м* песчаники и аргиллиты сильно брекчированы, в них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения как параллельные друг другу, так и различно ориентированные. Простирание плоскостей зеркал скольжения северо-восточное 60°, падение на юго-восток под углом 70° и северо-западное 320°, падение



Фиг. 117. Сундучная складка в отложениях толбузинской свиты в Бейтоновской зоне разломов на левом берегу Амура выше с. Бейтоново.

1 — конгломераты, *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — сбросы

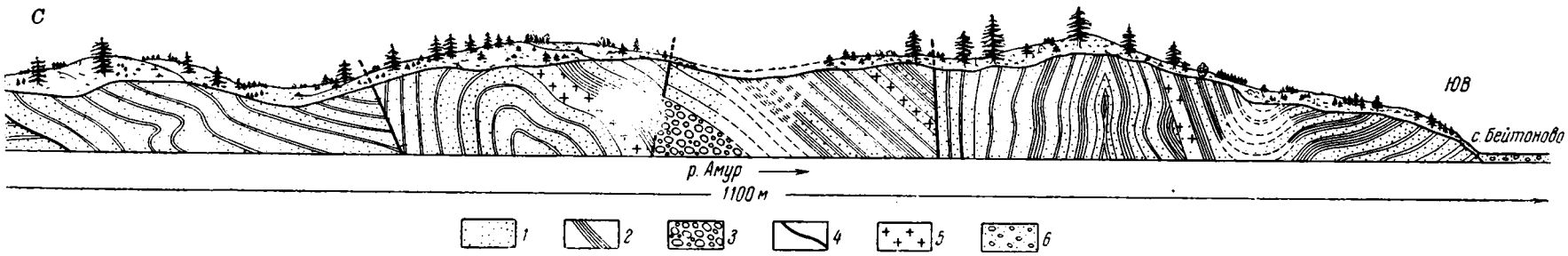
на юго-запад под углом 60°. На зеркалах скольжения местами отчетливо видны штрихи, образующие острый угол (30°) с простиранием плоскости падения зеркала.

В пределах описанной зоны разломов вдоль плоскостей срыва местами наблюдаются дайки серых порфиритов, также имеющих северо-восточное простирание, мощностью от 2 до 10 *м*. К северо-западной части описанной зоны приурочены более крупные выходы фиолетово-серых порфиритов с вкрапленностью флюорита.

Далее к востоку от Бейтоновской зоны разломов в скалистых обнажениях обрывистого берега Амура в континентальных отложениях толбузинской свиты снова наблюдаются спокойные широкие складки коробчатого типа, лишь местами пересеченные небольшими сбросами.

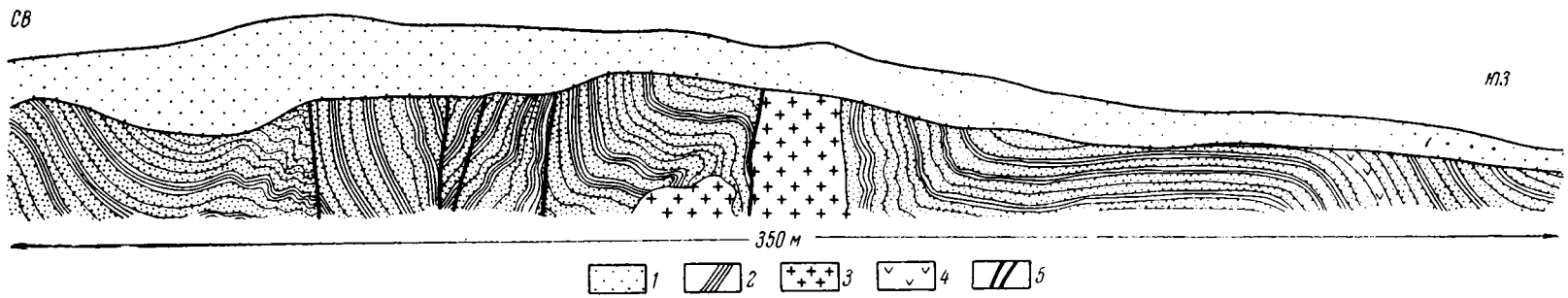
Ниже по течению Амура, на китайском берегу, в тех же отложениях на протяжении нескольких километров можно видеть моноклинальное, довольно пологое падение слоев на юго-запад под углом 15—20°, которое нарушается лишь редкими, очень пологими антиклинальными перегибами. Амур течет на этом отрезке в широтном направлении, срезая под острым углом к их простиранию пологие брахискладки северо-западного, близкого к широтному простирания. Местами они пересечены небольшими сбросами и пластовыми дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Выше Пермыкинского кривуна на правом берегу Амура выходят конгломераты с прослоями песчаников, залегающие почти горизонтально.

Ниже с. Пермыкино по течению Амура в грубозернистых отложениях пермыкинской свиты снова наблюдается моноклинальное падение слоев на юго-запад. Местами они пересечены параллельными, небольшой амплитуды (от 0,5 до 3—4 *м*) ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания с крутым падением плоскостей смещения на северо-запад (фиг. 122), обратным по отношению к направлению падения слоев моноклинали. Частота сбросов в участках с более крутым падением слоев в пределах моноклинали составляет три-четыре сброса на 1 *км* и только в конце Пермыкинского кривуна песчаники несколько чаще пересечены сбросами и надвигами (фиг. 123) того же северо-восточного простирания с падением плоскостей смеще-



Фиг. 118. Формы складок в отложениях толбузинской свиты в Бейтоновской зоне разломов (левый берег Амура).

1 — песчаники; *2* — аргиллиты и алевролиты; *3* — конгломераты; *4* — сбросы; *5* — кварцевый порфир; *6* — аллювий

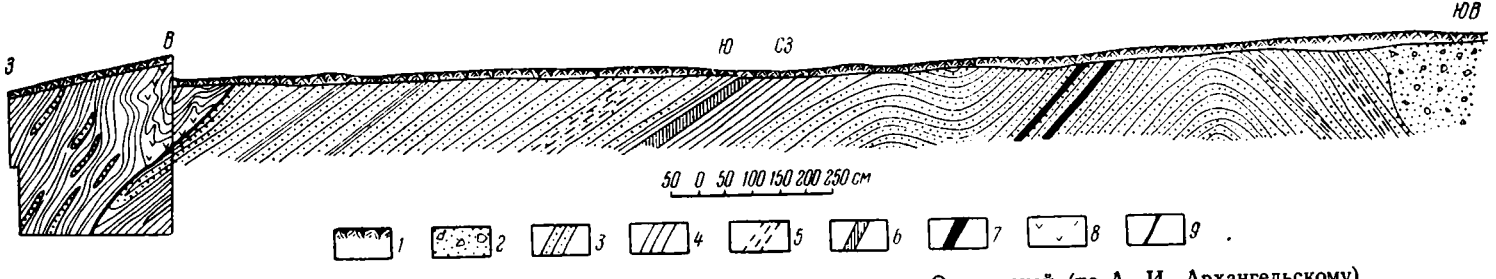


Фиг. 119. Формы складок в отложениях толбузинской свиты в Бейтоновской зоне разломов (левый берег Амура).

1 — песчаники; *2* — аргиллиты и алевролиты, *3* — альбититы; *4* — порфириты; *5* — сбросы

Фиг. 120. Зона разлома в отложениях толбузинской свиты на левом берегу сухой протоки Амура выше устья р. Осежины.

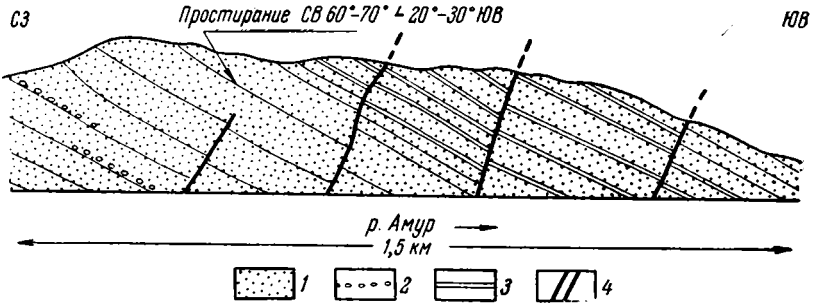
1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — зона дробления; *4* — порфириты; *5* — аллювий



Фиг. 121. Дислокации в отложениях толбузинской свиты близ протоки Осежинской (по А. И. Архангельскому).

1 — почвенный слой; *2* — аллювий; *3* — песчаники; *4* — аргиллиты; *5* — алевролиты; *6* — углистые сланцы; *7* — угли; *8* — порфириты; *9* — надвиг

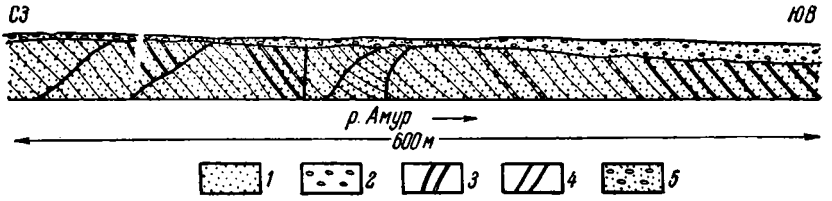
ния на северо-запад под углом 20—30°. Вблизи сбросов песчаники пронизаны тонкими прожилками белого кварца. Вдоль плоскостей смещения надвигов наблюдается интенсивное раздробление песчаников в зоне, мощность которой не превышает 1 *м*. Простирание зеркал скольжения на плоскостях сбросов северо-восточное (20°), падение на северо-запад под углом 60°. Реже здесь наблюдаются более крупные сбросы со смещением, измеряемым километрами (например, близ с. Челбучи).



Фиг. 122. Система ступенчатых сбросов северо-восточного простирания, пересекающих моноклиналь в отложениях пермыкинской свиты на левом берегу Амура в Пермыкинском кривуне.

1 — грубозернистые песчаники; *2* — конгломераты; *3* — алевролиты; *4* — сбросы

В районе с. Бекетово, в зоне крутого флексурного перегиба слоев конгломератов пермыкинской свиты, на небольшом участке (менее 1 *км*) наблюдаются многочисленные крутопадающие чешуйчатые надвиги и сбросы (фиг. 124) также северо-восточного простирания, наклоненные под углом 20—60° на северо-запад. Конгломераты вдоль плоскостей этих надвигов и вблизи последних сильно раздроблены и ожелезнены. Местами на участке от с. Бекетово до с. Толбузино вдоль описанных сбросов конгломераты прорваны пластовыми и секущими дайками кварцевых порфиров и габбро-диабазов.



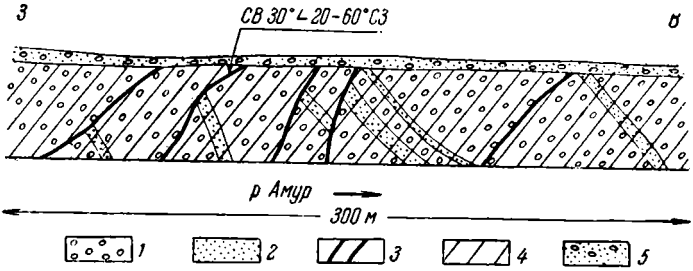
Фиг. 123. Система сбросов северо-восточного простирания, пересекающих отложения пермыкинской свиты на левом берегу Амура в Пермыкинском кривуне.

1 — песчаники; *2* — конгломераты; *3* — алевролиты; *4* — разломы; *5* — террасовый аллювий

Угленосные отложения толбузинской свиты более интенсивно раздроблены дизъюнктивными дислокациями в окрестностях с. Толбузино в зоне поперечного поднятия амурской части прогиба, и где из-под конгломератов пермыкинской свиты нижнего мела выходят более тонкозернистые угленосные отложения толбузинской свиты (J_1 — Cr_3).

Складчатые структуры в окрестностях с. Толбузино также пересекаются многочисленными крутыми сбросами (фиг. 125, 126). Крупная зона разломов, пересекающая южное крыло и центральную часть Ульдугичинской брахисинклинали, обнажается вкрест простирания по левому берегу р. Буринды на протяжении более 1 *км*. В пределах этой зоны песчаники;

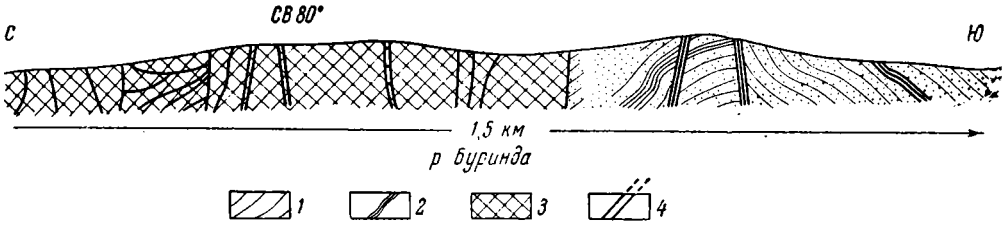
переслаивающиеся с аргиллитами, углистыми сланцами и углями и содержащие линзы конгломератов, настолько интенсивно раздроблены, перемяты и милонитизированы, что местами невозможно различить следы первичной слоистости пород. В пределах зоны дробления отчетливо видна система крутопадающих параллельных сбросов северо-восточного простирания (80°), кроме того, наблюдаются надвиги северо-западного, близкого к широтному простирания (280—300°). Осадочные породы в пределах зоны дробления пронизаны тонкими жилками кальцита и местами ожелезнены.



Фиг. 124. Система сбросов северо-восточного простирания, пересекающая конгломераты пермыкинской свиты на левом берегу Амура у с. Бекетово.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — сбросы; *4* — зона дробления в конгломератах; *5* — аллювий

Угли и углистые сланцы в этой зоне выжаты в виде чечевицеобразных линз и сажистых примазок вдоль плоскостей надвигов и сбросов. В северной части разлома наблюдаются многочисленные чешуйчатые надвиги с очень пологими плоскостями смещения, иногда близкими к слабоизогнутым горизонтальным поверхностям. По простиранию описанная зона прослеживается и далее к юго-западу в обнажениях правого берега долины р. Буринды



Фиг. 125. Зона разломов, пересекающая отложения толбузинской свиты на левом берегу р. Буринды выше устья р. Ульдугичи.

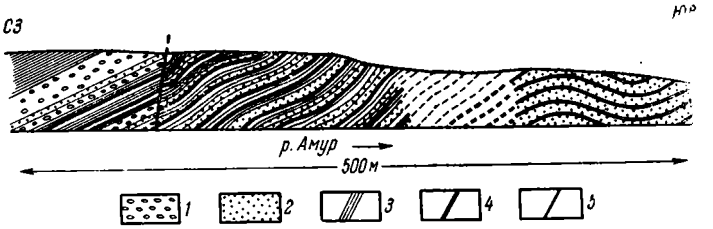
1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — зона брекчированных песчаников и аргиллитов; *4* — сбросы и надвиги

на расстоянии более 2 *км*. В небольших обнажениях в западной части южного склона Толбузинской сопки видно, что грубозернистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов толбузинской свиты пересечены системой небольших параллельных ступенчатых крутопадающих сбросов северо-восточного простирания.

Кроме поперечных разломов северо-восточного простирания, складчатые структуры в окрестностях с. Толбузино также пересечены системой продольных сбросов. Один из таких вертикальных продольных сбросов пересекает замковую часть асимметричной гребневидной антиклинали, разделяющей между собой Ульдугичинскую и Южно-Ульдугичинскую брахисинклинали. Продольная зона разломов по А. И. Архангельскому (1957), проходит вдоль северного крыла северной Ульдугичинской синклинали.

При пересечении продольных и поперечных сбросов местами получаются зоны гигантской брекчии (фиг. 127). Такие зоны наблюдаются в естественных обнажениях Толбузинской сопки, а также в разведочных штольнях на правом берегу Большой Ульдугичи.

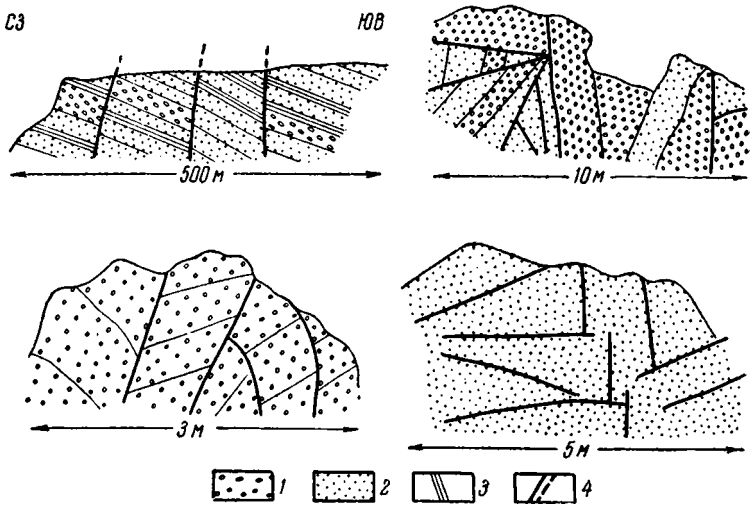
Кроме этого, в окрестностях с. Толбузино Н. А. Брумель отмечает широкое развитие мелких сбросов и надвигов с амплитудой от 1 до 10 *м*, и лишь немногие из них имеют амплитуду 60—120 *м*.



Фиг. 126. Дислокация в отложениях толбузинской свиты на левом берегу Амура ниже устья р. Бутеф.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты и аргиллиты; *4* — угли и углистые сланцы; *5* — разлом

Вдоль крупных зон разломов на Толбузинском месторождении, по данным Н. А. Брумеля и А. И. Архангельского, наблюдается дополнительная поперечная складчатость. Угольные пласты в пределах зон смятия сильно пережаты с уменьшением мощности до нескольких сантиметров. Местами угольные пласты нацело пережаты на протяжении 20—30 *м*, а в отдельных участках наблюдаются раздувы мощностью до 10 *м*.



Фиг. 127. Детали строения зоны разломов, пересекающей юрско-меловые отложения в районе Толбузинской сопки.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — аргиллиты; *4* — ступенчатые сбросы и трещины без смещения

Наличие столь широкоразвитых дизъюнктивных нарушений в окрестностях с. Толбузино, а также зон интенсивного смятия сильно затрудняет эксплуатацию угольного месторождения, и, следовательно, снижает его ценность.

Крупные разломы северо-восточного простирания закартированы Г. П. Леоновым и его сотрудниками ниже по течению Амура, в пределах Ольгинского кривуна и с. Усть-Ольга, а также к югу от с. Черняево.

Здесь они пересекают песчано-сланцевые юрские и грубообломочные меловые отложения на участке крупного перегиба простирания структуры от северо-западного, близкого к широтному в пределах амурского отрезка прогиба к северо-восточному в зейской его части. Этот резкий изгиб простирания главной оси Амуро-Зейского прогиба повторяет направление юго-восточного края Гонжинского выступа палеозойских и докембрийских кристаллических пород.

Крупные разломы Ольгинского кривуна и с. Усть-Ольга будем называть разломами Ольгинской зоны. Эти разломы прослеживаются в северо-восточном направлении на китайской и советской территории (судя по карте Г. П. Леонова) на десятки километров. Они идут параллельно юго-восточному краю Гонжинского выступа или располагаются веерообразно под острым углом к тому же краю.

Местами вдоль этих разломов здесь проникли небольшие мезозойские гранитные интрузии и мелкие гипабиссальные тела (штоки и дайки) гранит-порфиров, монцонитов, а также вулканогенные образования — андезиты, андезито-базальты и их туфы более молодого верхнемелового возраста, располагающиеся к северо-западу от с. Черняево на Амуре.

Описанные крупные и некоторые более мелкие тектонические разломы пересекают не только мезозойские отложения в пределах Амуро-Зейского прогиба, но также и более древние кристаллические породы палеозойского и докембрийского возраста в пределах поднятий, окружающих прогиб. Особенно широко развиты дизъюнктивные нарушения в краевых частях Гонжинского выступа, в окрестностях станций Тыгда, Дактуй, Магдагачи, Гудачи, Талдан и других, а также в долине р. Уркан.

По этим разломам вдоль границы Амуро-Зейского прогиба и Гонжинского выступа располагается ряд крупных и более мелких мезозойских массивов порфировидных гранитов и гранодиоритов (Керакский, Верхне-Буриндинский, Тыгдинский и др.), а также многочисленные мелкие штоки и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и порфиритов, проникающие в толщу палеозойских и докембрийских кристаллических пород Гонжинского выступа.

Из сказанного о строении амурской части прогиба видно, что на этом участке наблюдается сложное сочетание простых коробчатых, брахисинклинальных и антиклинальных форм северо-западного субширотного простирания, развивающихся на крыльях крупного асимметричного прогиба, с многочисленными пересекающими их поперечными разломами и зонами разломов. Последние имеют северо-восточное простирание и сопровождаются дополнительными мелкими складками местами сложной формы, также имеющими северо-восточное простирание. Наличие последних создавало у многих исследователей Приамурья (В. З. Скорохода и др.) ложное впечатление о господствующих в верховьях Амура северо-восточных простираниях мезозойских складчатых структур. Такое сочетание перекрещивающихся направлений дислокаций в структуре амурской части прогиба здесь, так же как и в крупном Восточно-Забайкальском прогибе, объясняется подчинением ориентировки глыбово-складчатых наложенных мезозойских структур форме поднятий палеозойского и допалеозойского кристаллического фундамента и ограничивающих их разломов.

Зейская часть прогиба располагается в долинах Зеи и Депа, к востоку и северо-востоку от с. Черняево на Амуре. Протяженность зейской части прогиба составляет не менее 300 *км* при ширине в среднем от 25 до 130 *км*.

Как уже указывалось, при переходе от амурской части прогиба к зейской происходит резкий перегиб простирания главной оси Амуро-Зейского прогиба с северо-западного, близкого к широтному в долине Амура, на северо-восточное в бассейнах Зеи и Депа (см. фиг. 87). Зейская часть прогиба на всем своем протяжении сложена преимущественно пресноводно-континентальными отложениями верхней юры и нижнего мела и лишь на северо-

западе, вдоль восточного края Гонжинского выступа, на сравнительно небольшом участке выходят песчано-сланцевые отложения, условно отнесенные мною к морской нижней — средней юре. В последние годы (1960—1961) геологами Хабаровского геологического управления вдоль восточного края Зейской части Амуро-Зейского прогиба, к востоку от долины р. Деп, в грубозернистых песчаниках и алевролитах найдена морская фауна верхнего триаса. Мощность этих песчаников и алевролитов, а также их пространственное распределение пока не определены, так как они литологически совершенно не отличимы от широко распространенных здесь юрско-нижнемеловых отложений.

Зейская часть прогиба, имеющая S-образно изогнутую форму, располагается параллельно восточному краю Гонжинского выступа в центральной части и параллельно Тукурингро-Джагдинскому поднятию на севере.

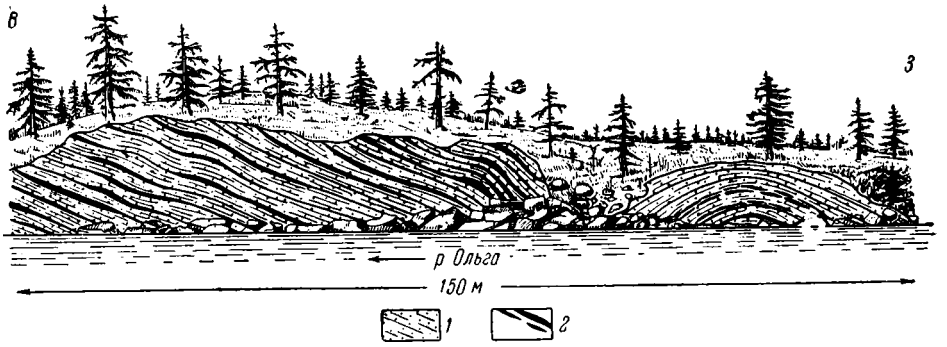
Главная часть зейского отрезка прогиба наложена на Верхне-Амурский палеозойский синклинорий, и лишь восточное его крыло наложено на крупный палеозойский антиклинорий Зее-Селемджинской зоны. Мощность пресноводно-континентальных отложений (верхней юры и нижнего мела) в центральной части прогиба составляет более 5 *км*, а в пределах восточного крыла — всего около 1,5 *км*. Вкрест простирания зейской части прогиба меняется не только мощность мезозойских отложений, но и их фациальный состав, подобно тому, как это описано для Восточно-Забайкальского или Ольдойского прогибов. В пределах восточного крыла прогиба распространены преимущественно грубообломочные отложения — конгломераты и грубозернистые песчаники с прослоями туффитов, в верхней части которых появляются также прослои углей и углистых сланцев. В центральной части прогиба преобладают песчано-сланцевые и угленосные отложения с прослоями кислых пепловых туфов и туффитов (см. фиг. 87).

Зейская часть прогиба имеет асимметричное строение, подчеркнутое не только разным фациальным составом и мощностью отложений в различных его частях, но и формой дислокаций. Главная ось прогиба по простиранию ундулирует. Максимальное погружение наблюдается на междуречье Амура и Зеи, в бассейне среднего течения р. Тыгды (правого притока Зеи), и на междуречье Зеи и Депа, где распространены самые верхние свиты нижнего мела (молчанская и верхнемолчанская), венчающие разрез пресноводно-континентальных отложений, слагающих Амуро-Зейский прогиб. В северо-восточной части прогиба наблюдается резкое воздымание его оси и на поверхность выходят нижние горизонты пресноводно-континентальных отложений.

На юго-западе зейской части прогиба, в бассейне р. Ольги (левый приток Амура), и в верхнем течении р. Тыгды, по данным А. А. Кирилова, Р. М. Тоноян, а также автора, верхнеюрские — нижнемеловые отложения смяты в крупные широкие брахисинклинальные складки, простирание которых с запада на восток меняется от северо-западного, близкого к широтному, до северо-восточного, с углом падения на крыльях 10—20°. Крупные складчатые формы, как это можно видеть в береговых обнажениях р. Ольги (амурской) или в разведочных канавах, местами осложнены дополнительными более мелкими, также очень пологими складками, шириной от 1—2 до 5—8 *км*; их простирание близко к широтному с отклонением в восточной части до северо-восточного. Углы падения слоев на крыльях этих складок также очень пологие 15—30°, реже наблюдаются более резкие флексуры с углом наклона до 70° (фиг. 128).

Вдоль северного крыла прогиба в бассейне р. Ольги, в районе поселков Куликан и Майского, дополнительные мелкие складки в крупнозернистых песчаниках и алевролитах имеют асимметричное строение с крутым (45—70°) падением слоев на юг и пологим (10—20°) — на север. Ширина этих складок 300—400 *м*.

Вдоль северо-западного крыла прогиба, в окрестностях ст. Тыгда и разъезда Эстонского, в угленосных песчано-сланцевых отложениях также развиваются дополнительные мелкие и широкие коробчатого и брахисинклинального типа складки северо-восточного простирания с амплитудой от 100 до 400 *м*, разделенные узкими более крутыми антиклиналями. Морфология таких складок хорошо видна на геологическом разрезе, составленном по разведочным выработкам М. И. Фалилеевым (фиг. 129). В центральных частях прогиба и вдоль его юго-восточного крыла дополнительная мелкая складчатость почти не развита или развита слабо. В нижнем течении р. Ольги, по берегам Амура и в окрестностях с. Черняево на значительных расстояниях можно наблюдать моноклинальное падение слоев пресноводно-континентальных отложений на север и северо-запад под углом от 15 до 25°.



Фиг. 128. Дислокации юрско-меловых угленосных отложений в долине р. Ольги (левый приток Амура).

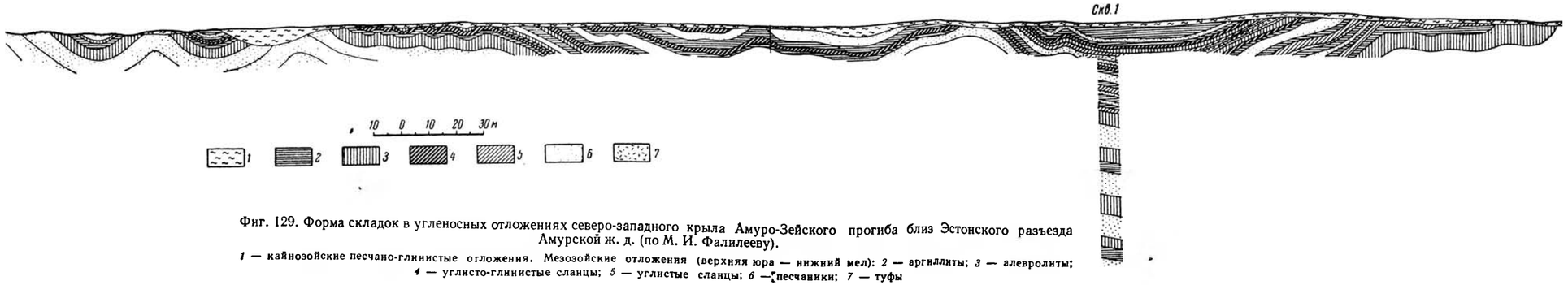
1 — песчаники и алевролиты; *2* — углистые сланцы

Описанные складчатые структуры угленосных отложений в долине Ольги пересечены многочисленными мелкими сбросами и более крупными разломами (Ольгинская зона разломов) преимущественно северо-восточного направления. Реже наблюдаются сопряженные с ними сбросы северо-западного простирания. Особенно многочисленны дизъюнктивные нарушения в северной краевой части прогиба вдоль границы с Гонжинским выступом. Здесь по этим сбросам местами проникли дайки и более сложной формы штоки порфировидных гранитов и гранит-порфиров, местами образующие сложные инъекционные контакты с вмещающими верхнеюрскими и нижнемеловыми породами (см. фиг. 11).

На значительном пространстве между долиной Амура и средним течением Зеи юрские и нижнемеловые отложения скрыты под чехлом рыхлых кайнозойских отложений. По данным буровых скважин, заложенных на этом участке в среднем течении р. Тыгды (правого притока Зеи), непосредственно под покровом песчано-галечных отложений залегают грубозернистые песчаники и туфопесчаники самых молодых (молчанской и верхнемолчанской) свит пресноводно-континентальных отложений нижнего мела.

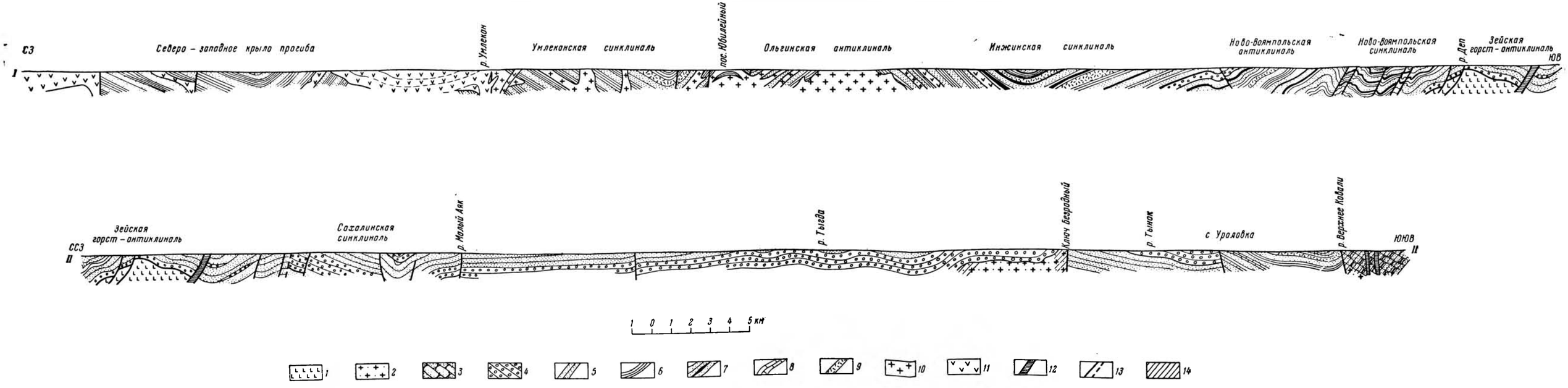
В береговых обнажениях среднего течения Зеи и в долине Депа местами хорошо видна морфология мезозойских структур прогиба.

Амуро-Зейский прогиб здесь имеет асимметричное строение. Вдоль северо-западного крыла прогиба выходят песчано-сланцевые отложения нижней и средней юры, мощность которых около 1—2 *км*. Они образуют широкую моноклиналь северо-восточного простирания с падением слоев на юго-восток под углом 20°. В юго-восточной части этой моноклинали близ контакта с верхнемеловыми андезитами на небольшом участке наблюдаются обратные падения слоев на северо-восток под углом 40°.



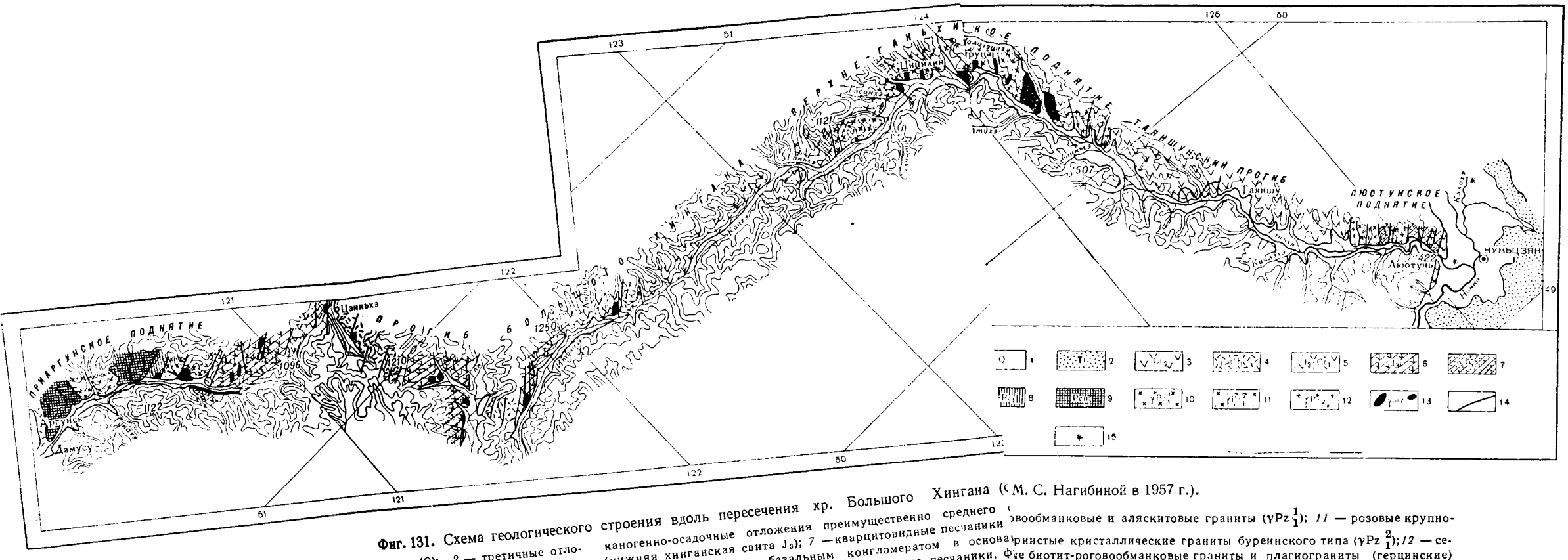
Фиг. 129. Форма складок в угленосных отложениях северо-западного крыла Амуро-Зейского прогиба близ Эстонского разъезда Амурской ж. д. (по М. И. Фалилееву).

1 — кайнозойские песчано-глинистые отложения. Мезозойские отложения (верхняя юра — нижний мел): *2* — аргиллиты; *3* — алевролиты; *4* — углисто-глинистые сланцы; *5* — углистые сланцы; *6* — песчаники; *7* — туфы



Фиг. 130. Геологические разрезы вдоль долины р. Зеи вкрест простирания зейской части Амуро-Зейского прогиба. Верхний — западная часть прогиба, наложенная на палеозойский Верхне-Амурский синклинорий. Нижний — восточная часть прогиба, наложенная на палеозойский антиклинорий Зее-Селемджинской зоны.

Выступы палеозойского фундамента: *1* — палеозойские габбро и серпентиниты; *2* — палеозойские граниты; *3* — кварцитовидные песчаники девона. Юрские и нижнемеловые отложения, выполняющие прогиб: *4* — конгломераты и грубозернистые песчаники; *5* — песчаники; *6* — аргиллиты и алевролиты; *7* — прослои углей и углистых сланцев; *8* — прослои обломочных известняков; *9* — прослои кислых пепловых туфов; *10* — верхнемезозойские граниты, гранит-порфиры, гранодиоритпорфиры и кварцевые порфиры; *11* — вулканогенные породы (андезито-базальты, порфириты и их туфы) верхнемелового возраста; *12* — дайки лампрофиров; *13* — разломы; *14* — зоны рассланцевания и милонитизации в породах палеозойского фундамента (знак, наложенный на граниты и песчаники)



Фиг. 131. Схема геологического строения вдоль пересечения хр. Большого Хингана (с М. С. Нагибиной в 1957 г.).

1 — современные аллювиальные отложения (Q); *2* — третичные отложения, выполняющие синеклизу Сунляу (Tr); *3* — вулканогенные породы верхнего мела — базальты, андезиты и их туфы и в подчиненном количестве кислые эффузивы (Cr_3); *4* — вулканогенно-осадочные отложения нижнего мела (преимущественно кислого состава; Cr_1); *5* — вулканогенно-осадочные и угленосные отложения верхнеюрского-нижнемелового возраста (средняя хинганская свита J_3 — Cr_1); *6* — вулканогенно-осадочные отложения преимущественно среднего (нижняя хинганская свита J_3); *7* — кварцитовидные песчаники лые пепловые туфы с базальным конгломератом в основа (S-аналог норской серии); *8* — метаморфизованные песчаники, ф с графитом, хлорит-эпидотовые и серицит-хлоритовые сланцы (Rpz_2); *9* — слюдяные и биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты рванные гранито-гнейсами (A — Pt); *10* — зеленовато-серые био овообманковые и аляскитовые граниты (γPz_1^1); *11* — розовые крупнорнистые кристаллические граниты буреинского типа (γPz_1^2); *12* — се- е биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты (герцинские) Pz_2); *13* — верхнемезозойские (послеюрские и посленижнемеловые) фировидные граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, аля- товые кварцевые порфиры (γMz); *14* — сбросы и надвиги; *15* — кайнозойские вулканы

Амуро-Зейский юрско-меловой прогиб в нижнем течении р. Уркан (правого притока Зеи) отделен от палеозойского Гонжинского выступа крупным разломом близкого к меридиональному простирания, вдоль которого на протяжении более 70 *км* (с севера на юг) выходят андезиты, их туфы и вулканические брекчии верхнего мела, залегающие резко несогласно как на палеозойских породах, так и на дислоцированных юрских и нижнемеловых отложениях.

Центральная и юго-восточная части Амуро-Зейского прогиба сложены пресноводно-континентальными отложениями аякской, депской и молчанской свит, общая мощность которых вкрест простирания прогиба изменяется от 5 *км* в центральной части до 1,5 *км* на юго-восточном крыле.

В центральной части прогиба, наложенной на Верхне-Амурский среднепалеозойский синклинорий, верхнеюрские и нижнемеловые угленосные отложения смяты в крупные брахисинклинальные и антиклинальные складки северо-восточного простирания шириной 10—15 *км* с углом падения на крыльях от 15 до 30°, и с местными более крутыми флексурными перегибами до 40—50°.

В долине Зеи, пересекающей весь прогиб вкрест его простирания, хорошо видно строение этих складок в поперечном разрезе с северо-запада на юго-восток (см. фиг. 130).

Умлеканская брахисинклиналь расположена в среднем течении Зеи, ниже устьев Улунги и Умлекана. Она имеет северо-восточное простирание, асимметричное строение и не менее 10—11 *км* в поперечнике. Северо-западное ее крыло, сложенное переслаивающимися песчаниками и алевролитами депской свиты, представляет собой моноклиналь с падением слоев на юго-восток под углом 30—35°. Юго-восточное крыло Умлеканской синклинали, сопряженное с Ольгинской антиклиналью, местами имеет более крутые падения и осложнено дополнительным небольшим антиклинальным перегибом, сопряженным с разломом у пос. Юбилейного. Оба крыла брахисинклинали пересечены сбросами северо-восточного простирания, вдоль которых проникли штоки и пластовые дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и порфиритов.

От описанного северо-западного крыла прогиба, сложенного песчано-сланцевыми отложениями нижней и средней юры, а в верхах, возможно, и верхней юры, Умлеканская синклиналь отделена разломом северо-восточного простирания, вдоль которого выше устья р. Улунги проникли вулканогенные образования верхнего мела. Направление этого разлома здесь совпадает, по-видимому, с долиной нижнего течения р. Умлекан.

В северо-восточной части Умлеканской синклинали, в долине р. Умлекан, располагается широкая и очень пологая наложенная мульда, выполненная осадочно-вулканогенными отложениями верхнего мела, залегающими несогласно как на верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, так и на прорывающих их гранитоидах. Проникновение вулканогенных пород в северо-восточной части Умлеканской синклинали связано с зоной крупного Ясненского разлома широтного простирания, ограничивающего описанную структуру с севера. Юго-западная часть Умлеканской синклинали скрыта под покровом рыхлых неогеновых отложений.

Ольгинская брахисинклиналь расположена параллельно долине р. Ольги (правого притока Зеи). Она имеет симметричное строение, северо-восточное простирание (40°) и ширину не более 7—8 *км*. В ядре ее выходят песчано-сланцевые отложения депской свиты, а на крыльях — угленосные отложения молчанской свиты. Падение слоев на крыльях Ольгинской антиклинали на северо-запад и юго-восток под углом 20—25°. К ядру антиклинали приурочен самый крупный в пределах восточной части Амуро-Зейского прогиба Ольгинский массив светло-розовых верхнемезозойских гранитов, имеющий около 4—5 *км* в поперечнике. На обоих крыльях антиклинали песчано-

сланцевые отложения нижнего мела пересечены многочисленными пластовыми дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров, представляющих апофизы Ольгинского гранитного массива.

По данным Д. М. Саяниной и Р. М. Тоноян, Ольгинская брахиантиклиналь прослеживается в северо-восточном направлении до долины р. Молчан (левый приток Депа), где наблюдается ее периклинальное замыкание.

Инжанская синклиналь расположена непосредственно к юго-востоку от Ольгинской брахисинклинали и сложена преимущественно угленосными отложениями молчанской и верхов депской свит. Она имеет симметричное строение, северо-восточное (40°) простирание и ширину около 9—10 *км*. В долине Зеи на ее крыльях наблюдается спокойное моноклинальное падение слоев на юго-восток и северо-запад под углом 20—25°. Ядро синклинали примерно совпадает с направлением долины Инжан (правого притока Зеи). Северо-западное ее крыло, сопряженное с Ольгинской антиклиналью, пересечено пластовыми дайками гранит-порфиров и порфиритов того же северо-восточного простирания. В северо-восточном направлении Инжанская синклиналь прослеживается до долины р. Деп, где сливается с широкой Депской синклиналью.

Ново-Ямпольская антиклиналь расположена непосредственно к юго-востоку от Инжанской синклинали и имеет северо-восточное простирание (50—60°). Она сложена породами депской угленосной свиты и имеет резко асимметричное строение. Северо-западное ее крыло на левом берегу Зеи, ниже с. Ново-Ямполь, полого падает на северо-запад под углом 15°, а юго-восточное, вскрытое в долине р. Богано (правого притока Зеи), круто падает на юго-восток под углом до 60° и срезано разломом. Северо-западное крыло лишь местами осложнено небольшими флексурными перегибами и пересечено продольными надвигами небольшой амплитуды. Крутое крыло Ново-Ямпольской антиклинали обращено в сторону выступа кристаллического палеозойского фундамента в ядре Зейской горст-антиклинали.

Зейская горст-антиклиналь пересекает Зею в устье р. Деп и прослеживается в северо-восточном направлении вдоль нижней части долины Депа. Ширина антиклинали около 8—10 *км*. В ядре ее выходят кристаллические породы палеозойского фундамента, представленные сильно развальцованными, перемятыми основными породами (пироксеновыми и оливиновыми габбро), серпентинизированными и местами почти полностью превращенными в серпентиниты. На размытой поверхности палеозойских габбро и серпентинитов залегают грубозернистые песчаники с линзами конгломератов самой нижней аякской свиты пресноводно-континентальных отложений описанного прогиба. В основании этой свиты залегают мелкогалечные конгломераты, содержащие гальку темно-зеленых палеозойских серпентинитов. Юго-восточное крыло Зейской горст-антиклинали, сложенное грубозернистыми отложениями аякской свиты, имеет пологое (15—20°) падение на юго-восток, осложненное небольшими сбросами, вдоль которых местами проникли дайки диорит-порфиритов.

На юго-востоке Зейская горст-антиклиналь оборвана крупным разломом северо-восточного простирания с амплитудой около 1 *км*, поскольку вдоль этого разлома происходит соприкосновение двух разновозрастных свит — аякской и депской.

Более сложные дислокации, по данным Е. Е. Краснянской, наблюдаются на северо-западном крыле горст-антиклинали, также сложенном породами аякской свиты. Здесь наблюдается более крутое (30—40°) падение слоев на северо-запад, осложненное ступенчатыми сбросами и крупной зоной разломов того же северо-восточного простирания. Вдоль этой зоны наблюдается раздробление пород, зеркала скольжения и дополнительная мелкая складчатость с углом наклона до 70°. В бассейне р. Дуте, правого притока Депа в северо-восточной части горст-антиклинали песчаники и мелкогалечные конгломераты аякской свиты северо-западного крыла также пересечены

сбросами северо-восточного простирания, вдоль которых проникли многочисленные дайки и штоки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. К юго-западу от долины Зеи наблюдается периклинальное замыкание Зейской горст-антиклинали.

Ново-Ямпольская синклиналь, ограниченная разломами северо-восточного простирания, расположена между Зейской горст-антиклиналью и Ново-Ямпольской антиклиналью в бассейне р. Богано. Эта синклиналь, сложенная угленосными отложениями депской и молчанской свит, пересечена многочисленными сбросами и надвигами, вблизи которых осложнена более мелкой складчатостью и крутыми флексурными перегибами.

Интенсивность дислокаций в Ново-Ямпольской синклинали, особенно наличие системы параллельных сбросов и надвигов, ориентированных параллельно ограничению Зейской горст-антиклинали, обусловлено близостью контакта слабо метаморфизованных мезозойских отложений с выступом палеозойского кристаллического основания, сложенного габбро и серпентинитами.

По направлению на юго-запад все описанные выше структуры зейской части прогиба перекрываются рыхлыми кайнозойскими отложениями, под которыми буровыми скважинами (на глубине от 3 до 115 *м*) в бассейне Тыгды вскрыты лишь самые верхние горизонты континентальных нижнемеловых отложений.

По направлению на северо-восток от долины Зеи, в долинах Депа и его притоков рек Молчан, Дуте и других, в береговых обнажениях также видны описанные ниже крупные пологие складчатые структуры. К сожалению, отсутствие обнажений мезозойских пород на значительной части Зейско-Депского водораздела, скрытых здесь под покровом рыхлых кайнозойских отложений, не позволяет с достаточной полнотой установить соотношение описанных выше антиклинальных и синклинальных форм с этими складками, можно лишь отметить общее воздымание осей описанных структур по направлению на северо-восток и некоторое упрощение дислокаций.

Депская синклиналь расположена к северо-востоку от долины Зеи, в среднем течении Депа, непосредственно к северо-западу от Зейской горст-антиклинали. Она представляет собой пологую и широкую (более 10 *км* в поперечнике) брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания. В центральной части и на северо-западном крыле эта синклиналь выполнена отложениями депской угленосной свиты, а на юго-восточном ее крыле — грубозернистыми песчаниками и конгломератами аякской свиты. Падение слоев на ее крыльях не превышает 15—20° с постепенным выполаживанием к центру синклинали.

Ось Депской синклинали несколько воздымается к северо-востоку, так как в северо-восточной ее части из-под угленосных отложений на поверхность выходят лишь нижние горизонты депской свиты, представленные грубообломочными отложениями. Породы депской свиты на северо-западном и юго-восточном крыле синклинали пересечены сбросами небольшой амплитуды, вдоль которых в отдельных участках проникли дайки гранит-порфиров. Вблизи сбросов наблюдаются более крутые падения слоев с углами до 30—40°.

Депская антиклиналь располагается к северо-западу от Депской синклинали и пересекает долину Депа к югу от устья ключа Ашуевского. Она сложена песчаниками и алевролитами с прослоями пепловых туфов и линзами конгломератов депской свиты, имеет северо-восточное простирание (60°) и асимметричное строение. Ширина ее не более 5—6 *км*. Падение слоев на ее юго-восточном крыле пологое (15—20°), на северо-западном — более крутое (25—35°). Северо-западное крыло Депской антиклинали оборвано крупным разломом северо-восточного простирания, пересекающим долину Депа близ устья ключа Ашуевского. Вдоль этого разлома терриген-

ные отложения депской свиты прорваны крупным штоком гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, имеющим около 2 *км* в поперечнике. Ядро антиклинали и ее юго-восточное крыло пересечено более мелкими сбросами того же простирания, вдоль которых проникли дайки гранит-порфиров и порфиритов до 100 *м* мощности.

Молчанская синклиналь расположена непосредственно к северо-западу от Депской антиклинали, в бассейне р. Молчан (правого притока Депа), и прослеживается в северо-восточном направлении до р. Деп, в район угольного месторождения Покровского. Она представляет собой широкую, очень пологую брахисинклинальную складку, центральная часть которой выполнена грубозернистыми терригенными и вулканогенными, а также угленосными отложениями верхнемолчанской и молчанской свит, а борта ее — породами депской свиты. Отложения самой молодой верхнемолчанской свиты (низы верхнего мела), по данным Е. Е. Краснянской, распространены на ограниченной площади в бассейне верхнего течения р. Молчан в самом центре синклинали и залегают с небольшим размывом на отложениях молчанской свиты.

Для молчанской синклинали характерным являются относительно крутые (30—40°) углы падения на ее юго-западном и северо-восточном крыльях с постепенным выполаживанием к центру синклинали до 15—10° и почти горизонтальным залеганием в замковой части. Северо-западное и юго-восточное крылья синклинали пересечены многочисленными продольными сбросами и сбросо-сдвигами различной величины с амплитудой от 1 до 500 *м*. Вблизи них местами наблюдаются флексурные перегибы, а на северо-западном крыле — дополнительные более мелкие складки. К этим сбросам на обоих крыльях Молчанской синклинали приурочены многочисленные дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и порфиритов, большинство которых являются пластовыми. К одному из крупных разломов в долине р. Деп у с. Утесного, вдоль северо-западного крыла Молчанской синклинали приурочены крупные выходы верхнемеловых андезитов, их туфов и вулканических брекчий.

Кроме отмеченных выше продольных разломов северо-восточного простирания, Е. Е. Краснянская описала здесь поперечные сбросы, пересекающие Молчанскую синклиналь и имеющие северо-западное и близкое к меридиональному простирание. Они представляют собой сбросо-сдвиги с амплитудой перемещения в горизонтальном направлении на 200—400 *м* с юга на север.

В северо-восточном окончании зейской части Амуро-Зейского прогиба, в верхнем течении Депа, наблюдается указанный выше второй крутой поворот в простирании складок от северо-восточного к широтному. Одновременно с поворотом складчатых структур происходит сильное сужение зейской части прогиба — от 130 *км* в центральной части до 10—30 *км* в его северо-восточном окончании, имеющем широтное простирание. Отмечается также резкое увеличение роли грубообломочного материала и общее сокращение мощности юрско-нижнемеловых отложений.

Литологическая монотонность разреза мезозойских отложений этой части прогиба не позволяет провести расчленение его на отдельные свиты; по мнению И. И. Акуз, здесь распространены аналоги аякской и депской свит.

Ясненская синклиналь расположена на левобережье Депа, в бассейне ключа Ясного, в северо-восточном окончании зейской части прогиба. От Молчанской синклинали она отделена разломом северо-восточного простирания, вдоль которого проникли довольно крупные штоки гранодиорит-порфиров и излияния андезитов (верхнемелового возраста), обнажающиеся в долине Депа выше и ниже устья ключа Ясного.

Вдоль северного крыла Ясненской синклинали также проходит очень крупный Ясненский разлом широтного простирания, который прослеживается

далеко на восток параллельно широтному участку течения р. Деп, ограничивая с юга широтный отрезок зейской части прогиба.

Строение Ясненской синклинали описано Е. Е. Краснянской, которая, кроме естественных (малочисленных в этом районе) обнажений, использовала искусственные канавы протяженностью более 15 *км*, расположенные почти вкрест простирания этой структуры от р. Деп до пос. Ясного.

Ясненская синклиналь, по данным Е. Е. Краснянской, сложена породами аякской и депской свит и представляет собой широкую, более 15 *км* в поперечнике, асимметричную синклиналь широтного простирания. В пределах ее северного очень широкого крыла наблюдаются моноклинальные падения слоев на юг, которые в северной части падают довольно круто (30—40°), а к ее замковой части постепенно выполаживаются (до 20—15°). Вдоль северного крыла наблюдаются многочисленные мелкие сбросы и надвиги, наиболее крупные из них имеют северо-восточное простирание и падение плоскостей смещения на северо-запад под углом до 50°. Кроме того, имеются и продольные сбросы широтного простирания, параллельные крупному Ясненскому разлому.

Особенно много дизъюнктивных нарушений в пределах южного крыла Ясненской синклинали и в ее замковой части, близ долины р. Деп. Здесь мезозойские отложения вдоль разломов пересечены многочисленными дайками и штоками гранодиорит-порфиров и порфиритов.

К северу от Ясненской синклинали располагается самый узкий участок окончания Амуро-Зейского прогиба, имеющий северо-восточное, близкое к широтному простирание и клиновидную форму, постепенно сужающуюся на восток. Этот участок сложен грубозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами юрского и нижнемелового возраста. С юга он ограничен упомянутым выше крупным Ясненским разломом близкого к широтному простирания, прослеживающимся от пос. Ясного далеко на восток, до устья ключа Маклакан. Вдоль этого крупного разлома раздроблены не только мезозойские отложения, но и палеозойские и допалеозойские кристаллические породы фундамента, представленные гнейсами и прорывающими их гранитами и гранодиоритами. Последние вдоль Ясненского разлома интенсивно рассланцованы и катаклазированы. В палеозойских гранитах близ устья ключа Маклакан и в верховьях р. Малая Калахта наблюдаются зоны брекчий и милонитизации.

В районе пос. Ясного вдоль этого разлома в толщу мезозойских пород проникли крупные штоки мелкозернистых гранитов и многочисленные дайки и штоки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, сопровождающиеся кварцево-турмалиновыми жилами, с которыми здесь связано золотое оруденение.

К западу от пос. Ясного широтный Ясненский разлом прослеживается и далеко на запад, где вдоль него в верхнемеловое время в нижнем течении р. Умлекан (в северной части описанной Умлеканской синклинали) происходили крупные излияния андезитов, сопровождающиеся образованием вулканических брекчий и туфов.

На севере граница зейской части прогиба на значительном протяжении проходит вдоль зоны глубинного Южно-Тукурингрского разлома и частично вдоль контакта со складчатыми девонскими отложениями Верхне-Амурского палеозойского синклинория.

В последнем случае грубозернистые мезозойские отложения, слагающие эту часть прогиба, по данным И. И. Акуз, на значительном протяжении также ограничены разломом широтного простирания, сопряженным с зоной Южно-Тукурингрских разломов.

В пределах северо-восточного окончания зейской части прогиба, ограниченного с севера и с юга разломами, мезозойские отложения образуют

две синклинальные складки широтного или северо-восточного, близкого к широтному простирания, разделенные симметричной антиклиналью с падением слоев на крыльях на север и юг под углом до 40°. Обе синклинали представляют собой более пологие широкие складки, которые в западной части имеют коробчатую форму с очень пологим, почти горизонтальным залеганием слоев в «донной» части.

На востоке, вдоль Ясненского разлома, южное крыло пологой синклинали, по данным И. И. Акуз, осложнено дополнительными мелкими складками, как это хорошо видно в обнажениях левого берега Депа, ниже устья ключа Большой Калахты. Еще более интенсивно смяты мезозойские отложения на севере прогиба, в зоне, прилегающей к Южно-Тукурингрскому глубинному разлому.

Юго-восточное крыло зейской части прогиба располагается на допалеозойском и палеозойском кристаллическом основании крупного антиклинория Зее-Селемджинской зоны. Мезозойские отложения, слагающие это крыло прогиба, отличаются от одновозрастных отложений центральной его части более грубообломочным составом и сокращенными мощностями. Суммарная мощность этих отложений, представленных аналогами аякской, депской и низов молчанской свит, не превышает 1,5 *км*. Они представлены валунными конгломератами и грубозернистыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов, углистых сланцев и кислых пепловых туфов.

Состав конгломератов и грубозернистых песчаников, залегающих резко несогласно на размытой поверхности кристаллического палеозойского и более древнего фундамента, указывает на то, что снос обломочного материала в прогиб происходил с соседнего поднятия палеозойского фундамента Зее-Селемджинской зоны.

Условия залегания мезозойских отложений в пределах юго-восточного крыла прогиба также сильно отличаются (см. фиг. 130) от описанных форм центральной части прогиба и характеризуются очень пологим, местами почти горизонтальным залеганием слоев юрско-нижнемеловых отложений. Только в зоне, непосредственно прилегающей к. Зейской горст-антиклинали, наблюдаются многочисленные дизъюнктивные дислокации и сопровождающее их дополнительное смятие слоев.

Сахалинская синклиналь расположена непосредственно к юго-востоку от Зейской горст-антиклинали. Она выполнена отложениями аякской и депской свит и имеет северо-восточное, близкое к широтному простирание, около 8 *км* в поперечнике и очень пологий (10—20°) угол падения слоев на крыльях. Синклиналь протягивается к северо-востоку от пос. Сахалин на р. Зее и ограничена с северо-запада и юго-востока крупными северо-восточными разломами. В центральной части на юго-западе Сахалинской синклинали на сравнительно узком участке (0,5—1 *км*) выходят конгломераты (аналоги молчанской свиты), слагающие небольшую асимметричную мульду с крутым (от 30 до 60°) углом падения на северо-западном крыле, обращенном к Зейской горст-антиклинали, и относительно пологим (10—20°) углом на юго-восточном крыле. С севера и юга эта небольшая мульда также ограничена северо-восточными сбросами. На крыльях Сахалинской синклинали наблюдаются дополнительные мелкие сбросы.

Северо-восточная часть Сахалинской синклинали, по Е. Е. Краснянской, пересечена многочисленными сбросами северо-восточного простирания и микросбросами, амплитуда которых измеряется сантиметрами и осложнена дополнительными более мелкими складками. Последние наблюдаются вдоль северного крыла синклинали, параллельно зоне крупного разлома, отделяющего синклиналь от палеозойского фундамента.

Вдоль крупного разлома, ограничивающего Сахалинскую синклиналь с севера, мезозойские отложения прорваны штоками гранит-порфиров.

К юго-востоку от Сахалинской синклинали, вдоль долины Зеи, ниже

устья р. Малый Аяк, на протяжении более 30 *км* наблюдается очень пологое, почти горизонтальное залегание конгломератов и светло-серых грубозернистых песчаников (аналогов аякской и депской свит). На этом протяжении слои лишь местами полого изогнуты с углом наклона от 0 до 5° и, реже, до 10°. У ключа Безродного (левого притока Зеи) конгломераты аякской свиты пересечены крупным взбросом северо-восточного простирания с амплитудой около 500—600 *м*. Вдоль северо-западного поднятого крыла взброса, как это видно в обнажениях левого берега Зеи, на поверхность выведен палеозойский фундамент, сложенный крупнокристаллическими биотит-роговообманковыми гранитами, на неровной размытой поверхности которых залегает валунный конгломерат основания аякской свиты. В этом конгломерате, кроме слабо окатанных валунов, содержатся также крупные неокатанные глыбы упомянутого роговообманкового гранита и гальки метаморфизованных палеозойских пород. Конгломераты аякской свиты здесь образуют флексуру, облекающую выступ палеозойского фундамента (фиг. 130).

Вдоль юго-восточного опущенного крыла взброса выходят крупнозернистые песчаники верхних горизонтов аякской свиты, ниже по течению Зеи, близ устья р. Тынок, сменяющиеся конгломератами основания депской свиты. Вдоль плоскости смещения палеозойские граниты сильно раздроблены и местами милонитизированы, а мезозойские песчаники аякской свиты вблизи нее также сильно раздроблены. Вдоль северо-западного края выступа палеозойских гранитов последние на протяжении 20 *м* также сильно милонитизированы, однако мезозойские конгломераты, залегающие на милонитах, не несут здесь следов раздробления, а образуют отмеченную выше пологую флексуру, облекающую этот выступ и наклоненную к северо-западу.

Вдоль юго-восточного края описываемого широкого крыла зейской части прогиба мезозойские отложения пересечены еще двумя крупными сбросами северо-восточного простирания, ограничивающими широкие блоки, сложенные мезозойскими породами.

Между описанным взбросом ключа Березовского и сбросом, проходящим близ с. Ураловка на р. Зее, заключен блок шириной 8 *км*, в пределах которого конгломераты и грубозернистые песчаники верхов аякской и низов депской свит образуют пологую моноклиналь с падением слоев на юго-восток, под углом от 0 до 10°, которая ниже устья р. Тынок осложнена пологим флексурным перегибом. Наконец, юго-западный блок, также сложенный мезозойскими отложениями (аналогами депской свиты), расположен вдоль долины Зеи, между с. Ураловка и устьем ключа Верхние Ковали. Он представляет собой ограниченную с двух сторон крупными наклонными сбросами пологую асимметричную синклиналь, северо-западное крыло которой очень широкое и пологое, а юго-восточное — узкое и крутое. Вблизи Ураловского сброса, в пределах северо-западного крыла, на левом берегу Зеи наблюдается северо-восточное простирание пепловых туфов и песчаников депской свиты (50—60°) и довольно крутое (до 30°) падение на юго-восток, затем быстро выполаживающееся до 10—5°. Короткое юго-восточное крыло синклинали оборвано наклонным сбросом северо-восточного простирания. Сброс проходит близ устья р. Верхние Ковали, вдоль границы юго-восточного крыла описываемого прогиба и поднятия палеозойского кристаллического фундамента Зее-Селемджинской зоны, сложенного гранитами и девонскими отложениями, сильно рассланцованными вдоль зоны разлома. Мезозойские песчаники и конгломераты вблизи разлома имеют северо-восточное (20°) простирание и падение на северо-запад под углом 30—60°.

К юго-западу от долины Зеи юго-восточное крыло Амуро-Зейского прогиба вплоть до долины Амура скрыто под покровом рыхлых кайнозойских отложений.

Заканчивая описание дислокаций мезозойских отложений юго-восточного крыла зейской части прогиба, наблюдаемых в береговых обнажениях Зеи и по ее притокам, следует подчеркнуть, что они отличаются исключительно пологими и простыми формами и на протяжении десятков километров — почти горизонтальным залеганием, лишь местами осложненным сбросами и флексурными перегибами.

Прогиб Большого Хингана

Прогиб Большого Хингана представляет собой одну из крупнейших, но наиболее слабо изученных мезозойских структур Монголо-Охотского пояса. Он расположен на китайской территории, в Северном Дунбее, в пределах хр. Большой Хинган, непосредственно к юго-востоку от Приаргунского поднятия, отделяющего его от Восточно-Забайкальского прогиба.

Прогиб Большого Хингана как крупная мезозойская структура впервые был выделен автором в 1957 г. (Нагибина, 1959_4). По материалам последующих наблюдений, намечаются размеры и границы прогиба, протягивающегося с северо-востока на юго-запад более чем на 1000 *км* при ширине от 100 до 250 *км*. Он имеет северо-восточное простирание и выполнен континентальными вулканогенными образованиями (среднего и кислого состава) переслаивающимися с грубозернистыми терригенными и угленосными отложениями, содержащими отпечатки флоры и пресноводной фауны. В пределах этих отложений выделяется несколько свит, возраст которых определяется от нижней юры до нижнего мела включительно. Максимальная мощность их в центральной и северо-западной частях прогиба достигает 6 *км*.

Внутреннее строение прогиба Большого Хингана можно наблюдать в его северо-восточной части (к северу от КВЖД), при пересечении Большого Хингана (вкрест простирания прогиба), по долинам рек Ганьхэ, Тиолохэ и Кейхэ, стекающих на юго-восток, и долинам рек Итулихэ, Гэньхэ, Цзиньхэ и Маритке (бассейн Аргуни), стекающих на северо-запад (фиг. 131).

Кроме многочисленных естественных обнажений, вдоль этого пересечения мною были изучены свежепройденные железнодорожные выемки, протягивающиеся на многие километры вдоль линии строящейся железной дороги, и карьеры, разрабатываемые вблизи трассы для получения строительных материалов, а также некоторые данные более ранних исследователей — П. А. Кропоткина (1865), Э. Э. Анерта (1904) и А. М. Смирнова (1954).

Почти на всем протяжении юрско-меловой прогиб Большого Хингана наложен на крупный палеозойский синклинорий Большого Хингана.

В северо-восточной части прогиб имеет довольно правильные прямолинейные очертания и удлиненную в северо-восточном направлении форму и заключен между двумя крупными поднятиями палеозойского кристаллического фундамента — Приаргунским и Верхне-Ганьхинским, также имеющими северо-восточное простирание. С северо-запада и юго-востока от этих поднятий прогиб Большого Хингана отделен крупными разломами.

На юге и юго-западе прогиб имеет более сложные очертания и на значительной площади перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями синеклизы Сунляу и Далайнорской впадины.

Вулканогенно-осадочные и угленосные отложения нижней и средней юры распространены лишь в средней части и, возможно, на юге прогиба Большого Хингана. В северо-восточной части прогиб выполнен преимущественно верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

На северо-востоке прогиб Большого Хингана имеет асимметричное строение, отчетливо выраженное как в составе и мощности выполняющих его вулканогенно-осадочных отложений, так и в морфологии структур.

Максимальные мощности верхнеюрских и нижнемеловых вулканогенно-осадочных отложений приурочены к северо-западному крылу прогиба, вдоль которого выходят (снизу вверх): 1) нижняя хинганская свита (верхнеюрского возраста), представленная чередованием различного состава порфиритов, переслаивающихся с покровами андезитов и базальтов, мощностью около 1000—1500 *м*; 2) средняя хинганская свита (верхнеюрского-нижнемелового возраста), связанная постепенными переходами с нижней хинганской свитой и сложенная покровами различного состава порфиритов и андезитов, переслаивающимися с маломощными покровами кислых лав и туфов, мощностью около 1000 *м*; 3) верхняя хинганская свита (нижнемелового возраста), залегающая на средней хинганской свите с размывом и местами с угловым несогласием. В основании ее залегают конгломераты и туфоконгломераты изменчивой мощности, состоящие из галек и обломков эффузивных пород нижних свит вулканогенной серии и гранитоидов. Выше залегают переслаивающиеся между собой покровы зеленоватых и фиолетово-серых кварцевых порфиров, их туфов и агломератных туфов и, в меньшем количестве, туфопесчаников мощностью около 1500—2000 *м*. Общая мощность вулканогенно-осадочных пород хинганской серии западного крыла прогиба Большого Хингана 4—4,5 *км*.

Вдоль юго-восточного крыла прогиба покровы вулканогенных пород местами залегают на размытой поверхности нижнепалеозойских катаклазированных гранитов Верхне-Ганьхинского поднятия и складчатых девонских отложениях. Вулканогенно-осадочные отложения в пределах этого крыла, по наблюдениям автора, имеют значительно меньшую мощность, около 2—3 *км*, и представляют собой чередование лавовых и туфовых покровов среднего и кислого состава, среди которых подчиненную роль играют маломощные покровы базальтов.

Вдоль юго-восточной границы прогиба Большого Хингана и Верхне-Ганьхинского поднятия проходит крупная зона Восточно-Хинганского разлома, выраженная системой ступенчатых сбросов северо-восточного простирания, вдоль которых выходят нижнепалеозойские граниты, отделяющие Предхинганскую наложенную мульду, расположенную на северо-западной окраине Верхне-Ганьхинского поднятия, от прогиба Большого Хингана (долина р. Ганьхэ). В этой зоне располагаются многочисленные дайки порфиритов и кварцевых порфиров, секущие эти граниты и являющиеся, по-видимому, корнями покровов эффузивных пород, слагающих хинганскую вулканогенную серию.

Юго-восточное крыло прогиба Большого Хингана представляет собой крупную моноклиналь северо-восточного простирания. В обнажениях долины р. Кейхэ хорошо видно моноклинальное падение покровов вулканогенных пород на северо-запад под углом от 15 до 45°, осложненное пологими более мелкими складками (см. фиг. 5).

Местами покровы вулканогенных пород пересечены многочисленными продольными ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания (30—40°), плоскости смещения которых либо вертикальны, либо наклонены под углом 30° на северо-запад. Вертикальные перемещения вдоль этих сбросов в краевой части прогиба достигают более 1 *км*, и местами по ним поднят на поверхность палеозойский фундамент (метаморфизованные песчаники и сланцы девона).

В краевой части юго-восточного крыла прогиба по этим сбросам проникли мелкие дайки и штоки верхнемезозойских гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, секущие как порфириты (долина р. Тиолохэ, правый приток р. Ганьхэ), так и кварцевые порфиры и пепловые туфы на левом склоне долины Кейхэ, где размеры штоков достигают 200 *м* в поперечнике (см. фиг. 5).

Северо-западное крыло прогиба имеет более сложное строение. Вулканогенно-осадочные отложения здесь образуют довольно крупные пологие

антиклинальные и синклинальные складки брахисинклинального и коробчатого типа, пересеченные многочисленными продольными сбросами и чешуйчатыми надвигами северо-восточного простирания (20—60°) с падением плоскостей смещения на северо-запад и юго-восток и небольшими поперечными сбросами северо-западного простирания (310—330°), наклоненными на северо-восток и юго-запад. Вдоль северо-западного крыла прогиба располагается система крупных брахисинклинальных складок северо-восточного простирания, сложенных пирокластическими отложениями нижнего мела и разделенных более выдержанными по простиранию антиклиналями, сложенными верхнеюрскими, преимущественно средними и основными эффузивами. Подобного типа брахисинклинали располагаются в долине р. Цзиньхэ, на водоразделе рек Итулихэ и Ганьхэ (аргунской), а также в других местах вдоль северо-западного крыла прогиба к северо-востоку и к юго-западу от системы этих рек.

Цзиньхинская синклиналь имеет северо-восточное простирание, около 25 *км* в поперечнике и располагается в верховьях р. Цзиньхэ и ее притока р. Люндзихэ. Она протягивается на значительное расстояние на юго-запад, по направлению к долине р. Гэньхэ и представляет собой довольно пологую брахисинклиналь с углом падения слоев на крыльях 10—15°, осложненную многочисленными сбросами, вблизи которых местами наблюдаются флексурные перегибы, где пологое падение сменяется более крутым — до 40—45°.

Простирание юго-восточного крыла синклинали по замерам в туфовой толще СВ 60°. В пределах северо-западного крыла синклинали по сбросам проникли небольшие (менее 1 *км* в поперечнике) штоки и дайки розовато-серых гранит-порфиров и кварцевых порфиров, близких к гранит-порфирам (см. фиг. 5).

Параллельно юго-восточному крылу синклинали проходит довольно крупная зона разлома того же простирания (СВ 60°), имеющая видимую мощность более 300 *м* и пересекающая светлые кварцевые порфиры. Эта зона разлома вскрыта выемкой строящейся железной дороги на перевале из бассейна р. Ходоколюхэ в верховье р. Людзихэ. В пределах этой зоны наблюдаются многочисленные параллельные крутопадающие сбросы, вдоль которых кварцевые порфиры брекчированы, сильно развальцованы и милонитизированы. Мощность таких участков интенсивного дробления и милонитизации, сопровождающих сбросы, колеблется от 3 до 10 *м*. Раздробленные и трещиноватые светлые кварцевые порфиры сильно ожелезнены (лимонитизированы), местами наблюдается интенсивная вкрапленность пирита, а также крупные гнездообразные скопления гематита, друзы кварца и кальцита и тонкие прожилки аметиста, отороченные пиритом. В отдельных участках вдоль сбросов среди светлых кварцевых порфиров зажаты клинья сильно пиритизированных андезитов.

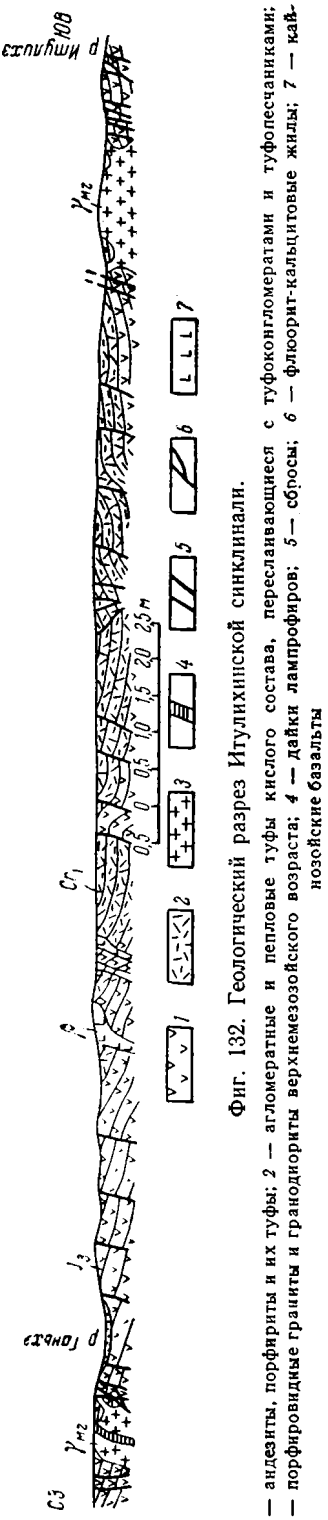
В 6 *км* к юго-востоку от описанной зоны разлома, на левом склоне левого притока р. Ходоколюхэ, среди глыбовых россыпей светлых кварцевых порфиров, амазонитовых фельзитов и кислых пепловых туфов наблюдаются многочисленные гнезда зеленого флюорита и гематита и прожилки фиолетового флюорита до 15 *см* мощности, а также брекчии кварцевых порфиров, сцементированные флюоритом и гематитом. Минерализация здесь, по-видимому, также связана с зоной разлома, вдоль которой происходила циркуляция гидротермальных растворов.

Итулихинская синклиналь располагается на перевале между долиной р. Итулихэ и р. Гэньхэ к юго-востоку от Цзиньхинской синклинали и отделена от последней широкой Ходоколюхинской антиклиналью.

Итулихинская синклиналь, имеющая около 12 *км* в поперечнике и простирающаяся в восток-северо-восточном направлении (70°), сложена кислыми вулканогенными породами верхней хинганской свиты мощностью около 2 *км*.

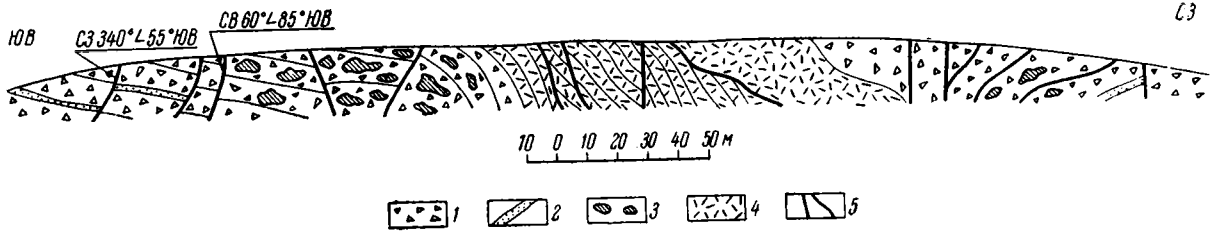
О внутреннем строении Итулихинской синклинали удается судить на основании наблюдений в хороших естественных обнажениях и в свежих выемках вдоль линии железной дороги (фиг. 132, 134, 135). Юго-восточное крыло синклинали имеет довольно пологое падение на северо-запад под углом 10—15°, осложненное отдельными крутыми флексурными перегибами с падением слоев на северо-запад под углом 60—85°. Туфопесчаники и кислые туфы северо-западного крыла синклинали падают на юго-восток под углом 20—25°. Почти на всем протяжении Итулихинской синклинали вулканогенноосадочные отложения верхней хинганской свиты пересечены многочисленными продольными сбросами и чешуйчатыми надвигами северо-восточного (40—60°) простирания и поперечными сбросами северо-западного (320—340°) направления. Наибольшее сгущение продольных сбросов наблюдается в местах флексурных перегибов слоев (фиг. 133). Вертикальные перемещения по этим сбросам различные, обычно они невелики, но местами на северо-западном крыле синклинали относительные перемещения вдоль плоскостей смещения составляют не менее 1 *км*, так как на поверхность выведены фиолетовые порфириты средней хинганской свиты.

В зоне сочленения Итулихинской синклинали и соседних антиклиналей в долине р. Итулихэ наблюдается небольшое сгущение параллельных и секущих сбросов (см. фиг. 132). Вдоль зон разломов северо-восточного простирания, ограничивающих с северо-запада и юго-востока Итулихинскую синклиналь, располагаются небольшие массивы и штоки (от 0,5 до 1,5 *км* в поперечнике) порфировидных гранитов и гранодиоритов верхнемезозойского возраста — Итулихинский и Ганьхинский (фиг. 32, 33). Интрузивы имеют куполовидную форму, от них отходит ряд мелких апофиз, внедряющихся в кровлю порфиритов и андезитов, последние вблизи гранитных тел (фиг. 134) пересечены многочисленными сбросами. Вблизи штоков гранитоидов наблюдаются жилы кварца, халцедона и кальцита с гнездами фиолетового и зеленого флюорита, гематита и пирита. Вдоль долины р. Гэньхэ располагается несколько штоков верхнемезозойских гранитоидов, приуроченных, по-видимому, к той же системе разломов. С этими же разломами связаны дайки и некки кайнозойских базальтов, местами образующих небольшие покровы, лежащие на эффузивах и туфах верхней и средней хинганских свит (см. фиг. 5).



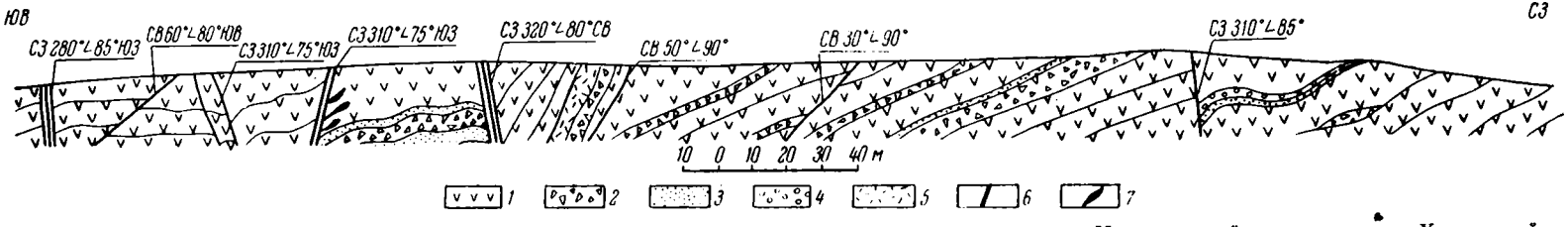
Фиг. 132. Геологический разрез Итулихинской синклинали.

1 — андезиты, порфириты и их туфы; *2* — агломератные и пепловые туфы кислого состава, переслаивающиеся с туфоконгломератами и туфопесчаниками; *3* — порфировидные граниты и гранодиориты верхнемезозойского возраста; *4* — дайки лампрофиров; *5* — сбросы; *6* — флюорит-кальцитовые жилы; *7* — кайнозойские базальты



Фиг. 133. Система сбросов и надвигов, пересекающих отложения верхней хинганской свиты (Cr_1) на участке флексурного перегиба в Итулихинской синклинали.

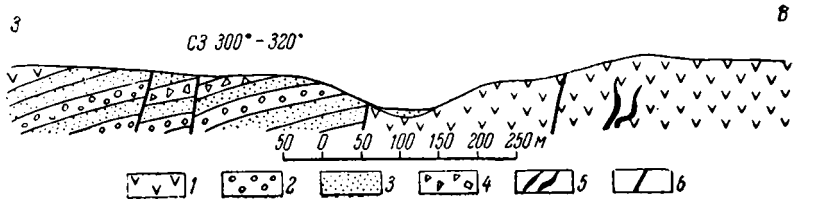
1 — агломератные туфы; *2* — туфопесчаники; *3* — обломки эффузивов из средней хинганской свиты; *4* — фельзиты и пепловые туфы,; *5* — сбросы и надвиги



Фиг. 134. Система сбросов, пересекающих отложения средней хинганской свиты в зоне сочленения Итулихинской синклинали и Хинганской антиклинали на правом склоне долины р. Итулихэ.

1 — андезиты и порфириты; *2*— агломератные туфы; *3* — туфопесчаники; *4* — туфоконгломераты; *5* — кислые эффузивы и их туфы; *6* — сбросы; *7* — жилы и гнезда флюорита, кальцита, гематита и других минералов

Перевальная синклиналь расположена на главном перевале хр. Большого Хингана и представляет собой сравнительно небольшую, около 6 *км* в поперечнике, синклинальную структуру, также сложенную кислыми нижнемеловыми эффузивами и туфами верхней хинганской свиты мощностью около 250 *м*. Покровы вулканогенных пород на крыльях синклинали имеют пологое падение, а в центре ее располагается небольшая куполовидная

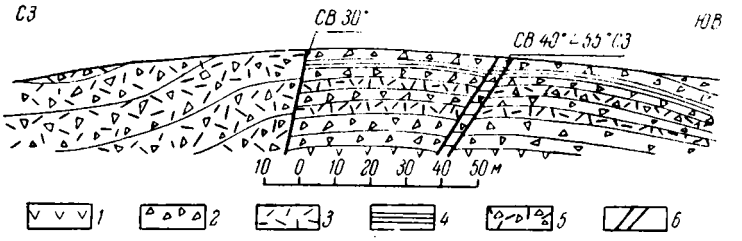


Фиг. 135. Сбросы, пересекающие отложения средней хинганской свиты в зоне сочленения Итулихинской синклинали и Хинганской антиклинали на правом склоне долины р. Итулихэ.

1 — андезиты, порфириты; *2* — туфоконгломераты; *3* — туфопесчаники; *4* — агломераты; *5* — флюорит-кальцитовые жилы; *6* — сбросы

антиклиналь (фиг. 136) также с пологим залеганием слоев на крыльях, пересеченных сбросами северо-восточного (30—40°) простирания. Плоскости смещения сбросов наклонены на северо-запад под углом 55—90°.

Северо-западное крыло Перевальной синклинали в зоне сочленения с крупной Хинганской антиклиналью также пересечено сбросами северо-восточного простирания, по которым в толщу порфиритов и туфов средней



Фиг. 136. Брахиантиклинальная складка в отложениях верхней хинганской свиты (C_{T_1}), пересеченная сбросами, осложняющая Перевальную синклиналь.

1 — фиолетовые туфы; *2* — светло-зеленые агломератные туфы; *3* — кислые пепловые туфы; *4* — слоистые пепловые туфы; *5* — переслаивание туфов и кварцевых порфиров с пепловыми туфами; *6* — сбросы

хинганской свиты внедрился небольшой Верхне-Итулихинский массив розовых аляскитовых пегматоидных гранитов. По-видимому, к той же зоне сбросов приурочены неправильной формы небольшие интрузивные тела черных кайнозойских базальтов, секущих светло-зеленые кислые пепловые туфы верхней хинганской свиты.

Все описанные синклинальные структуры разделены между собой широкими и пологими антиклиналями, сложенными покровами порфиритов, андезитов, базальтов, их туфов и вулканических брекчий, местами переслаивающихся с кислыми вулканогенными породами нижней и средней хинганских свит.

Ходоколюхинская антиклиналь северо-восточного простирания расположена между Цзиньхинской и Итулихинской синклиналями. Она представляет собой пологую, коробчатого типа складку, шириной около 30 *км*, на крыльях осложненную ступенчатыми сбросами.

В сводовой части антиклинали располагается ряд небольших, до 2 *км* в поперечнике, массивов розовых аляскитовых гранитов и гранит-порфиров, представляющих, по-видимому, апикальные части единого более крупного массива.

К северо-востоку от Ходоколюхинской антиклинали, из-под покровов эффузивов выходят более древние граниты, которые, вероятно, представляют собой горст-антиклинальное поднятие палеозойского фундамента, образующее ядро Ходоколюхинской коробчатой антиклинали.

Хинганская антиклиналь, около 36 *км* в поперечнике, расположена между Итулихинской и Перевальной синклиналями и имеет такое же коробчатое строение, хорошо видимое в обнажениях долины р. Итулихэ. Она сложена вулканогенными образованиями нижней и средней хинганских свит.

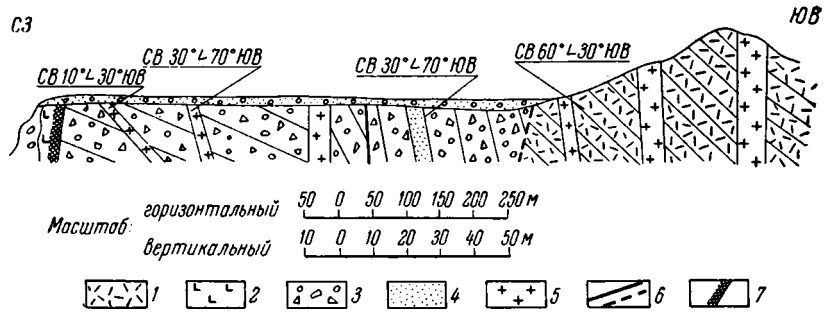
Северо-западное крыло антиклинали имеет падение на северо-запад под углом 15—20°, местами оно осложнено более крутыми флексурными перегибами. В зоне сочленения с Итулихинской синклиналью покровы вулканогенных пород пересечены системой параллельных сбросов северо-восточного и, в меньшем количестве, северо-западного простирания, вблизи которых, как уже отмечалось выше, располагается Итулихинский массив порфировидных гранитов, а в зоне сочленения Перевальной синклинали с юго-восточным крылом Хинганской антиклинали располагается Верхне-Итулихинский гранитный массив, прорывающий толщу вулканогенных пород.

К северо-западу от Цзиньхинской синклинали (в бассейне рек Маритке и Топокутихэ) располагается краевая часть северо-западного крыла прогиба Большого Хингана, представляющая собой крупную моноклиналь, сложенную вулканогенно-осадочными отложениями нижней и средней хинганских свит, с падением на юго-восток под углом 15—30°. К северо-западу от Итулихинской синклинали на фоне общего моноклинального падения слоев на юго-восток наблюдаются более мелкие пологие складки.

В зоне сочленения Цзиньхинской синклинали и указанной моноклинали порфириты и их туфы пересечены ступенчатыми вертикальными сбросами северо-восточного (20°) простирания с зонами рассланцевания того же северо-восточного (40°) простирания мощностью до 1 *м*, в пределах которых порфириты местами сильно катаклазированы. В 0,5 *км* к западу от упомянутой зоны сочленения порфириты пересечены штоками розовых гранитов и жилами розовых гранит-порфиров. Вдоль таких же сбросов северо-восточного простирания на правом склоне р. Талахэ (левого притока р. Цзиньхэ) андезиты и порфириты средней хинганской свиты пересечены крупной дайкой или некком оливинового долерита кайнозойского возраста. Несколько крупных разломов северо-восточного простирания пересекают моноклиналь и далее к северо-западу, в долине р. Топокутихэ. Параллельно этим разломам здесь располагаются многочисленные дайки и штоки розовых кварцевых порфиров и гранит-порфиров, мощностью от 10 до 300 *м*, секущие толщу андезитов и порфиритов. Простирание даек, так же как и разломов, северо-восточное (30°). К той же системе разломов приурочен и более крупный гранитный массив, пересекающий вулканогенные породы к северу от долины р. Топокутихэ.

В зоне сочленения северо-западного крыла прогиба Большого Хингана с расположенным к западу Приаргунским поднятием проходит Западно-Хинганский разлом, представляющий систему параллельных крутопадающих ступенчатых сбросов северо-восточного (30°) простирания, пересекающих как комплекс эффузивных пород прогиба Большого Хингана, так и нижнепалеозойские граниты в краевой части Приаргунского поднятия. Вертикальные перемещения вдоль плоскостей этих сбросов были, по-видимому, значительные (свыше 1—1,5 *км*), так как по ним наблюдается соприкосновение нижних горизонтов эффузивной толщи верхней юры с отложениями агломератов нижнего мела.

Строение этой зоны видно в хороших обнажениях в цоколе 15-метровой террасы правого склона долины р. Маритке, выше устья р. Топокутихэ (фиг. 137). Здесь в толще мясо-красных фельзитов, андезито-базальтов и порфиритов верхнеюрского возраста и в нижнемеловых светло-серых агломератах наблюдаются многочисленные параллельные крутопадающие сбросы северо-восточного простирания (30°) различной амплитуды, между которыми зажаты крупные и мелкие клинья верхнеюрских андезито-базальтов с миндалекаменной структурой и нижнемеловых агломератов.



Фиг. 137. Сбросы, пересекающие верхнеюрские и нижнемеловые отложения хинганской серии в зоне Западно-Хинганского разлома, проходящего вдоль сочленения северо-западного крыла прогиба Большого Хингана и Приаргунского поднятия в долине р. Маритке, выше устья р. Топокутихэ.

1 — красные фельзиты (J_3); *2* — андезито-базальты; *3* — агломераты (Cr_1); *4* — туфопесчаники (Cr_1); *5* — гранит-порфиры и кварцевые порфиры (γMz); *6* — сбросы; *7* — зона катаклаза в андезито-базальтах

Вдоль плоскостей сбросов вулканогенные породы пронизаны многочисленными дайками желтовато-розовых кварцевых порфиров и гранит-порфиров, мощностью от 5 *см* до 1,5 *м*, и более крупными дайками гранит-порфиров, до 10 *м* мощности.

В той же краевой части Приаргунского поднятия нижнепалеозойские розовые крупнокристаллические граниты (буреинского типа) также пересечены дайками гранит-порфиров, вблизи которых в раздробленных палеозойских гранитах обнаружены прожилки молибденита. Здесь же развиты поперечные сбросо-сдвиги северо-западного простирания; по наиболее крупному из них, совпадающему с долиной р. Маритке, наблюдается относительное горизонтальное смещение вулканогенных отложений хинганской серии на расстояние около 4 *км*.

Тот же тип дислокаций верхнемезозойских вулканогенно-осадочных отложений наблюдается и в более северных и южных частях по простиранию прогиба Большого Хингана.

Цепочки крупных и мелких брахисинклиналей, выполненных нижнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями верхней хинганской свиты и местами разобщенных между собой небольшими поперечными поднятиями, сложенными верхнеюрскими андезитами, порфиритами и их туфами, располагаются вдоль северо-западного крыла прогиба. Морфология этих структур по своему типу очень близка к аналогичным структурам, расположенным вдоль юго-восточного края Восточно-Забайкальского прогиба. Они разобщены небольшими поперечными поднятиями, местами представляющими собой выступы кристаллического палеозойского основания.

К югу прогиб Большого Хингана несколько расширяется, но характер складчато-глыбовых дислокаций, описанных выше, сохраняется на всем его протяжении. В южной части прогиба с вулканогенными породами переслаиваются терригенные и угленосные отложения верхнеюрского и нижнемелового возраста, в основании разреза появляются нижне- и среднеюр-

ские отложения, мощностью до 2 *км*, аналогично тому, как это имеет место в Яньшанских горах и в Западных Холмах (Си-Шань) в окрестностях Пекина (Основные черты тектоники Китая, 1962). В южной части прогиба Большого Хингана среди сплошного поля мезозойских вулканогенно-осадочных и угленосных отложений в ядрах горст-антиклиналей обнажаются выступы палеозойского фундамента, сложенные складчатыми нижнепалеозойскими, девонскими и нижнекаменноугольными отложениями и прорывающими их герцинскими гранитоидами.

Относительно узкие горст-антиклинали северо-восточного простирания, сложенные палеозойскими кристаллическими породами, разделяют здесь широкие и довольно пологие брахисинклинальные и коробчатые структуры, сложенные вулканогенно-осадочными мезозойскими отложениями.

Местами палеозойские кристаллические породы слагают и небольшие поперечные поднятия, ограниченные разломами.

Большую роль в южной части прогиба Большого Хингана играют продольные сбросы северо-восточного простирания, а также поперечные разломы меридионального и северо-западного простирания.

Вдоль крупных разломов северо-восточного простирания и в участках их пересечения с поперечными разломами юрские отложения прорваны гранитными интрузивами различного состава (от гранодиоритов до аляскитов), а также дайками и штоками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

Небольшим распространением в южной части прогиба Большого Хингана пользуются осадочно-вулканогенные отложения с флорой верхнего мела (якешинская свита), залегающие несогласно на юрских и нижнемеловых эффузивах. Они слагают небольшие пологие синклинали и приразломные мульды и местами перекрыты покровами кайнозойских базальтов и андезитов.

Верхне-Ганьхинское поднятие

Верхне-Ганьхинское поднятие располагается в верхнем течении р. Ганьхэ между двумя крупными верхнемезозойскими прогибами — Большого Хингана и Таяншунским.

Верхне-Ганьхинское поднятие представляет собой крупную, около 90 *км* в поперечнике, структуру северо-восточного простирания, сложенную кристаллическими породами, преимущественно нижне- и среднепалеозойскими гранитами, прорывающими складчатые метаморфизованные породы верхнего докембрия и нижнего палеозоя.

Вдоль северо-западной и юго-восточной окраин поднятия располагаются две небольшие (шириной 8 и 9 *км*) наложенные мульды северо-восточного простирания (Предхинганская и Норкетинская), выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми вулканогенными образованиями.

О деталях тектонического строения этой крупной структуры я имею возможность судить только по одному пересечению вкрест ее простирания вдоль левого склона долины р. Ганьхэ. В пределах Верхне-Ганьхинского поднятия исключительно широким распространением пользуются дизъюнктивные нарушения типа сбросов, пересекающих гранитоиды нижнепалеозойского и среднепалеозойского возраста.

Наиболее многочисленны сбросы северо-восточного простирания, менее распространены поперечные сбросы — субширотные и меридиональные. В местах сгущения сбросов северо-восточного простирания образуются крупные зоны разлома: первая располагается на левом склоне долины р. Ганьхэ, к северу от с. Норкети, на границе крупного массива нижнепалеозойских розовых гранитов (буреинского типа) с серыми гранитами среднепалеозойского возраста, вторая проходит к югу от бывшего с. Куруца, на границе тех же розовых буреинских гранитов с нижнепалеозойскими свет-

лыми лейкократовыми микроклиновыми гранитами. Менее крупная зона разлома располагается севернее и на границе массива лейкократовых гранитов с крупным северным массивом розовых гранитов буреинского типа.

Вдоль северо-западного края Верхне-Ганьхинского поднятия параллельно границе прогиба Большого Хингана палеозойские граниты также пересечены многочисленными ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания, ограничивающими с северо-запада Предхинганскую наложенную мульду (см. фиг. 5). Ряд ступенчатых сбросов северо-восточного простирания ограничивает Верхне-Ганьхинское поднятие и с юго-востока, в зоне сочленения его с Таяншунским прогибом.

В пределах северного массива крупнокристаллических гранитов (буреинского типа) располагается крупный разлом близкого к меридиональному простирания, с которым, по-видимому, совпадают меридиональные участки долины р. Ганьхэ и нижнего течения р. Арихэ (левого притока р. Ганьхэ).

Большинство сбросов и зон разлома в пределах Верхне-Ганьхинского поднятия имеет мезозойский возраст, однако наблюдались и более древние разломы, также «подновленные» в мезозое. Вдоль плоскостей смещения по этим разломам в краевых частях поднятия проникли вулканические излияния верхнеюрского и нижнемелового возраста, слагающие Норкетинскую и Предхинганскую мульды, а затем многочисленные штоки и дайки, а также более крупные гранитные массивы до 10 *км* в поперечнике, прорывающие юрско-меловые вулканогенные отложения и палеозойские гранитоиды в центральной части поднятия.

К северо-востоку от долины р. Ганьхэ Верхне-Ганьхинское поднятие как положительная мезозойская структура прослеживается до долины Амура, где погружается под покров верхнемеловых вулканогенных пород и рыхлых кайнозойских отложений цагаянской серии, выполняющих Зейско-Буреинскую синеклизу. Юго-западная часть поднятия также погружается под покров вулканогенно-осадочных пород юрско-мелового возраста серии Большого Хингана. Возможно, что эти вулканогенные породы образуют здесь широкую коробчатую антиклиналь, постепенно погружающуюся на юго-запад.

Норкетинская наложенная мульда, шириной около 8 *км*, располагается вдоль юго-восточной окраины Верхне-Ганьхинского поднятия в окрестностях с. Норкети и имеет северо-восточное простирание. Она сложена покровами роговообманковых порфиритов, переслаивающихся с туфами и туфопесчаниками, а в верхней части разреза — с кислыми пирокластическими породами верхнеюрско-нижнемелового возраста, залегающими на размытой поверхности среднепалеозойских гранитов и образующими пологую синклинальную складку, по-видимому, асимметричного строения. Общая мощность вулканогенных отложений составляет несколько сотен метров.

Вдоль северо-западного крыла мульды порфириты прорваны верхнемезозойскими порфировидными гранитами Норкетинского массива, имеющего около 10 *км* в поперечнике и содержащего многочисленные ксенолиты порфиритов. Граниты и вмещающие их порфириты близ контакта пересечены многочисленными дайками и жилами кварцевых порфиров. Внедрение верхнемезозойских гранитов здесь связано с крупной зоной разлома, расположенной к северо-западу от с. Норкети, ограничивающей с северо-запада Норкетинскую мульду (см. фиг. 5).

Предхинганская наложенная мульда располагается вдоль северо-западного края Верхне-Ганьхинского поднятия на левом склоне р. Ганьхэ. Она сложена переслаивающимися между собой покровами порфиритов и перлитов, туфопесчаниками и туфами кварцевых порфиров верхнеюрско-нижнемелового возраста; мощность этих отложений составляет несколько сотен метров.

Предхинганская мульда имеет северо-восточное простирание и ширину около 9 *км*. Строение мульды резко асимметричное, покровы порфиритов вдоль юго-восточного крыла, по-видимому, довольно полого залегают на размытой поверхности зеленовато-серых нижнепалеозойских катаклазированных гранитов. В наиболее прогнутой северо-западной части мульды на порфиритах залегают покровы перлитов и кислых туфов. Северо-западное крыло мульды оборвано разломом северо-восточного простирания, вдоль которого проникли кайнозойские базальты, обнажающиеся на левом берегу р. Ганьхэ (см. фиг. 5).

Таяншунский прогиб

Таяншунский прогиб расположен в нижнем течении р. Ганьхэ. Он около 85 *км* в ширину и протягивается в северо-восточном направлении более чем на 150 *км* к верховьям р. Нонни. Примерно в центральной части прогиба на левом берегу р. Ганьхэ находится с. Таяншу (высокие тополи), по имени которого и названа эта структура, впервые выделенная автором в 1957 г. Этот прогиб совпадает с обширной депрессией в рельефе, располагающейся к юго-востоку от предгорий хр. Большого Хингана, в пределах которых находится также Верхне-Ганьхинское поднятие. На юго-востоке прогиб граничит со сравнительно небольшим Люотунским поднятием, сложенным докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями.

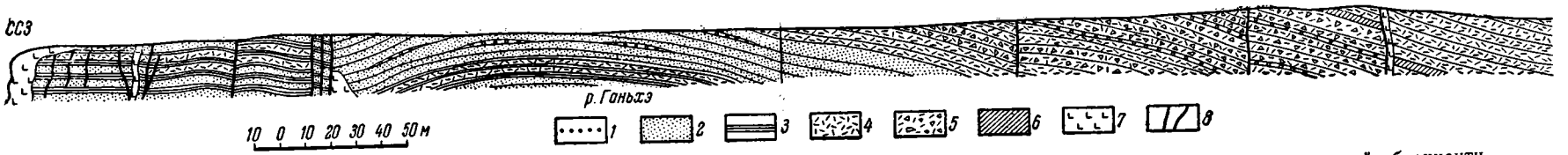
Таяншунский прогиб сложен довольно мощной толщей преимущественно вулканогенных пород, в нижних частях разреза переслаивающихся с угленосными отложениями, возраст которых по растительным остаткам определяется как верхнеюрский, нижнемеловой и верхнемеловой. Вулканогенные породы нижней части разреза представлены толщей порфиритов, андезитов и альбитофиров верхнеюрского возраста, нижней ганьхинской свитой песчаников и туфопесчаников с прослоями углей верхнеюрского — нижнемелового возраста и верхней ганьхинской свитой кислых вулканогенных пород нижнемелового возраста. На отложениях верхнеюрского и нижнемелового возраста, смятых в пологие складки, несогласно залегает довольно мощная толща, сложенная слабо дислоцированными покровами базальтов, андезитов и кислых эффузивов верхнемелового возраста, мощностью около 1—1,5 *км*, занимающая главную часть площади Таяншунского прогиба.

Таяншунский прогиб представляет собой крупную структуру типа грабен-синклинали, в краевых частях ограниченную ступенчатыми сбросами, служившими путями для проникновения вулканического материала (см. фиг. 5).

О внутреннем строении Таяншунского прогиба сведений пока очень мало, однако имеющиеся данные позволяют отметить следующие черты его структуры.

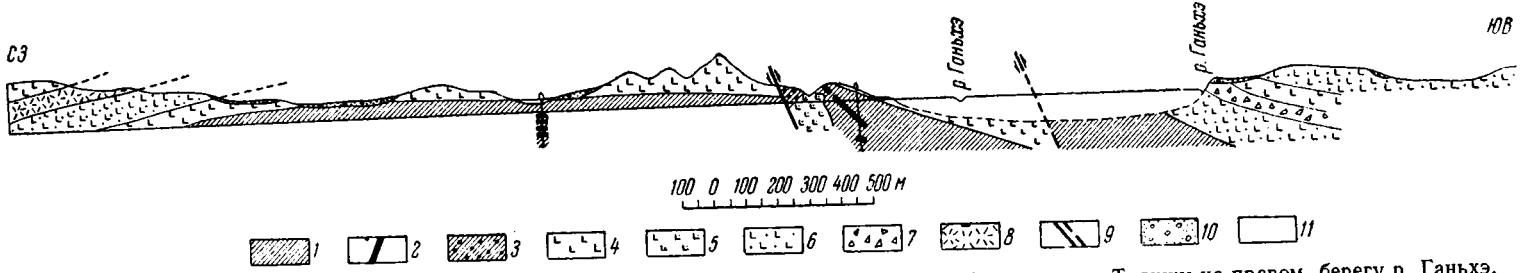
В основании прогиба залегает вулканогенно-осадочная толща пород верхнеюрского и нижнемелового возраста, смятая в пологие складки брахиантиклинального и брахисинклинального типа. Ядра брахиантиклиналей обнажаются вдоль левого склона долины р. Ганьхэ, где они выходят на поверхность из-под покровов верхнемеловых базальтов и андезитов. Форму таких складок мы наблюдали вдоль левого берега р. Ганьхэ, в 15 *км* к северо-западу от дер. Таяншу. Здесь в ядре брахиантиклинали на протяжении около 2,5 *км* выходят верхнеюрские порфириты, а на крыльях залегают аргиллиты, пепловые туфы, туфопесчаники и гравелиты нижней ганьхинской свиты и кислые туфы и агломераты верхней ганьхинской свиты нижнемелового возраста; размер складки более 5 *км* в поперечнике.

На крыльях складки отложения нижней и верхней ганьхинских свит волнисто изогнуты (угол падения слоев 5—10°, реже до 20°; фиг. 138) и пересечены крутопадающими сбросами северо-восточного простирания (30°).



Фиг. 138. Пологая антиклинальная складка в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях (осложненная сбросами) на крыле более крупной брахиантиклинали на левом берегу Ганьхэ.

1 — мелкогалечные конгломераты и гравелиты; *2* — песчаники, туфопесчаники; *3* — аргиллиты; *4* — светло-зеленые кислые пепловые туфы; *5* — агломератные туфы; *6* — серые кислые пепловые туфы; *7* — базальты (Cr_2); *8* — сбросы и трещины



Фиг. 139. Геологический разрез угольного месторождения Дюфуньшань (по Тан Шао-у) к югу от с. Таяншу на правом берегу р. Ганьхэ.

1 — туфовидные сланцы и песчаники, переслаивающиеся с углями (J_3 — Cr_1); *2* — пласты угля; *3* — конгломераты (Cr_1); *4* — черные плотные базальты (Cr_2); *5* — пироксеновые долериты (Cr_2); *6* — базальты с пузырчатой структурой (пестрые) (Cr_2); *7* — вулканическая брекчия; *8* — липариты (Cr_2); *9* — сбросы; *10* — террасовый аллювий; *11* — современный аллювий долины р. Ганьхэ (возраст отложений по М. С. Нагибиной)

Вдоль них располагаются дайки и некки верхнемеловых базальтов, являющиеся корнями обширных базальтовых покровов, несогласно лежащих на верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенно-осадочной толще.

Ряд подобных складок, также осложненных сбросами северо-восточного простирания, наблюдается и в других местах прогиба к северо-западу и юго-востоку от дер. Таяншу, причем с ними связаны выходы на поверхность угленосных отложений нижней ганьхинской свиты из-под покровов андезито-базальтов верхнего мела (месторождение Дюфуньшань и другие; фиг. 139).

Покровы базальтов и андезитов верхнемелового возраста в Таяншунском прогибе, залегающие несогласно на верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, также смяты в очень пологие складки с углами наклона поверхностей покровов на крыльях складок 10—15° и, реже, до 20°. В ряде мест они также пересечены сбросами северо-восточного простирания.

На юго-западе прогиба верхнемезозойские вулканогенно-осадочные отложения, погружающиеся под покров рыхлых мезо-кайнозойских осадков обширной синеклизы Сунляу, возможно, сливаются с широким прогибом Большого Хингана. Характер сочленения между собой крупных мезозойских структур прогиба Большого Хингана, Верхне-Ганьхинского поднятия и Таяншунского прогиба здесь пока никем не описан. На геологических и тектонических картах китайских геологов в этом месте показано сплошное поле выходов мезозойских пород, местами разобщенных небольшими выступами кристаллических пород палеозойского фундамента.

Люотунское поднятие

Люотунское поднятие находится в пределах небольшого плато, разделяющего Таяншунский прогиб от расположенной к югу крупнейшей мезокайнозойской синеклизы Сунляу. Оно вытянуто в северо-восточном направлении и имеет ширину около 25 *км*. Поднятие сложено докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными нижнепалеозойскими аляскитовыми гранитами, на которых несогласно залегают силурийские отложения. Последние смяты в складки и прорваны крупными гранитными телами.

Для характеристики соотношений палеозойского фундамента и мезозойских структур ниже остановлюсь на краткой характеристике домезозойской тектоники Люотунского поднятия.

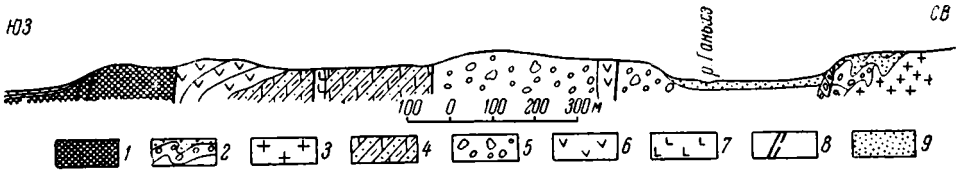
В северо-западной части поднятия выходят докембрийские гнейсы различного состава, смятые в складки северо-западного простирания (300—310°) с крутыми (70—80°) углами падения на крыльях. Местами гнейсы пронизаны гранито-гнейсами и пегматитовыми и кварцевыми жилами. Гнейсы и гранито-гнейсы прорваны нижнепалеозойскими интрузивами розовых лейкократовых микроклиновых гранитов, не несущих следов гнейсификации.

Юго-восточная часть поднятия (к северу от с. Люотунь) сложена силурийскими отложениями, представленными толщей переслаивающихся между собой кварцитов, метаморфизованных аркозовых песчаников и рассланцованных кислых эффузивов (аналог норской серии). В основании этой толщи залегают конгломераты, в большом количестве содержащие гальку розовых лейкократовых микроклиновых гранитов. Силурийские отложения интенсивно смяты в складки северо-восточного простирания (20—30°) с крутым (60—65°) падением слоев на крыльях. Местами метаморфизованные кислые эффузивы силура рассланцованы в северо-западном направлении (290—330°). Силурийские отложения, также как докембрийские гнейсы и гранито-гнейсы, прорваны крупными интрузиями среднепалеозойских биотит-роговообманковых гранитов; размеры гранитных массивов от 1 до 5 *км* в поперечнике.

В мезозое докембрийские и силурийские отложения и прорывающие их граниты различного возраста были пересечены многочисленными сбросами северо-восточного простирания и местами сильно кливажированы.

В северо-западной части Люотунского поднятия, на границе с Таяншунским прогибом, в палеозойских биотит-роговообманковых гранитах наблюдаются ступенчатые сбросы северо-восточного и широтного простирания, вблизи которых граниты интенсивно кливажированы местами с хорошо выраженными зеркалами скольжения. Простирание трещин кливажа северо-восточное (80°), падение на юго-восток под углом от 65 до 90°.

Вдоль юго-восточного края поднятия (к югу от с. Люотунь), на границе с обширной мезо-кайнозойской синеклизой Сунляу, наблюдаются более крупные ступенчатые сбросы, ограничивающие грабены, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями. В их пределах верхнеюрские



Фиг. 140. Геологический разрез мезозойского грабена на юго-восточном склоне Люотунского поднятия на правом берегу р. Ганьхэ

1 — докембрийские и силурийские отложения; *2* — конгломераты, кварцитовидные песчаники и рассланцованные кислые эффузивы (силур); *3* — граниты (Pz_2); *4* — переслаивание туфопесчаников, туфов и аргиллитов (верхняя юра); *5* — фангломераты (нижний мел); *6* — альбитофиры (верхний мел); *7* — кайнозойские базальты; *8* — сбросы; *9* — современный аллювий

вулканогенно-осадочные отложения имеют северо-восточное (50°) простирание и моноклинальное падение на юго-восток под углом 30°, а нижнемеловые грубообломочные отложения (конгломераты и фангломераты) залегают почти горизонтально (фиг. 140). Ширина грабенов около 1,5 *км*. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения также пересечены сбросами северо-восточного и северо-западного простирания (310°), по которым местами проникли дайки (мощностью до 10 *м*) серых альбитофиров, пересекающие нижнемеловые конгломераты. Покровы подобных же светло-серых альбитофиров, корнями которых, по-видимому, являются эти дайки, залегают на размытой поверхности дислоцированных верхнеюрских отложений, имеют северо-восточное простирание (50°) и падение на юго-восток под углом 40°. Кроме того, верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения в краевой части грабена пересечены жилами кайнозойских базальтов.

Примерно в центральной части Люотунского поднятия, близ дер. Уджадзы, на дислоцированных силурийских отложениях на сравнительно небольшой площади залегают покровы фиолетово-серых андезитов и их туфов, также, вероятно, кайнозойского возраста, излияние которых здесь связано с разломами северо-восточного простирания.

В пределах Люотунского поднятия наличие сбросов и интенсивного кливажа наблюдается не только в отложениях докембрия и силура, а также и в верхнемезозойских вулканогенных образованиях.

Преобладающим направлением трещин кливажа независимо от возраста отложений является северо-восточное, совпадающее с простиранием крупных мезозойских разломов. Подчиненное значение имеют северо-западные (поперечные) направления, развитые в молодых вулканогенных породах (альбитофирах). Трещины кливажа северо-восточного направления в докембрийских гнейсах пересекают древние складчатые структуры, имеющие северо-западное простирание (300—310°).

[Мезозойские (юрские и нижнемеловые) структуры Зее-Селемджинской складчатой зоны

В пределах Зее-Селемджинской палеозойской складчатой зоны мезозойские отложения пользуются незначительным распространением. Они слагают лишь небольшие впадины типа грабенов и грабен-синклиналей, выполненных пресноводно-континентальными терригенными, угленосными и вулканогенными отложениями верхнеюрского и нижнемелового возраста, мощность которых составляет от нескольких сотен метров до 1,5 *км*.

В пределах северо-восточной части Зее-Селемджинской зоны такие сравнительно небольшие впадины расположены в верховьях рек Инкан и Полуночка (правых притоков р. Мамын) — Инканская грабен-синклиналь и в долине Амура, между селами Кузнецово и Ермаково,— Бельчирская грабен-синклиналь (см. фиг. 87).

Инканская грабен-синклиналь сложена грубообломочными отложениями — валунными конгломератами и песчаниками с растительными остатками верхнеюрско-нижнемелового возраста. Она располагается параллельно крупному субширотному разлому, наложена на северную краевую часть силурийского Норского синклинория и представляет собой асимметричную грабен-синклиналь северо-западного, близкого к широтному простирания. Размеры ее около 20 *км* в длину при ширине от 5 до 10 *км*. С севера Инканская грабен-синклиналь оборвана крупным почти широтным разломом, вдоль которого располагаются трещинные излияния андезитов и базальтов верхнемелового и, возможно, кайнозойского возраста.

Бельчирская грабен-синклиналь имеет северо-восточное простирание и пересекает долину Амура между селами Кузнецово и Ермаково. На левобережье Амура она была изучена нами в 1951 г., а на правобережье — Г. П. Леоновым с сотрудниками в 1958 г. Ширина Бельчирской грабен-синклинали около 8 *км*, видимая длина 10 *км*. Значительная часть ее на левобережье Амура скрыта под покровом рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы, поэтому истинные ее размеры неизвестны. Возможно, что Бельчирская синклиналь представляет оставшуюся от размыва одну из краевых синклиналей Амуро-Зейского прогиба, о чем свидетельствует большое литологическое сходство слагающих ее мезозойских пород с грубообломочными отложениями юго-восточного крыла этого прогиба.

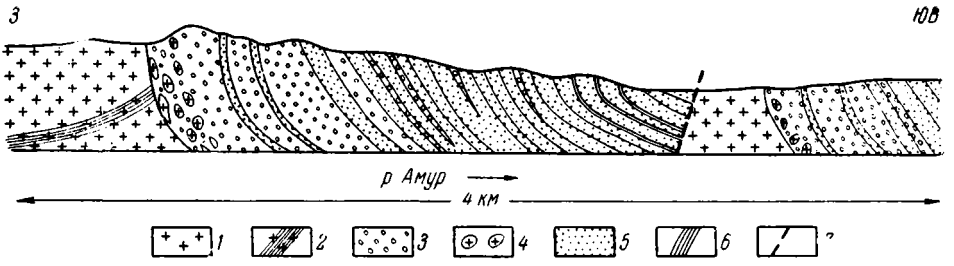
Бельчирская синклиналь имеет асимметричное строение и выполнена грубообломочными валунными конгломератами и грубозернистыми песчаниками (аналог аякской свиты Амуро-Зейского прогиба), вверх по разрезу сменяющимися более тонкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с кислыми пепловыми туфами (аналог депской свиты) верхнеюрско-нижнемелового возраста.

Общая мощность мезозойских отложений в синклинали не превышает 1,5 *км*. Вдоль ее северо-западного крыла базальные конгломераты залегают на размытой поверхности палеозойских гранитов Кузнецовского массива. На китайском берегу, по данным Г. П. Леонова, наблюдается центриклинальное замыкание синклинали, залегающей на том же фундаменте палеозойских гранитов.

Падение слоев конгломератов на юго-восток довольно крутое (45—55°), быстро выполаживающееся до 10° по направлению к центру синклинали. Юго-восточное крыло Бельчирской грабен-синклинали оборвано крупным разломом северо-восточного, близкого к широтному простирания, вдоль которого выше с. Ермаково метаморфические породы фундамента пересечены дайками и штоками (до 100 *м* в поперечнике) верхнемезозойских гранодиорит-порфиров. Слои мезозойских отложений вдоль этого разлома сильно задраны вверх (угол падения 55—60° на северо-запад) и раздроблены. Широкое северо-западное крыло грабен-синклинали также пересе-

чено крупным сбросом северо-восточного простирания, вдоль которого внутри синклинали на поверхность выведен палеозойский гранитный фундамент; вертикальная амплитуда этого сброса около 1 *км* (фиг. 141). Вблизи описанных разломов крылья Бельчирской синклинали пересечены многочисленными микросбросами и мелкими надвигами с амплитудой перемещения, не превышающей 1 *м*.

В юго-западной части Зее-Селемджинской зоны также располагаются отдельные небольшие мезозойские грабены и грабен-синклинали, изучавшиеся нами в 1957 г. совместно с Чжан Бу-чунем и Ю. Г. Гатинским в пределах хребтов Малого Хингана (китайского) и Ильхури-Алиня.



Фиг. 141. Строение северо-западного крыла Бельчирской грабен-синклинали на левом берегу Амура ниже с. Кузнецово.

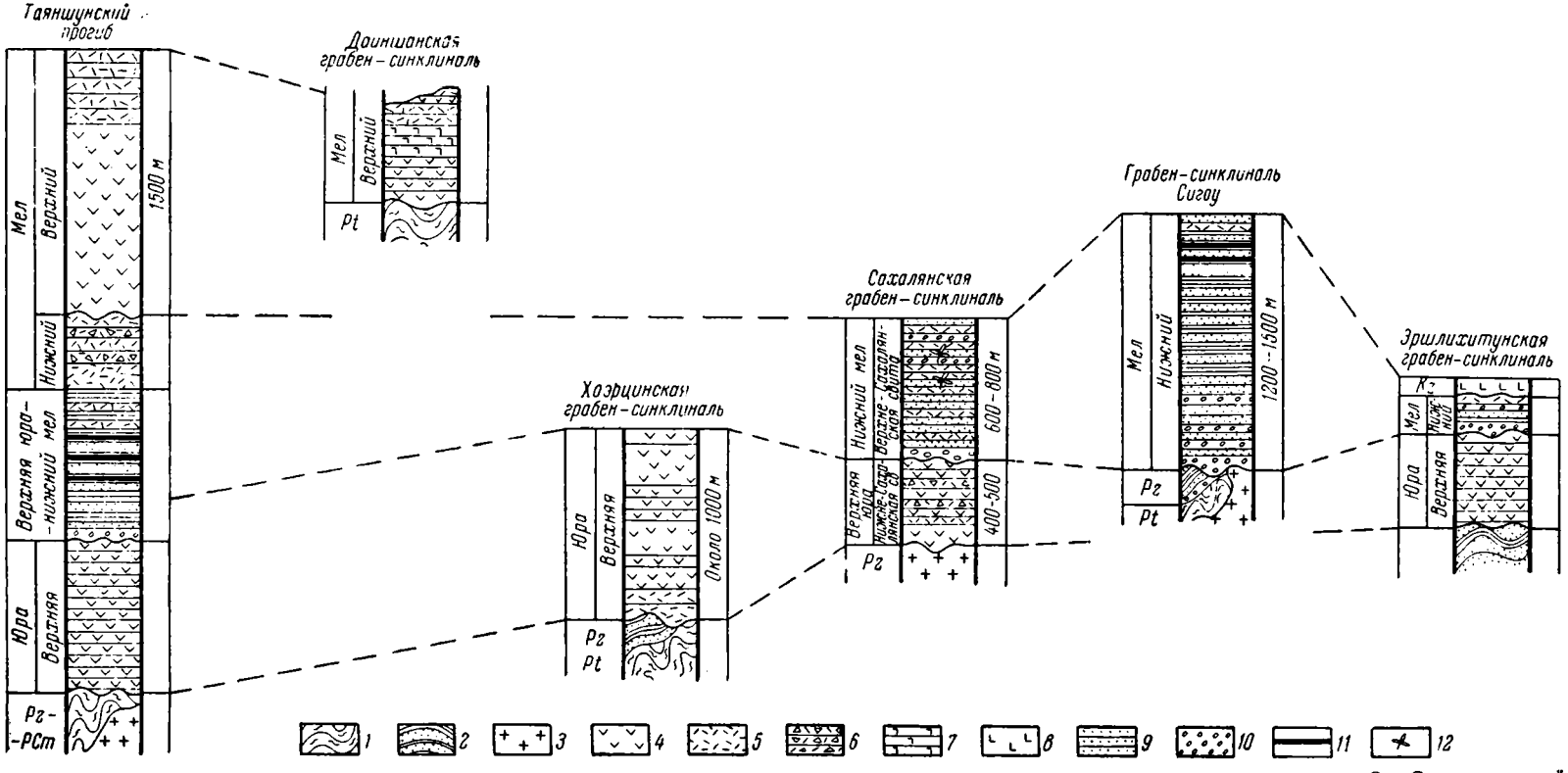
1 — палеозойские граниты; *2* — зона катаклаза в палеозойских гранитах; *3* — валунные конгломераты (J_3 — Cr_1); *4* — валуны палеозойских гранитов; *5* — крупнозернистые песчаники; *6* — алевролиты и аргиллиты; *7* — сбросы

Они представляют собой разновозрастные небольшие впадины типа грабен-синклиналей, выполненные верхнеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями (Хоэрцинская), верхнеюрскими и нижнемеловыми эффузивно-осадочными отложениями (Сахалянская и Эршлихитунская) и нижнемеловыми терригенными (Сигоу; фиг. 142).

Хоэрцинская грабен-синклиналь — самая северная из этих впадин — располагается в нижнем течении вдоль долины р. Фабелахэ (правого притока Амура) близ с. Бай-Хоэрцинь. Она сложена вулканогенными образованиями: андезитами, базальтами и их туфами с кислыми эффузивами в основании, суммарная мощность которых около 1 *км*. Эта структура представляет собой относительно небольшую приразломную синклиналь (35 × × 15 *км*), вытянутую в северо-восточном направлении вдоль крупного разлома, расположенного по северной границе Благовещенского выступа докембрийских пород (Селемджино-Благовещенского антиклинория) с Сухотинским среднепалеозойским синклинорием.

Хоэрцинская грабен-синклиналь имеет асимметричное строение; с северо-запада она ограничена упомянутым выше разломом, заложенным, повидимому, еще в нижнем палеозое и подновленным в верхнем мезозое. Вдоль юго-восточного крыла Хоэрцинской синклинали на всем его протяжении наблюдается моноклинальное падение покровов верхнеюрских вулканогенных пород на северо-запад под углом от 30 до 10°. В краевой части юго-восточного крыла синклинали андезиты пересечены разломом северо-восточного, близкого к широтному простирания, проходящим вдоль долины Фабелахэ. Вдоль этого разлома андезиты пересечены довольно крупным (17 × 7 *км*) массивом порфировидных гранитов и мелкими штоками тех же гранитов и гранит-порфиров, протягивающихся по долине Фабелахэ.

Сахалянская грабен-синклиналь располагается к западу от китайского города Сахалян (Хэйхэ), стоящего на правом берегу Амура против г. Благовещенска и в 10 *км* к югу от Хоэрцинской синклинали. Она наложена на докембрийские метаморфические породы, прорванные нижнепалеозой-



Фиг. 142. Сопоставление разрезов мезозойских отложений, слагающих различные грабен-синклинали южной (китайской) части Зее-Селемджинской зоны и Таяншунского прогиба.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; *2* — песчаники и сланцы палеозоя (силур-девон); *3* —граниты (Pz); *4* — эффузивы основного и среднего состава; *5* — кислые эффузивы; *6* — агломератные туфы; *7* — базальты и андезиты (Cr_2); *8* — базальты; *9* — песчаники; *10* — конгломераты; *11* — угли и углистые сланцы; *12* — флора

скими гранитами (буреинского типа) примерно в центральной части Селемджино-Благовещенского палеозойского антиклинория.

Сахалянская грабен-синклиналь вытянута в северо-восточном, близком к широтному направлении, ее длина 25 *км*, ширина от 5 *км* в западной до 10 *км* в восточной части. Она также имеет асимметричное строение и, по-видимому, ограничена с севера крупным разломом. В основании разреза мезозойских отложений, слагающих эту впадину, залегают верхнеюрские базальты, андезиты и их туфы (около 400—500 *м* мощности), несогласно перекрытые грубообломочными вулканогенно-осадочными отложениями нижнего мела, содержащими флору в прослоях кислых пепловых туфов и имеющими мощность 600—800 *м*.

По имеющимся материалам устанавливается, что Сахалянская грабен-синклиналь состоит из двух более мелких брахисинклиналей — восточной и западной, имеющих изометричную форму и разделенных поперечным горстом. Размеры восточной брахисинклинали 10 × 12 *км*. Вдоль ее северного борта выходят верхнеюрские вулканогенные отложения, имеющие северо-восточное (30°) простирание и довольно крутое моноклинальное падение на северо-запад под углом 40—60° подобно тому, как это описано выше для Хоэрцинской грабен-синклинали. Центральная часть восточной брахисинклинали сложена нижнемеловыми отложениями, образующими очень пологую мульду с углом падения на крыльях 15—20°, а в центральной ее части 5—10°. Нижнемеловые грубообломочные отложения залегают несогласно как на верхнеюрских эффузивах, так и на древних кристаллических породах.

Западная брахисинклиналь имеет прямоугольные контуры и асимметричное строение. Ее восточное крыло сложено покровами верхнеюрских вулканогенных пород, полого падающих под углом 45—20° на северо-восток при простирании 320°. Центральная часть синклинали сложена нижнемеловыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками и туфами, залегающими несогласно на верхнеюрских эффузивах. Вдоль борта синклинали нижнемеловые отложения имеют северо-западное (290°) простирание и довольно крутое (20°) падение на юго-восток. По направлению к центру синклинали угол падения выполаживается до 5°.

Сахалянская грабен-синклиналь пересечена поперечными и диагональными сбросами, вдоль которых в центральной и восточной частях впадины наблюдаются выступы палеозойского гранитного фундамента в виде узких клиньев. Центральная часть восточной брахисинклинали пересечена крупным диагональным сбросом простирания СВ 50°, хорошо выраженным в рельефе в виде резкого уступа вдоль левого берега р. Сяонцинхэ. В опущенном юго-восточном крыле этого сброса нижнемеловые отложения падают на северо-запад; вдоль северо-западного крыла сброса на поверхность выходят сильно катаклазированные палеозойские граниты буреинского типа, раздробление которых сопровождается зеркалами скольжения, наклоненными под углом 45° на юго-восток.

Западная брахисинклиналь отделена от восточной поперечными сбросами меридионального и северо-западного, близкого к меридиональному простирания, ограничивающими небольшой клин древних буреинских гранитов. Угловатые и прямолинейные контуры западной брахисинклинали, возможно, также обусловлены ограничивающими ее сбросами. Северо-западное простирание слоев вдоль восточного борта западной брахисинклинали обусловлено, по-видимому, влиянием этих поперечных взбросов, ограничивающих поперечную горст-антиклиналь, разделяющую восточную и западную брахисинклинали.

Грабен-синклиналь Сигоу **располагается близ с.** Сигоу, в 30 *км* южнее Сахалянской впадины. Она располагается к югу от Благовещенского выступа докембрийских пород и наложена на восточную часть Мало-Хинганского среднепалеозойского синклинория. Длина грабен-синклинали Сигоу около

25 *км*, ширина восточной части 10 *км*, а западной уменьшается до 5 *км*. Синклиналь выполнена довольно мощной (1200—1500 *м*) нижнемеловой толщей валунных конгломератов, вверх по разрезу сменяющихся песчано-сланцевыми отложениями с прослоями углей и углистых сланцев. Внутреннее строение впадины изучено слабо; она представляет собой также небольшую грабен-синклиналь близкого к широтному простирания, с юга ограниченную крупным разломом широтного простирания, пересекающим долину р. Гумбелахэ в ее нижнем течении. С севера синклиналь, по-видимому, также ограничена разломом.

Нижнемеловые отложения, выполняющие впадину, залегают на размытой поверхности среднепалеозойских пород, докембрийских метаморфических сланцев и прорывающих их крупных гранитных массивов и в изобилии содержат их гальки и валуны. Вдоль южного борта впадины наблюдается моноклинальное довольно крутое (45—70°) падение слоев на северо-запад, постепенно выполаживающееся (до 30°) по направлению к центру впадины.

Несколько западнее, вдоль левого берега р. Гумбелахэ в базальных конгломератах наблюдается более пологое (до 10—15°) падение слоев. В пределах впадины нижнемеловые отложения пересечены многочисленными мелкими поперечными сбросами близкого к меридиональному и северо-западного простирания. Местами вдоль этих сбросов проникли дайки кварцевых порфиров мощностью до 10 *м*.

Более крупные продольные сбросы широтного направления ограничивают грабен-синклиналь с юга и севера. Южный широтный сброс хорошо выражен в рельефе вдоль правого борта долины р. Гумбелахэ в виде прямолинейного уступа высотой более 100 *м*. Этот уступ сложен метаморфическими сланцами верхнего докембрия, среди которых хорошо видны зеркала скольжения субширотного простирания, круто наклоненные на север, в сторону грабен-синклинали.

Вдоль северного плохо обнаженного крыла Сигоу также, по-видимому, проходит разлом близкого к широтному простирания, так как вдоль него располагается цепочка штоков порфировидных гранитов, прорывающих нижнемеловые отложения. В восточной части грабена, на левом склоне долины р. Гумбелахэ, к тому же разлому приурочен кайнозойский вулканический аппарат (сопка Змеиная), склоны которого сложены различно окрашенными (черными и красновато-бурыми) покровами базальтов, занимающими площадь около 20 *км*^{2}. Базальтовые покровы здесь залегают на дислоцированных нижнемеловых отложениях грабен-синклинали Сигоу и попадают в гальку аллювиальных отложений верхней террасы р. Гумбелахэ.

Второй еще более крупный кайнозойский базальтовый вулкан располагается к югу от грабен-синклинали Сигоу, на правобережье р. Гумбелахэ.

Эршилихэтунская впадина, самая южная из описанных впадин, расположена на юго-западном склоне хр. Малого Хингана (китайского), близ с. Эршилихэтунь, на окраине широкой синеклизы Сунляу и является наиболее крупной впадиной, наложенной на юго-западную часть Мало-Хинганского среднепалеозойского синклинория. Она имеет неправильные очертания и сложена преимущественно вулканогенными отложениями верхней юры.

Восточная часть впадины имеет северо-восточное, близкое к меридиональному простирание и сложена верхнеюрскими покровами андезитов и их туфов, моноклинально падающими под углом 20—30° к центру впадины.

В центральной части впадины, вдоль левого борта долины р. Монахэ, располагается небольшая асимметричная синклиналь субмеридионального простирания, сложенная светло-серыми аргиллитами, переслаивающимися

с кислыми пепловыми туфами нижнемелового возраста. Вдоль северо-западного крыла эта синклиналь оборвана крупным сбросом северо-восточного, близкого к меридиональному простирания. В ее центре нижнемеловые отложения залегают почти горизонтально, а на бортах имеют более крутое падение под углом 15—20°, реже более. На всем протяжении выходов нижнемеловых вулканогенно-осадочных отложений последние пересечены продольными ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания (10°), а также многочисленными дайками, мощностью от 2 до 15 *м* и штоками долеритов и базальтов и их лавобрекчий. Вблизи сбросов нижнемеловые отложения раздроблены и местами имеют крутое (до 80°) падение на юго-восток. Вдоль правого борта долины р. Монахэ выходят, образуя крутой уступ, докембрийские гнейсы, прорванные крупными телами палеозойских гранитов. Юго-западная часть впадины перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями синеклизы Сунляу. На юго-западном склоне хр. Малого Хингана к системе разломов, ограничивающих с северо-запада Селемджино-Благовещенский антиклинорий приурочена еще одна мезозойская впадина в верховьях р. Ницзюхэ (к северу от с. Хантачи), также имеющая северо-восточное простирание.

Подобного типа впадины располагаются и в более восточных районах Малого Хингана (китайского) в пределах Буреинского срединного массива, к юго-востоку от автомобильного тракта г. Сахалян (Хейхэ) — Нуньцзян (Мергень).

Описанные небольшие впадины типа грабен-синклиналей в пределах Зее-Селемджинской зоны наложены на размытую поверхность докембрийских и палеозойских структур. Одни впадины располагаются вдоль крупных палеозойских разломов, подновленных в мезозое, и имеют форму, подчиненную этим разломам, другие наложены на разнородные структурные элементы — палеозойские антиклинории и синклинории, причем более крупные впадины, имеющие большую мощность мезозойских отложений, приурочены к синклинориям.

Значительная площадь Зее-Селемджинской палеозойской складчатой зоны перекрыта кайнозойскими отложениями широкой Зейско-Буреинской синеклизы и в связи с этим не доступна для изучения. Однако наблюдения в бортах этой синеклизы, а также геофизические данные, по которым можно судить о рельефе поверхности ее кристаллического фундамента, и данные бурения свидетельствуют о том, что под покровом рыхлых отложений погребены верхнемезозойские впадины, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями нижнего мела, по своим размерам и форме близкие к описанным выше грабен-синклиналям и к более крупным прогибам — типа Таяншунского. Система наиболее крупных мезозойских прогибов, расположенных под чехлом рыхлых отложений Зейско-Буреинской синеклизы, приурочена к так называемой Призейской полосе опускания кристаллического фундамента северо-восточного, близкого к меридиональному простирания.

Мезозойские структуры Тукурингро-Джагдинского поднятия

Непосредственно к северу от Зее-Селемджинской зоны и Амуро-Зейского мезозойского прогиба располагается крупное Тукурингро-Джагдинское поднятие, сложенное протерозойскими гнейсами и метаморфическими породами рифея-кембрия. Границы этого поднятия примерно совпадают с границами описанного выше палеозойского Тукурингро-Джагдинского антиклинория. Эта крупная положительная структура и в мезозое представляла собой поднятие северо-западного, субширотного простирания, разделяющего систему мезозойских прогибов и впадин Верхнего Приамурья

и Западного Приохотья. С юга и севера это поднятие ограничено длительно живущими глубинными разломами (Южно-Тукурингрским и др.).

Примерно в Центральной части поднятия проходит диагональная система Усть-Гилюйского глубинного и других сопряженных с ним разломов северо-восточного, субширотного простирания (см. фиг. 87). Вдоль этой системы диагональных разломов, протягивающихся от верховьев р. Тынды (урканской) и до оз. Огорон, в среднем палеозое, а затем в мезозое существовала зона опусканий, вдоль которой в верхнем триасе и юре образовались узкие приразломные прогибы типа грабен-синклиналей, выполненных грубообломочными терригенными породами-конгломератами, песчаниками и алевролитами, в верхней части разреза — с прослоями углистых сланцев. В различных частях разреза этих отложений в 1960—1962 гг. геологами Хабаровского геологического управления найдена морская фауна верхнего триаса и лейаса и юрские растительные остатки. Соотношение этих частей разреза из-за плохой обнаженности пока не установлено. Вероятно, здесь, так же как и в других частях Монголо-Охотской системы приразломных прогибов, вдоль крупных глубинных разломов развивались разновозрастные впадины и прогибы.

В северо-восточной части системы Усть-Гилюйских разломов, от долины р. Зеи и до оз. Огорон, протягивается узкий приразломный прогиб, сложенный грубозернистыми и песчано-алевролитовыми морскими отложениями верхнего триаса, имеющими более 2 *км* мощности. К юго-западу от этого прогиба к той же зоне разломов приурочены небольшие приразломные грабен-синклинали юрского возраста, сложенные грубообломочными конгломератами, состоящими из галек и валунов протерозойских гнейсов и метаморфических пород рифея, на которых они залегают с резким угловым и азимутальным несогласием. Выше по разрезу конгломераты переслаиваются с грубозернистыми песчаниками, а последние вверх по разрезу сменяются серыми среднезернистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность юрских отложений около 1,5 *км*.

Юрские грабен-синклинали имеют асимметричное строение и местами вдоль Усть-Гилюйской зоны разломов наложены не только на докембрийское основание, но и на палеозойские и триасовые приразломные мульды.

Строение одной из таких юрских грабен-синклиналей можно видеть в береговых отложениях р. Зеи ниже устья р. Гилюй. Она имеет асимметричное строение с крутым падением слоев на северном крыле и более пологим — на южном. Вдоль северного крыла этой синклинали базальные конгломераты и грубозернистые песчаники юры падают на юго-восток под углом 75—85° и пересечены крутопадающими сбросами. По направлению на юг угол падения постепенно выполаживается до 40—25°.

Близ Усть-Гилюйской зоны разломов, особенно в северной части синклинали, юрские отложения рассланцованы и имеют повышенный метаморфизм с переходом песчано-глинистых пород в слюдяные (мусковитовые) сланцы, а в грубозернистых песчаниках и конгломератах наблюдается полная перекристаллизация цемента в крупнозернистые кварцево-мусковитовые агрегаты с четко выраженной сланцеватой текстурой. От подстилающих метаморфизованных песчаников и сланцев рифея мезозойские отложения в зоне рассланцевания можно отличить только по составу обломочного материала (наличию галек из подстилающих пород рифея) и по условиям залегания.

Описанные приразломные прогибы верхнетриасового и юрского возраста, пересекающие крупное Тукурингро-Джагдинское поднятие по диагонали, вероятно, служили зоной пролива, по которому в верхнем триасе и юре происходило соединение внутриконтинентальных морей Монголо-Охотской зоны с открытым морем Тихоокеанской области.

Западное Приохотье

В Западном Приохотье и в Удском районе система крупных мезозойских прогибов располагается вдоль краевых разломов Монголо-Охотского пояса или наложена на Удско-Шантарский среднепалеозойский синклинорий. Вдоль зоны краевых разломов располагаются наиболее крупные, сопряженные между собой прогибы — Верхне-Зейский и Удский, имеющие широтное и северо-восточное простирание и асимметричное строение. Северо-западная их часть, сопряженная с зоной краевых разломов Монголо-Охотского пояса, частично наложена на древнее кристаллическое основание протерозойской складчатой зоны Станового хребта, а юго-восточная (главным образом Удского прогиба) наложена на среднепалеозойский Удско-Шантарский синклинорий. Торомский прогиб целиком располагается в пределах Удско-Шантарского синклинория.

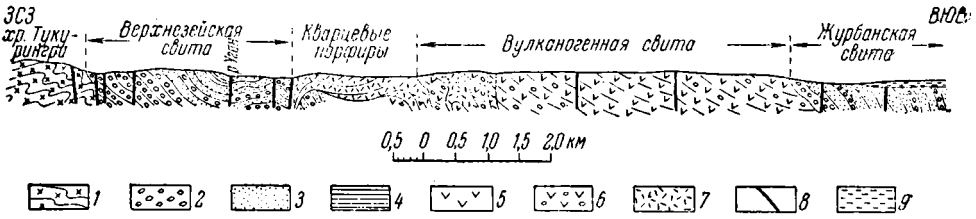
Верхне-Зейский прогиб

Верхне-Зейский прогиб расположен в бассейне верхнего течения р. Зеи и имеет широтное простирание. Его длина 225 *км*, ширина 60—75 *км*; в восточной части, при переходе к Удскому прогибу, ширина его уменьшается до 20 *км*. Этот прогиб сложен континентальными грубообломочными песчано-сланцевыми угленосными отложениями, а также вулканогенно-осадочными породами верхнеюрского и нижнемелового возраста, общая мощность которых в юго-западной части прогиба составляет более 4 *км*.

О внутренней структуре этого прогиба мы знаем очень мало, так как главная его часть перекрыта чехлом рыхлых кайнозойских (олигоценовых и четвертичных) отложений.

Наиболее обширные площади мезозойских отложений, выходящие из-под кайнозойского чехла, располагаются в юго-западной части Верхне-Зейского прогиба, в долине Зеи, между пос. Журбан и Инарогда.

Мезозойские отложения, слагающие южное крыло прогиба, представлены валунными конгломератами и углистыми отложениями верхнезейской свиты (мощностью 1,5—1,7 *км*) и грубозернистыми угленосными отложениями журбанской свиты (мощностью более 1 *км*). Между ними заключена мощная (более 1,5 *км*) толща осадочно-вулканогенных пород, образующая крупную моноклиналь, строение которой хорошо видно в скалистых обрывах р. Зеи, представляющих собой сплошное обнажение протяженностью около 10 *км* при высоте 80—100 *м* (фиг. 143).



Фиг. 143. Геологический разрез юго-западной окраины Верхне-Зейского прогиба.

1 — гнейсы, амфиболиты и гранито-гнейсы (Pt_1); *2* — конгломераты, фангломераты; *3* — песчаники и алевролиты; *4* — аргиллиты, углистые сланцы и угли; *5* — андезиты и их туфы; *6* — конгломераты и туфоконгломераты с андезитовым цементом; *7* — кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы; *8* — сбросы; *9* — пески и галечники (Kz)

Верхнеюрские валунные конгломераты верхнезейской свиты залегают резко несогласно на размытой поверхности докембрийских гнейсов Тукурингро-Джагдинского палеозойского антиклинория и содержат гальку и валуны метаморфических пород до 1,5 *м* в диаметре. Простирание конгломератов близ западного края Верхне-Зейского прогиба северо-западное

(320—340°), так как оно здесь ограничено с запада поперечным разломом того же северо-западного простирания. Грубообломочные и угленосные отложения верхнезейской свиты, в отдельных участках пересеченные ступенчатыми сбросами северо-восточного (70°) простирания и крутыми флексурными перегибами, имеют моноклинальное падение на северо-восток под углом 40—45°. В прослоях углистых сланцев и в аргиллитах, заключенных между пластами грубозернистых песчаников, местами наблюдается мелкая межпластовая складчатость.

Выше верхнезейской свиты, вдоль южного крыла прогиба, залегают туфоконгломераты с андезитовым цементом, переслаивающиеся с покровами различно окрашенных андезитов и их туфов, которые также моноклинально падают на северо-восток под более пологим углом (25—30°).

Толща нижнемеловых вулканогенных пород с размывом перекрыта грубообломочными угленосными отложениями журбанской свиты (альб-сеноман), также образующими моноклиналь с довольно крутым (от 70 до 50°) падением слоев на северо-восток. Местами вулканогенные породы и осадочные отложения журбанской свиты пересечены небольшими поперечными сбросами северо-восточного простирания.

Вдоль границы моноклинально залегающих осадочных верхнеюрских отложений верхнезейской свиты с вулканогенными отложениями нижнего мела проходит более крупный поперечный разлом, по которому проникли как крупные экструзии кварцевых порфиров и их туфов, так и небольшие дайки и лакколиты кварцевых порфиров, прорывающих толщу андезитовых пород. Возраст этих интрузий на основании взаимоотношений с вмещающими породами определяется как нижнемеловой — доальбсеноманский.

К северу и востоку от пос. Журбан на р. Зее на размытой и сильно выветрелой поверхности нижнемеловых отложений журбанской свиты и на более древних верхнеюрских отложениях несогласно залегают кайнозойские (олигоценовые) пески и галечники.

Вдоль северной окраины Верхне-Зейского прогиба, так же как и в Удском прогибе, к востоку и западу от пос. Бомнак из-под рыхлых образований выходят вулканогенные отложения нижнемелового возраста, прорванные небольшими гранитными массивами, площадью около 20 *км*^{2}.

Рыхлые кайнозойские песчано-галечные отложения в пределах Верхне-Зейского прогиба залегают почти горизонтально и имеют мощность, по данным И. И. Сей, 80—150 *м*. Кроме указанных выходов мезозойских отложений вдоль северной и юго-западной окраин Верхне-Зейской впадины, в других местах на всем ее протяжении рыхлые кайнозойские отложения залегают непосредственно на докембрийских породах, обрамляющих Верхне-Зейский прогиб; буровых скважин в пределах прогиба пока нет.

Из приведенного материала можно лишь предполагать, что Верхне-Зейский прогиб имеет асимметричное строение и в значительной своей части выполнен мощными верхнемезозойскими (юрско-нижнемеловыми) отложениями, смятыми в крупные складки, в пределах которых моноклинальное падение слоев прослеживается на протяжении более 15 *км*.

Разновозрастные толщи верхней юры и различных ярусов нижнего мела на окраинах прогиба отлагались с небольшими перерывами, во время которых происходили мощные излияния вулканогенных пород среднего и затем кислого состава. Вдоль системы краевых разломов, ограничивающих Верхне-Зейский прогиб с севера, в нижнем мелу происходили излияния преимущественно кислого состава.

Дислоцированные юрско- и нижнемеловые отложения вдоль северной окраины прогиба прорваны мезозойскими гипабиссальными гранитами.

По направлению к востоку Верхне-Зейский прогиб сильно сужается, возможно, в этом же направлении также сокращается и мощность мезозойских отложений, так как из-под покрова рыхлых кайнозойских осадков здесь выходят только докембрийские гнейсы.

Удский прогиб

Удский прогиб представляет собой один из крупнейших приразломных прогибов Монголо-Охотского пояса, расположенных вдоль зоны краевых разломов, с которым по величине можно сравнить лишь самый западный Селенгинский прогиб, расположенный на северо-западе Монгольской Народной Республики и выполненный преимущественно вулканогенно-осадочными отложениями триаса и, вероятно, юры.

Различные участки Удского прогиба были изучены Л. И. Красным (1956), В. А. Ярмолюком, И. Н. Никифоровой, В. В. Фроловым, В. И. Серпуховым, В. Н. Мошкиным и др. На основании материалов этих исследователей, строение прогиба может быть представлено в следующем виде.

Удский прогиб северо-восточного простирания располагается непосредственно к востоку от Верхне-Зейского и отделен от него лишь небольшим поперечным поднятием. Длина прогиба в северо-восточном направлении параллельно долине Уды (Охотской) около 400 *км*, ширина от 20 до 90 *км*. Он имеет асимметричное строение. Его северо-западное крыло, на значительном протяжении ограниченное с севера крупной зоной краевых разломов, сложено вулканогенными отложениями — порфиритами, андезито-дацитами и их туфами и вулканическими брекчиями, а также базальтами, переслаивающимися с песчаниками, конгломератами, углистыми сланцами и углями континентального и прибрежно-морского происхождения. Юго-восточное крыло сложено преимущественно морскими песчано-сланцевыми и конгломератовыми отложениями нижней, средней и верхней юры, лишь в верхней части постепенно сменяющимися пресноводно-континентальными угленосными отложениями нижнего мела.

Мощность этих отложений сильно меняется по простиранию прогиба от 5—6 *км* на юго-западе до 1,2 *км* на северо-востоке, на Охотском побережье.

В центральной части прогиба наблюдается переслаивание осадочных юрских морских отложений с вулканогенными породами, а также континентальных нижнемеловых отложений с покровами андезитов и их туфов, слагающими северо-западное крыло прогиба.

Северо-западное крыло Удского прогиба на всем протяжении ограничено Северо-Удским разломом, входящим в систему крупных краевых разломов Монголо-Охотского пояса и имеющим длительное развитие; начиная с верхнего докембрия и на протяжении всего палеозоя и мезозоя эти разломы неоднократно подновлялись.

Вдоль южного края прогиба в бассейнах рек Шевли и Гербикан (правых притоков Уды) сохранились от размыва верхнетриасовые морские песчано-сланцевые отложения, залегающие резко несогласно на дислоцированном девоне Удско-Шантарского синклинория. Соотношение их с юрскими отложениями не наблюдалось; возможно, триасовые отложения залегают в основании Удского прогиба несогласно с вышележащими юрскими отложениями, как это имеет место почти во всех мезозойских приразломных прогибах краевой зоны Монголо-Охотского пояса — в Усть-Шилкинском прогибе Верхнего Приамурья, Пришилкинской зоне прогибов Восточного Забайкалья и зоне прогибов верховьев р. Селенги.

В юго-восточном крыле Удского прогиба различные горизонты юрских морских отложений и нижнемеловые континентальные образования залегают на размытой поверхности складчатых девонских толщ Удско-Шантарского палеозойского синклинория. Местами мезозойские отложения вдоль юго-восточного крыла прогиба также ограничены разломами.

По данным Л. И. Красного (1958₂) и И. К. Никифоровой (1960), морские юрские отложения вдоль юго-западной части южного крыла прогиба имеют моноклинальное падение на северо-запад или северо-северо-запад под углом

от 40—50 до 10—20°. В краевых частях прогиба наблюдаются более крутые падения слоев терригенных отложений, которые постепенно выполаживаются по направлению к центру прогиба; выполаживание, кроме того, отмечается и вверх по разрезу в более молодых отложениях.

Моноклинально падающие к центру прогиба юрские отложения пересечены продольными сбросами и небольшими надвигами северо-восточного простирания, местами вдоль которых в бассейне Шевли в юрских отложениях наблюдаются дополнительные мелкие складки того же северо-восточного простирания.

Вдоль береговых обрывов между устьями рек Шевли и Галам, где юрские отложения залегают непосредственно на размытой поверхности протерозойских кристаллических пород, они имеют очень пологое (до 10°) падение на юго-запад.

В западной части юго-восточного крыла Удского прогиба на правобережье р. Уды в нижнем течении рек Шевли и Гербикан среди мезозойских отложений располагается продольный выступ (15 × 75 *км*) девонского фундамента, имеющий северо-восточное простирание и ограниченный разломами того же простирания. Северо-восточная часть этого выступа сложена протерозойскими основными породами. По направлению на юго-запад девонские породы этого выступа погружаются под покров среднеюрских морских отложений, образующих здесь крупную горст-антиклиналь, в ядре которой на поверхность выходят складчатые отложения Удско-Шантарского палеозойского синклинория.

К югу от описанной горст-антиклинали располагается широкая Шевли-Гербиканская моноклиналь с углом падения верхнеюрских отложений от 40 до 20° на северо-запад[1]. Более спокойные дислокации юрских и нижнемеловых отложений наблюдаются в восточной части юго-восточного крыла Удского прогиба ниже устья р. Галам. Л. И. Красным здесь описана широкая и очень пологая синклинальная структура, ядро которой сложено вулканогенными породами (покровами порфиритов и кварцевых порфиров) нижнего мела, а на крыльях выходят углисто-глинистые сланцы, песчаники и конгломераты верхней юры. Вдоль крыльев синклинали юрские отложения волнисто изогнуты в дополнительные более мелкие складки с углами падения на крыльях от 10 до 20°.

На фоне общего очень спокойного залегания юрских и нижнемеловых отложений в отдельных местах, как это подчеркивает Л. И. Красный (1958₂), наблюдаются более сложные дислокации. Так, например, в долине р. Уды между устьями рек Олькондо и Кыран на юго-восточном крыле описанной синклинали хорошо видна небольшая асимметричная антиклиналь того же северо-восточного простирания, на крыльях которой развита дополнительная более мелкая складчатость с углами падения 30—35° на юго-восточном

---

[1] И. К. Никифорова (1960), изучавшая состав верхнеюрских отложений, выполняющих эту структуру, выделяет ее как самостоятельную Шевли-Урмийскую терригенно-минералогическую провинцию, представляющую собой, по ее мнению, изолированную от Удского прогиба впадину. Однако условия залегания верхнеюрских отложений в пределах этой моноклинали, а также непосредственное прослеживание тех же отложений к западу и востоку вдоль юго-восточного крыла Удского прогиба заставляют нас не согласиться с выводом И. К. Никифоровой об изолированности этой структуры от Удского прогиба. Особенности же минералогического состава тяжелой фракции выполняющих ее отложений легко объяснимы положением Шевли-Гербиканской моноклинали в непосредственной близости от выступа древнего фундамента, расположенного внутри Удского прогиба и сложенного в северо-восточной части кристаллическими сланцами и основными породами, резко отличающимися по составу от девонских отложений других частей Удско-Шантарского синклинория, за счет размыва которых происходило накопление юрских отложений юго-восточного крыла Удского прогиба. Обломочный материал, который поступал вследствие размыва основных пород упомянутого выступа, ограниченного конседиментационными разломами, и обусловил своеобразие литологического состава юрских отложений, слагающих Шевли-Гербиканский участок Удского прогиба.

и 15° на северо-западном крыле. Вдоль оси эта антиклиналь пересечена разломом, по которому северо-западное крыло надвинуто на юго-восточное.

Кроме продольных разломов северо-восточного простирания, юго-восточное крыло Удского прогиба пересечено крупными поперечными разломами северо-западного, близкого к меридиональному простирания.

На северо-западном крыле и в центральной части Удского прогиба, по данным В. А. Ярмолюка (1960) и И. К. Никифоровой (1960), континентальные угленосные отложения смяты также в очень пологие складки с углами падения на крыльях 10—15°. Еще более полого и неравномерно изогнуты покровы вулканогенных пород с углом наклона от 5 до 20°. Вулканогенные и переслаивающиеся с ними терригенные континентальные отложения, так же как и в юго-восточном крыле, местами пересечены продольными сбросами и сбросо-сдвигами и осложнены более крутыми флексурными перегибами.

Вдоль крупного краевого Северо-Удского разлома, обрамляющего Удский прогиб с северо-запада, и сопряженных с ним более мелких разломов северо-восточного простирания вулканогенные отложения северо-западного крыла прогиба и местами перекрывающие их нижнемеловые терригенные грубозернистые отложения прорваны многочисленными телами гранитоидов так называемого удского комплекса. Размеры гранитных тел различные — от мелких штоков до массивов площадью около 500 $км^2$.

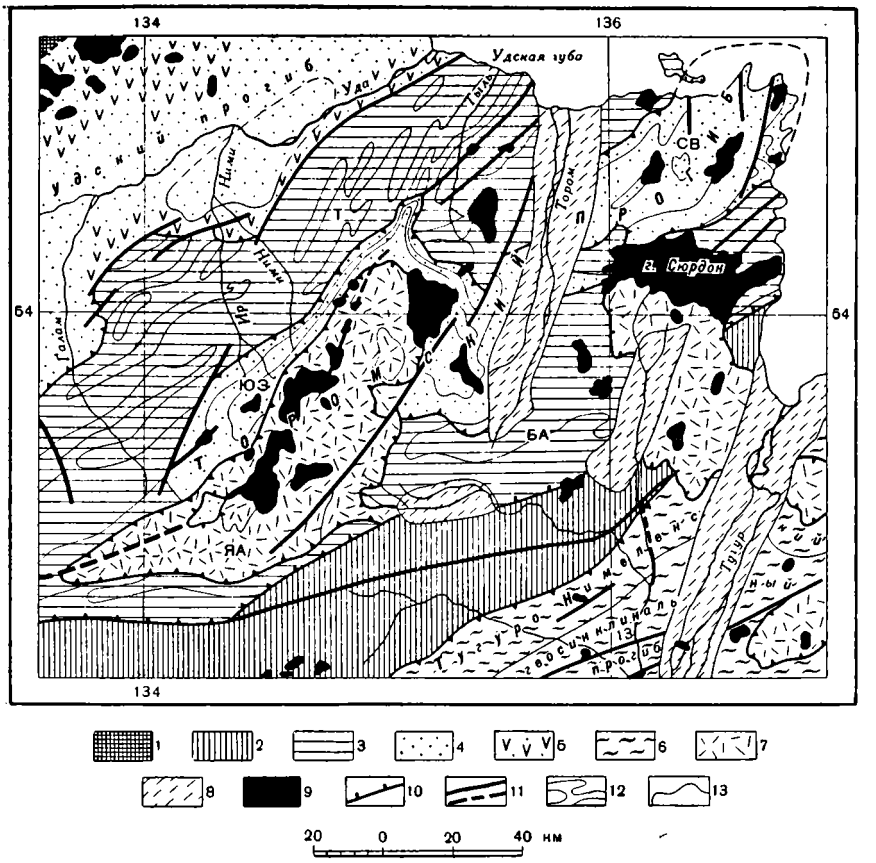
В. Н. Мошкин выделяет послеюрские и донижнемеловые гранитоиды, обычно образующие довольно крупные тела, сложенные гранитами, гранодиоритами, адамеллитами, а также сопровождающими их гранит-порфирами и порфировидными гранитами, и посленижнемеловые гранитоиды — порфировидные граниты, гранит-порфиры и розовые лейкократовые граниты, прорывающие терригенные отложения нижнего мела.

Внедрение гранитных интрузий не ограничивается здесь только северо-западной краевой зоной Удского прогиба; еще более широкое распространение они имеют в пределах крупного сводового поднятия протерозойского основания Станового хребта, разделяющего систему Верхнезейского и Удского прогибов и зону юрско-меловых прогибов, расположенных вдоль юго-восточного края архейского Алданского щита Сибирской платформы. Послеюрские и меловые интрузии гранитоидов здесь располагаются как вдоль зоны древнего глубинного разлома, ограничивающего с юга Алданский щит, так и в пределах самого щита. Небольшое количество гранитных тел, прорывающих верхнеюрские и нижнемеловые отложения, зафиксировано вдоль продольных разломов или в участках пересечения продольных и поперечных разломов в краевой части юго-восточного крыла Удского прогиба.

Торомский прогиб

Торомский прогиб располагается вдоль долины р. Тором, юго-восточнее Удского прогиба, от которого он отделен Тайканским поднятием северо-восточного простирания, сложенным складчатыми девонскими отложениями. С юго-востока прогиб ограничен вторым Бюко-Альским поднятием палеозойского и докембрийского основания, также имеющим северо-восточное простирание.

Торомский прогиб, как и Удский, выполнен морскими песчано-сланцевыми и грубообломочными отложениями всех трех отделов юры и нижнего мела, вверху разреза постепенно сменяющимися пресноводно-континентальными отложениями. Центральная часть прогиба сложена вулканогенными отложениями верхнего мела. В основании прогиба в его северо-восточной части залегают морские терригенные отложения верхнего триаса.



Фиг. 144. Схема размещения мезозойских структур Западного Приохотья и их соотношение с фундаментом (составлена по материалам Л. И. Красного и др.).

Домезозойские структуры: *1* — область протерозойской складчатости; *2* — антиклинории (Тукурингро-Джагдинский и др.); *3* — синклинории (Удско-Шантарский); *4—5* — мезозойские прогибы монголо-охотского типа, выполненные терригенными (T₂, J, Cr₁) и вулканогенно-осадочными отложениями (J — Cr₁); *6* — мезозойские геосинклинальные прогибы; *7* — наложенные и унаследованные мульды, выполненные верхнемеловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями; *8* — кайнозойские впадины; *9* — верхнемезозойские гранитоиды; *10* — длительно живущие глубинные разломы (заложенные в палеозое); *11* — мезозойские разломы; *12*—складки в среднепалеозойских отложениях Удско-Шантарского синклинория; *13* — изостраты в пределах мезозойских прогибов

БА — Бюко-Альское поднятие; *Т* — Тайканское поднятие; *ЮЗ* — Юго-Западная синклиналь; *СВ* — Северо-Восточная синклиналь; *ЯА* — Ям-Алинская синклиналь

Строение этого прогиба было изучено Л. И. Красным (1958₂), И. К. Никифоровой (1960), В. А. Ярмолюком и др.

Торомский прогиб северо-восточного простирания имеет в длину около 240 *км* и в ширину от 30 до 60 *км*. На всем протяжении он несогласно наложен на складчатые рифейские, нижнепалеозойские, девонские и каменноугольные отложения, располагаясь в центральной и юго-восточной части Удско-Шантарского среднепалеозойского синклинория. Прогиб представляет собой крупную и пологую синклинальную структуру, по простиранию имеющую асимметричное строение (фиг. 144). В юго-западной части прогиба юрско-меловые отложения достигают 4—5 *км* мощности, а на северо-востоке, вдоль Охотского побережья — около 300 *м*.

В пределах Торомского прогиба отчетливо выделяются две широкие синклинали северо-восточного простирания, разделенные поперечным ан-

тиклинальным перегибом. Более крупная Юго-Западная синклиналь, располагающаяся в верховьях рек Тором и Ними (правого притока р. Уды) и имеющая более 100 *км* в длину и 60 *км* в ширину, представляет собой складку коробчатой или корытообразной формы с прямолинейными очертаниями. Она сложена мощными юрскими и нижнемеловыми терригенными морскими отложениями, лишь в верхней части разреза постепенно сменяющимися континентальными.

В центральной части Юго-Западной синклинали юрские и нижнемеловые отложения залегают очень полого, угол наклона слоев не превышает 3—5°. В. А. Ярмолюк, изучавший эту структуру в Нелькан-Торомском междуречье, характеризует ее как слабовогнутую плоскодонную синклиналь коробчатой формы, днище которой сложено почти горизонтально лежащими или слабо волнисто изогнутыми грубозернистыми отложениями верхней юры и нижнего мела. На бортах ее наблюдаются довольно крутые углы падения (до 45°) к центру синклинали. На юго-западе той же синклинали, по данным Л. И. Красного (1958₂), сохраняется коробчатая форма структуры с углами падения слоев в прибортовых частях 10—20°, в центральной ее части наклоны слоев юрских и нижнемеловых отложений не превышают 5—8°.

Вдоль юго-восточного края этой синклинали в долине р. Теватым (правого притока р. Тором) из-под юрских отложений выходят более интенсивно дислоцированные песчано-сланцевые триасовые отложения.

В центральной части Юго-Западной синклинали на слабо дислоцированных юрских и нижнемеловых отложениях несогласно залегают покровы вулканогенных пород верхнего мела преимущественно кислого состава, в верхней части разреза перекрытые более молодыми андезито-дацитами (возможно, третичного возраста), слагающими небольшой Ям-Алинский хребет. Мощность кислых вулканогенных отложений, по данным Л. И. Красного и В. А. Ярмолюка, здесь составляет 1,5 *км*, а мощность покровов андезито-дацитов — около 1 *км*.

Верхнемеловые вулканогенные отложения по Л. И. Красному, образуют очень пологую Ям-Алинскую синклиналь северо-восточного простирания, длиной около 130 *км* и шириной 30—35 *км*. Главная часть этой синклинали наследует форму центральной части Юго-Западной синклинали Торомского прогиба и имеет очертания, параллельные или почти параллельные последним. Юго-восточная часть Ям-Алинской синклинали выходит за рамки Юго-Западной синклинали и, протягиваясь вдоль долины р. Селиткан, несколько меняет свое простирание от северо-восточного до широтного, подчиняясь направлениям структур палеозойского фундамента Удско-Шантарского синклинория и северного края Тукурингро-Джагдинского антиклинория.

Юрские и нижнемеловые отложения вдоль бортов Юго-Западной синклинали, а также вулканогенные породы Ям-Алинской синклинали пересечены крупными продольными разломами северо-восточного простирания, вдоль которых проникли многочисленные интрузивные и гипабиссальные тела гранитоидов.

Ям-Алинские гранитоиды представлены гранитами, гранодиоритами и диоритами, образующими массивы площадью от 12 до 200 *км*^{2} и более мелкие штоки. Гипабиссальные и жильные тела, сопровождающие гранитные интрузии, представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми альбитофирами и другими породами; они не превышают по мощности 4—7 *м* и, реже, достигают 20—30 *м*. По простиранию некоторые дайки протягиваются на 2—3 *км*.

Верхняя граница этих послеверхнемеловых интрузий неясна и, по мнению Л. И. Красного, вряд ли поднимается выше палеогена.

Северо-Восточная синклиналь Торомского прогиба несколько меньше Юго-Западной. Она имеет такое же северо-восточное про-

стирание, длина ее 70 *км*, ширина — 30 *км*. Синклиналь выполнена нижне-, средне- и верхнеюрскими, а также нижнемеловыми терригенными отложениями, мощность которых значительно меньше, чем в предыдущей. В северо-восточной части Северо-Восточной синклинали вдоль Охотского побережья мощность грубозернистых юрских отложений составляет всего около 300 *м*.

Вдоль юго-восточного края этой синклинали, так же как в Юго-Западной, выходят песчано-сланцевые верхнетриасовые отложения, смятые в складки северо-восточного простирания, наклоненные на северо-запад к центру синклинали под углом 60° и перекрытые юрскими морскими отложениями тоарского и ааленского ярусов.

Нижнеюрские отложения в бортах Северо-Восточной синклинали также смяты в прямые, коробчатого типа складки с углом падения слоев на крыльях 30—40°.

Местами наблюдаются более крутые (50—60°) падения, разделенные пологим залеганием слоев (под углами 10—12°) в центральной части синклиналей. Отложения средней и верхней юры в центральной части Северо-Восточной синклинали залегают очень полого (углы наклона слоев 8—10°), лишь вблизи разломов более круто (до 30°).

Вдоль Охотского побережья в центральной части синклинали верхнеюрские отложения залегают почти горизонтально или слабо волнисто изогнуты.

Вдоль бортов и в центральной части этой синклинали юрские отложения пересечены продольными сбросами и надвигами северо-восточного простирания, вдоль которых местами проникли гранитные интрузии размером от 30 до 75 *км*^{2}.

Описанные синклинали Торомского прогиба разделены узким поперечным антиклинальным поднятием, в ядре которого выходят палеозойские, верхнетриасовые и нижнеюрские отложения. Вдоль этого поднятия наблюдается максимальное сужение Торомского прогиба до 10—15 *км*. Восточнее, на простирании этого узкого антиклинального поднятия складчатые палеозойские (каменноугольные) отложения и мезозойские породы пересечены самым крупным в описываемой части Приохотья гранитным массивом мелового возраста, слагающим голец Сюрдок, площадь которого около 1000 *км*^{2}. Он имеет форму, сильно вытянутую в широтном направлении и совпадающую с простиранием описанного поперечного антиклинального поднятия. Главная часть этого гранитного массива располагается за пределами Торомского прогиба и пересекает складчатые отложения среднепалеозойского фундамента вкрест их простирания. Внедрение его связано с поперечным разломом северо-западного, близкого к широтному простирания, по-видимому, влиявшего как на морфологию поперечного антиклинального поднятия, разделившего Торомский прогиб на две неравные части, так и на форму приуроченного к нему гранитного массива. Гранитный массив гольца Сюрдок располагается также вкрест простирания крупного так называемого Бюко-Альского поднятия палеозойского и докембрийского фундамента, имеющего четко выраженное северо-восточное простирание.

Бюко-Альское поднятие протягивается вдоль хребтов Бюко и Альского от верховьев р. Селиткан через гору Чурима (994 *м* над ур. м.) до побережья Тугурского залива. Оно сложено метаморфическими сланцами рифея, а вдоль северо-западного его склона — складчатыми девонскими и каменноугольными отложениями. Это поднятие разделяет между собой описанный выше Торомский триасово-юрско-меловой прогиб от еще более крупного Тугуро-Нимеленского геосинклинального прогиба того же возраста. Палеозойские и докембрийские метаморфические породы этого поднятия пересечены многочисленными продольными, диагональными и, реже, поперечными разломами, вдоль которых, кроме описанного выше крупного

Сюрдокского гранитного массива, проникли многочисленные более мелкие верхнемезозойские гранитные тела, площадью 20—30 *км*^{2}. В северо-восточной части Бюко-Альского поднятия располагается довольно крупная (30 × 65 *км*) наложенная мульда, выполненная покровами эффузивных пород среднего и основного состава третичного возраста. Северный край этой мульды располагается параллельно южному краю Сюрдокского гранитного массива.

Верхнемезозойские структуры восточной части Монголо-Охотского пояса

Верхнемезозойские, преимущественно верхнемеловые отложения, распространены в восточной части Монголо-Охотского пояса и представлены комплексом континентальных вулканогенно-осадочных отложений разнообразного состава: переслаивающимися между собой покровами базальтов, андезитов, порфиритов, кварцевых порфиров и липаритов, а также их туфами, вулканическими брекчиями, туфоконгломератами и песчаниками.

Эти отложения относительно слабо дислоцированы и располагаются почти исключительно вдоль крупных разломов, ограничивающих палеозойские или более древние структуры и подновленные в мезозое, а также на границах описанных юрско-нижнемеловых прогибов и поднятий, сложенных метаморфизованными палеозойскими отложениями.

Верхнемеловые вулканогенные отложения в бассейне верхнего течения Амура и в западном Приохотье выполняют узкие приразломные мульды асимметричного строения или структуры изометричной формы, наложенные как на кристаллический палеозойский или более древний фундамент, так и на дислоцированные юрские и нижнемеловые отложения, выполняющие крупные прогибы (Ольдойский, Амуро-Зейский, Большого Хингана, Тугуро-Нимеленский и другие). Мощность верхнемеловых эффузивов в различных мульдах колеблется от сотен метров до 1,5 *км*.

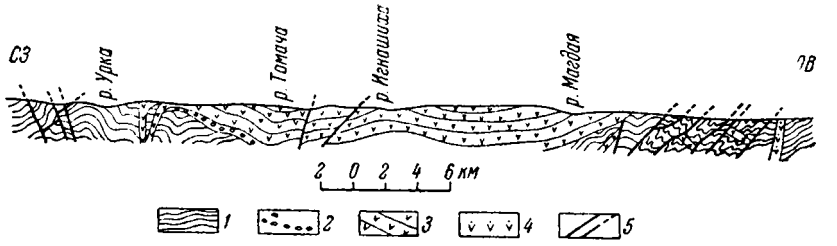
По своему строению эти мульды близки к описанным выше приразломным мульдам Восточного Забайкалья, сложенным верхнеюрскими вулканогенными образованиями. Такое структурное положение верхнемеловых приразломных мульд обусловлено тем, что разломы различного возраста, подновленные в мезозое, и молодые мезозойские разломы, ограничивающие прогибы, являлись зонами проницаемости для магматических расплавов, в результате излияния которых и накопились толщи вулканогенных образований.

Наиболее крупная полоса приразломных мульд, сложенных верхнемеловыми вулканогенными породами, протягивается вдоль глубинного Южно-Тукурингрского разлома (в басс. рек Норы и Селемджи) и близ г. Зеи. Система крупных приразломных мульд нижне-и верхнемелового возраста располагается вдоль границы Гонжинского выступа и Амуро-Зейского юрско-мелового прогиба, вдоль юго-западного края Зейско-Буреинской синеклизы (на Амуре, близ с. Кумары и Ушаково) и в области сочленения мезозоид Сихотэ-Алиня с палеозойскими и более древними структурами Монголо-Охотского пояса — вдоль восточного края Хингано-Буреинского срединного массива, собственно уже за границей рассматриваемого района.

Многочисленные более мелкие выходы верхнемеловых пород располагаются вдоль разломов, обрамляющих небольшие выступы и горстантиклинали внутри мезозойских прогибов, или на их окраине (Игнашинская и другие мульды), а также вдоль подновленных крупных палеозойских разломов в пределах палеозойского основания в окрестностях с. Горное Калашниково на Зее и в других местах.

К сожалению, обнаженность района и степень изученности строения верхнемеловых приразломных мульд в Верхнем Приамурье не позволяет привести их детального описания.

Характерной чертой этих приразломных мульд является асимметричное строение. Выполняющие их вулканогенно-осадочные отложения образуют пологие синклинальные структуры с углами наклона слоев 15—20°. Более крутые падения слоев наблюдаются лишь в участках, прилегающих к разломам, обрамляющим эти мульды, или располагающимся вдоль одного из их краев. К этим разломам приурочены дайки порфиритов и андезитов,



Фиг. 145. Геологический разрез вкрест простирания Игнашинской мульды на левом берегу Амура близ с. Игнашино.

1 — девонские отложения; *2* — туфоконгломераты и песчаники верхнего мела; *3* — базальты, андезиты и их туфы (Cr_2); *4* — дайки (корни покровов); *5* — сбросы и надвиги

причем часто наблюдается непосредственная связь их с покровами эффузивов, выполняющих приразломные мульды, для которых дайки являются подводящими каналами. Особенно хорошо такая связь выявлена вдоль глубинного Южно-Тукурингрского разлома в окрестностях г. Зеи и восточнее — в долинах Арби и Тынды (Урканской). Здесь на протяжении около 100 *км* вдоль разлома, имеющего северо-западное, близкое к широтному простирание, прослеживается система даек порфиритов и диорит-порфиритов, пересекающих древние метаморфические породы и палеозойские гранитоиды, а к югу от разлома— того же состава роговообманковые порфириты и их туфы и вулканические брекчии образуют покровы, довольно круто (под углом 45—50°) наклоненные на юг, и постепенно выполаживающиеся по направлению к южному краю мульды.

На значительном протяжении верхнемеловые вулканогенные породы здесь скрыты под рыхлыми кайнозойскими отложениями Пиканской впадины, на дне которой буровыми скважинами вскрыты покровы тех же роговообманковых порфиритов, переслаивающиеся с их агломератами и туфами. Мощность вулканогенных пород здесь составляет около 800—1000 *м*.

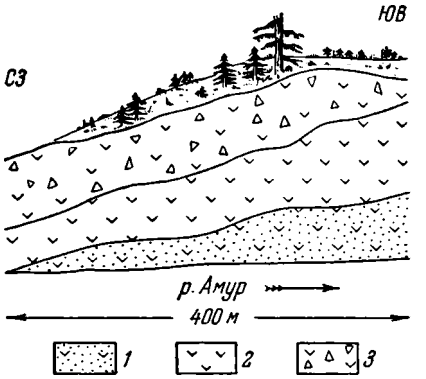
Более крупная система приразломных мульд, приуроченная к той же зоне Южно-Тукурингрского глубинного разлома, располагается в верхнем течении Селемджи и в бассейнах рек Норы и Мамына. Вулканогенные породы верхнего мела здесь прослеживаются на протяжении около 300 *км*, образуя вулканический пояс, не превышающий 10—20 *км* в ширину.

В большинстве случаев разломы, обрамляющие приразломные верхнемеловые мульды, подобно Южно-Тукурингрскому, имеют более древнее палеозойское или раннемезозойское заложение и служили также путями проникновения доверхнемеловых гранитных интрузий гипабиссального типа.

В верховьях Амура в районе с. Игнашино располагается небольшая Игнашинская мульда, выполненная базальтами, андезитами и их туфами верхнемелового возраста, в основании которых залегают туфоконгломера-

ты. Она имеет изометричные очертания, около 15 *км* в поперечнике и наложена на небольшой горстовый выступ палеозойского фундамента, ограниченный крупными разломами, расположенными вдоль северо-западного края юрского Ольдойского прогиба (фиг. 87, 145).

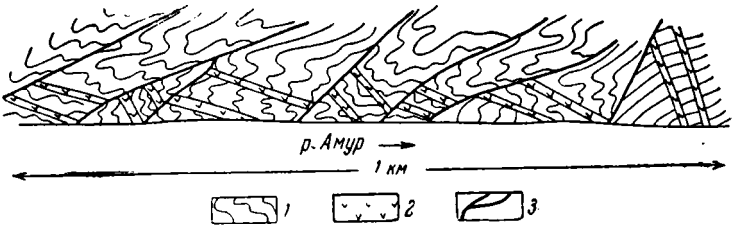
Покровы базальтов и андезитов в Игнашинской мульде залегают несогласно на размытой поверхности складчатых девонских отложений. С северо-запада и юго-востока мульда ограничена крупными северо-восточными



Фиг. 146. Условия залегания покровов вулканогенных пород верхнего мела на юго-восточном крыле Игнашинской мульды.

1 — красные андезито-базальты; *2* — серые андезито-базальты; *3* — вулканическая брекчия

разломами сложного строения (фиг. 147). Они представлены системой параллельных наклонных сбросов и надвигов, плоскости которых с одной стороны наклонены на северо-запад, с другой — на юго-восток по направлению к центру мульды. Эти разломы, по-видимому, служили путями проникновения для базальтов и андезитов, выполняющих Игнашинскую мульду. В краевых частях мульды покровы вулканогенных пород довольно



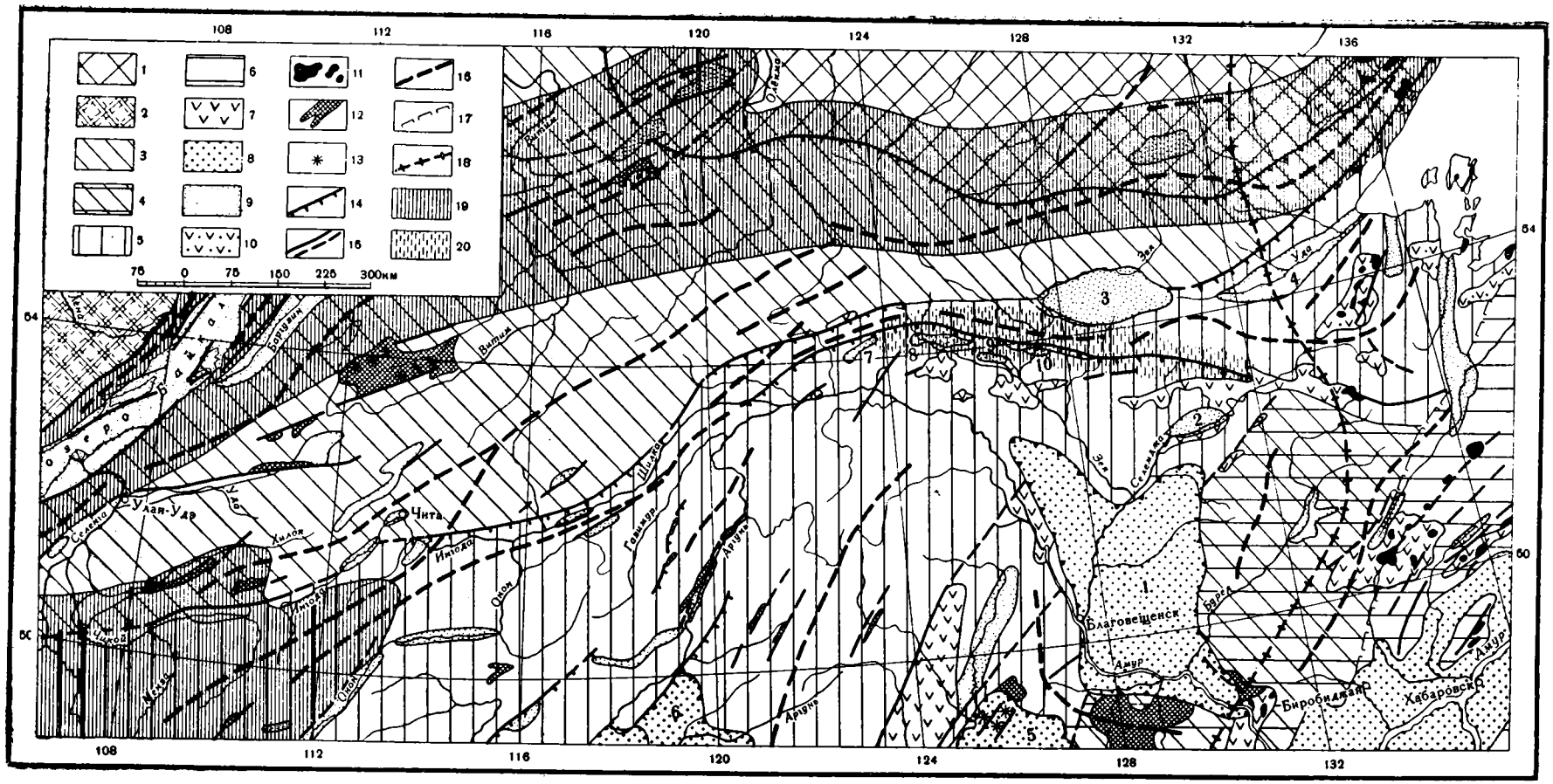
Фиг. 147. Строение зоны разлома, пересекающей девонские отложения на левом берегу Амура близ устья р. Омутной.

1 — плойчатость в филлитах; *2* — порфириты; *3* — сбросы и надвиги

полого, под углом 15—20°, наклонены к центру мульды (фиг. 146). В центральной части покровы тех же вулканогенных пород смяты в пологие складки северо-восточного простирания с углами падения от 10 до 20°.

В северо-западной части мульды покровы андезитов и базальтов пересечены поперечными сбросами северо-западного простирания (330°), поверхность смещения которых круто наклонена на северо-запад. Базальты и андезиты вдоль этих сбросов брекчированы, мощность зоны дробления не превышает 1 *м*.

Близкие по своему строению к описанной Игнашинской мульде приразломные мульды располагаются по периферии Гонжинского выступа, как в пределах самого выступа, так и в краевой части крупного Амуро-



Фиг. 148. Палеотектоническая схема (верхний мел и кайнозой).

1 — область архейской складчатости (Алданский щит Сибирской платформы); *2* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых осадочных пород; *3* — области протерозойской, байкальской и каледонской складчатостей (нерасчлененные); *4* — Хингано-Буреинский срединный массив; *5* — область герцинской складчатости (нерасчлененная); *6* — область мезозойской складчатости (нерасчлененная); *7* — вулканогенные образования различного состава верхнего мела; *8* — синеклизы, выполненные рыхлыми терригенными отложениями от сенон-датского яруса верхнего мела до неогена включительно; *9* — межгорные впадины, выполненные рыхлыми песчано-галечными и угленосными кайнозойскими отложениями; *10* — вулканогенные образования палеогенового возраста; *11* — гранитоиды верхнемелового и палеогенового возраста; *12* — кайнозойские базальты; *13* — вулканические аппараты центрального типа кайнозоя, сложенные базальтовыми лавами; *14* — длительно развивающиеся разломы; *15* — разломы; *16* — простирание современных хребтов; *17* — западная граница мезозоид Сихотэ-Алиня; *18* — западная граница распространения гранитоидов верхнемелового возраста; *19* — площади сейсмоактивных структур Монголо-Байкальской области (по Н. А. Флоренсову) с эпицентрами землетрясений от 8 до 11 баллов и «Сейсмический пояс Станового хребта» (по С. Л. Соловьеву) с эпицентрами землетрясений 5—6,5 баллов; *20* — слабосейсмическая зона вдоль Южно-Тукурингрского разлома. Цифры на карте: *1* — Зейско-Буреинская синеклиза; *2* — Селемджинская впадина; *3* — Верхне-Зейская впадина; *4* — Удская впадина; *5* — синеклиза Сунляу: *6* — Далайнорская синеклиза; *7* — Уруша-Ольдойская впадина; *8* — Верхне-Урканская впадина; *9* — Тыгдинская впадина; *10*— Пикинская впадина

Зейского юрско-нижнемелового прогиба. Они сложены покровами базальтов, порфиритов и их туфов, полого залегающими на размытой поверхности докембрийских, девонских и юрско-нижнемеловых отложений. Наиболее крупные из них — Талданская, сложенная нижнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями, имеющая размеры 30 × 50 *км*, расположенная вдоль северо-западного края Гонжинского выступа, и Урканская, расположенная в восточной краевой части того же выступа и Амуро-Зейского прогиба, пересечены многочисленными разломами типа сбросов и крутопадающих надвигов, преимущественно северо-восточного простирания. Местами эти нарушения образуют более крупные зоны разломов, пересекающие нижне и верхнемеловые вулканогенные породы, представляя собой системы параллельных ступенчатых сбросов.

Верхнемеловые вулканогенные отложения в бассейне верхнего течения Амура на советской и китайской территориях не пересечены никакими магматическими породами, за исключением кайнозойских базальтов.

Тот же тип наложенных приразломных структур для верхнемеловых вулканогенных пород сохраняется и в более восточных районах Монголо-Охотского пояса в Западном Приохотье. Существенным отличием структурного положения рассматриваемых мульд этой части пояса является лишь то, что наряду с образованием приразломных наложенных мульд вулканогенные отложения верхнего мела здесь принимают участие в строении более крупных юрско-меловых прогибов, слагая верхнюю часть разреза этих структур в виде унаследованных синклиналей. Примером такой структуры является описанная выше Ям-Алинская синклиналь Торомского прогиба.

В Северном Дунбее верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения слагают небольшие синклинали на юге прогиба Большого Хингана и в других местах, где подобно Торомскому прогибу они составляют верхнюю часть разреза мезозойских отложений, выполняющих крупный Таяншунский прогиб. Здесь так же, как и в Верхнем Приамурье, вулканогенные породы верхнего мела пересечены лишь редкими дайками кайнозойских базальтов.

Резким отличием структур верхнего мела Западного Приохотья и побережья Охотского моря от описанных выше верхнемеловых структур Верхнего Приамурья и Северного Дунбея является наличие в Западном Приохотье многочисленных гранитных интрузивов Ямалиньского комплекса, прорывающих полого залегающие континентальные верхнемеловые вулканогенные отложения и имеющих различные размеры — от штоков до больших массивов площадью до 600 *км*^{2}. Западная граница распространения послеверхнемеловых гранитоидов показана на палеотектонической карте (фиг. 148).

Мезо-кайнозойские структуры восточной части Монголо-Охотского пояса

Специальное изучение кайнозойских тектонических форм рассматриваемой области не входило в задачу автора, однако в заключение описания морфологии различного возраста структур Монголо-Охотского пояса для более полного представления об истории новейших этапов их развития позволю себе кратко остановиться и на некоторых особенностях морфологии новейших структур.

Для западных территорий Монголо-Охотского пояса и Западного Забайкалья большинством авторов (Н. А. Флоренсовым, 1948; Б. А. Ивановым, 1949[2]; *М.* С. Нагибиной, 1946[2] и другими) отмечалось, что основные черты современного рельефа слежились еще в верхнем мезозое (верхней юре и нижнем мелу), о чем красноречиво свидетельствует приуроченность большинства верхнемезозойских и кайнозойских впадин к долинам крупных

современных рек, а также к озерным бассейнам. Крупные поднятия, разделявшие впадины и прогибы верхнеюрского и нижнемелового возраста до настоящего времени представляют собой горные возвышенности или хребты с отметками от 500 до 2500 *м* над уровнем моря. В Западном Забайкалье в эти поднятия были вовлечены и крупные раннемезозойские прогибы триасового возраста (Цаган-Хунтейский и др.), а в Восточном Забайкалье — прогибы нижне- и среднеюрские. Активизация мезозойских и более древних разломов в кайнозойское время вызвала развитие кайнозойских впадин, часто наследующих общий план структуры верхнемезозойских впадин и прогибов и вложенных в последние.

Но наряду с этими структурными формами, унаследованными от верхнемезозойского этапа развития, в кайнозойское время возникли и другого плана структуры, наложенные на архейское основание юго-восточной окраины Сибирской платформы и области байкальской, каледонской и герцинской складчатостей, прилегающие с юга к оз. Байкал.

Эти структуры, привлекавшие внимание многих крупных исследователей — И. Д. Черского, В. А. Обручева, Е. В. Павловского и других в последние годы детально изучены Н. А. Флоренсовым ($1954_{3,4}$, 1960), посвятившим их описанию ряд интересных работ. На основании изучения сейсмичности и неотектоники области Прибайкалья и западных районов Монгольской Народной Республики он выделил особую Монголо-Байкальскую зону сейсмоактивных кайнозойских структур, которую на основании сейсмических материалов, собранных С. А. Соловьевым, можно продолжить далеко на восток вдоль южной окраины Алданского щита (фиг. 148).

Для этой зоны характерна активизация древних глубинных разломов, заложенных еще в протерозое и рифее вдоль юго-восточной границы Сибирской платформы и прилегающих с юга геосинклинальных систем, а также возникновение новых молодых разломов, сопровождающих формирование впадин и поднятий.

К этой зоне приурочено образование крупнейшей на Азиатском континенте некомпенсированной ссадками впадины оз. Байкал и сопряженной с ней системы впадин байкальского типа — Тункинской, Верхне-Ангарской, Баргузинской, Муйской, Чарской и других, выполненных рыхлыми грубообломочными и угленосными отложениями третичного и четвертичного возраста. Формирование впадин байкальского типа местами сопровождается излияниями базальтов, приуроченных как к крупным продольным разломам, обрамляющим эти впадины, так и к более мелким поперечным диагональным разломам, оперяющим продольные.

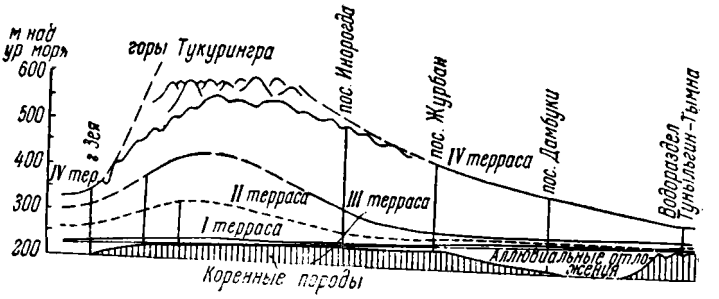
В северо-восточных районах Монголо-Охотского пояса в кайнозойское время также происходило образование узких и сильно вытянутых в длину впадин типа грабен-синклиналей, приуроченных к центральным частям крупных мезозойских прогибов юрско-мелового возраста (к ним относятся Верхне-Зейская и Удская впадины), а также резко наложенных приразломных впадин байкальского типа.

Ряд впадин, значительно более мелких по масштабу, чем система байкальских, расположены непосредственно к югу параллельно зоне глубинных разломов — Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского. С запада на восток сюда относятся: Уруша-Ольдойская, Верхне-Урканская, Тындинская, Пиканская и Селемджинская впадины. Эти впадины приурочены к узкой зоне, параллельной Южно-Тукурингрскому разлому вплоть до настоящего времени характеризующейся слабой сейсмичностью.

К северу от указанных глубинных разломов располагается крупное сводовое поднятие, хорошо выраженное в современном рельефе в виде хребтов Янкан, Тукурингра и Джагды. Это поднятие сложено метаморфизованными докембрийскими и палеозойскими породами, имеет близкое к широтному простирание и полого изогнуто выпуклой стороной к северу.

Границы Янкано-Тукурингро-Джагдинского поднятия примерно совпадают с границами Янканского и Тукурингро-Джагдинского палеозойских антиклинориев. С севера и юга поднятие ограничено системой длительно развивающихся разломов.

Кайнозойское поднятие хребтов Тукурингра и Джагды было впервые описано Г. Е. Быковым (1935), который отметил постепенное повышение террас Зеи, прорезающей это поднятие вкрест его простирания. Уровень



Фиг. 149. Уровень террас р. Зеи в пределах сводового поднятия хр. Тукурингра (по Быкову, 1935) с указанием глубины залегания кристаллической постели в русле. Вертикальный масштаб в 200 раз больше горизонтального. Предполагаемое продолжение террас показано крупным пунктиром. Нижняя наклонная линия (выше надписи «аллювиальные отложения») показывает уровень воды р. Зеи

террас Зеи повышается от краев поднятия к осевой его части не менее чем на 120—150 *м* над уровнем реки (фиг. 149). В пределах Верхне-Зейской впадины уровень второй террасы постепенно погружается под поверхность современного аллювия. Если плоскую вершину горы Бекель-Деуль также принять за остаток поверхности денудации, то суммарная высота поднятия в четвертичное время, по мнению Г. Е. Быкова, составляет 700—800 *м*. Абсолютные отметки высот Тукурингро-Джагдинского поднятия достигают 1200—1471 *м* над уровнем моря.

К северу от Янкано-Тукурингро-Джагдинского поднятия располагаются крупные кайнозойские впадины Верхне-Зейская и Удская, которые имеют форму, унаследованную от описанных выше мезозойских приразломных прогибов — Верхне-Зейского и Удского.

Вдоль южного подножия поднятия располагается цепочка небольших упомянутых выше впадин — Уруша-Ольдойской, Верхне-Урканской, Тындинской и Пиканской. Все они имеют узкую или овальную форму, сильно удлиненную параллельно системе Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского разломов, располагаются непосредственно к югу от них и представляют собой грабены и грабен-синклинали, в пределах которых выполняющие их рыхлые третичные отложения залегают очень полого, почти горизонтально и лишь в краевых частях впадин имеют несколько большие углы падения в пределах 10—15° к центру впадин.

Размеры этих впадин колеблются от 10 × 60 *км* (Уруша-Ольдойская и Пиканская) до 20 × 100 *км* (Верхне-Урканская). Рыхлые отложения, выполняющие впадины, достигают 150—200 *м* мощности и представлены в периферических частях валуно-галечными, а в центральных частях впадин песчано-глинистыми отложениями местами с прослоями бурых углей.

Кайнозойские отложения Уруша-Ольдойской впадины на всем своем протяжении залегают на размытой поверхности складчатого палеозойского фундамента. Верхне-Урканская и Тындинская впадины также в значительной своей части наложены на палеозойское кристаллическое основание и

только в восточной их части рыхлые кайнозойские отложения залегают на верхнемезозойских осадочных и вулканогенных породах.

Несколько лучше других изучена небольшая Пиканская впадина, расположенная в окрестностях г. Зеи. Она представляет собой асимметричную грабен-синклиналь, с севера ограниченную Южно-Тукурингрским глубинным разломом. Максимальные мощности выполняющих ее рыхлых отложений приурочены к северному краю впадины и достигают 200 *м*.

Углы наклона слоев в кайнозойских отложениях вдоль северного края впадины составляют не более 10—15°. Вдоль южного края наблюдается очень пологое, почти горизонтальное залегание песков и галечников, лежащих на размытой поверхности силурийских и девонских отложений, а также прорывающих их гранитов Зейского прогиба.

По материалам буровых работ установлено, что по северному краю впадины рыхлые кайнозойские пески и глины, переслаивающиеся с покровами кайнозойских же оливиновых базальтов, излияния которых также приурочены к длительно живущей зоне Южно-Тукурингрского разлома, подстилаются вулканогенными породами (порфиритами и их туфами) верхнего мела.

К югу от крупнейшей зоны Южно-Тукурингрского разлома и сопряженной с ней системы впадин располагается обширная территория юго-восточной части Монголо-Охотского пояса и восточно-азиатских герцинид. В ее пределах в кайнозойское время, начиная с самых верхов верхнего мела, происходит образование уже другого платформенного типа кайнозойских структур — широких синеклиз (Зейско-Буреинская, Сунляу и др.), выполненных рыхлыми кайнозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями и разделенных между собой крупными сводовыми поднятиями.

В процессе формирования кайнозойских структур одни из мезозойских прогибов вновь вовлекаются в опускания и оказываются частично или полностью погребенными под чехлом рыхлых кайнозойских осадков, выполняющих синеклизы, другие — в поднятия, как, например, юрско-меловой прогиб Большого Хингана.

На советской территории располагается одна из таких крупных синеклиз — Зейско-Буреинская.

Зейско-Буреинская синеклиза

Эта синеклиза имеет неправильные изометричные очертания, несколько вытянутые в северо-западном направлении, параллельно долине Амура. Размеры ее около 500 *км* в длину и 350 в ширину.

Главная часть этой структуры располагается в бассейне нижнего течения левых притоков Амура — Зеи и Буреи, в пределах широкой Зейско-Буреинской равнины. С востока она ограничена поднятием Туранского и Буреинского хребтов с севера — предгорьями хребтов Тукурингра и Джагды, а с юго-запада — поднятием хребтов Малого Хингана (китайского) и Ильхури-Алиня.

Изучение структуры Зейско-Буреинской синеклизы в последние годы значительно продвинулось благодаря произведенным здесь комплексным геофизическим исследованиям — аэромагнитным, гравиметрическим и другим,— а также первым пробуренным скважинам, достигшим глубины около 2 *км*.

Синеклиза выполнена рыхлыми отложениями цагаянской серии, состоящей, по данным В. И. Финько и Е. Д. Заклинской (1958), из трех свит (снизу вверх): цагаянской (сенон-датский ярус) кивдинской (палеоцен — эоцен) и водораздельной (олигоцен). Максимальной мощности отложения этих свит достигают в юго-восточной части синеклизы.

В западной части синеклизы, к западу от долины Зеи, они залегают на размытой пенепленизированной поверхности дислоцированных и прорванных гранитами палеозойских и более древних отложений Зее-Селемджинской зоны, а также на юрских и меловых отложениях краевой части Амуро-Зейского прогиба и на небольших грабен-синклиналях (Бельчирской и др.), описанных выше.

Фундаментом восточной части Зейско-Буреинской синеклизы (восточнее Зеи) являются кристаллические породы Хингано-Буреинского срединного массива и краевая часть палеозойской Зее-Селемджинской зоны, включающая Мало-Хинганский синклинорий и, возможно, восточную ветвь Норского синклинория, с наложенными на них мезозойскими впадинами и прогибами, выполненными вулканогенно-осадочными отложениями преимущественно нижнего мела и верхнемеловыми эффузивами.

Внутренняя структура Зейско-Буреинской синеклизы еще слабо изучена, однако, имеющиеся геологические и геофизические материалы позволяют в следующем виде наметить ее строение. Отложения цагаянской серии в пределах синеклизы почти на всем ее протяжении залегают практически горизонтально или со слабыми углами наклона, измеряемыми минутами. На всей площади синеклизы залегает верхняя, водораздельная свита песков с прослоями глин и галечников, мощностью 100—120 *м*. В западной части синеклизы, к западу от долины Зеи, рыхлые отложения водораздельной свиты залегают непосредственно на пенепленизированной и измененной (кора выветривания) поверхности палеозойских кристаллических пород и местами на мезозойских эффузивно-осадочных отложениях.

В восточной части синеклизы, на междуречье Зеи и Буреи, пески водораздельной свиты олигоцена согласно перекрывают угленосные отложения кивдинской свиты, к которой приурочены Кивдо-Райчихинское и Архаро-Богучанское месторождения бурого угля. Мощность кивдинской свиты здесь около 400 *м*.

Максимальной мощности рыхлые отложения цагаянской серии достигают на юге центральной части Зейско-Буреинской синеклизы, где под кивдинской свитой согласно залегают песчано-галечные отложения цагаянской свиты, мощностью около 100 *м*. Эти отложения здесь, в свою очередь, перекрывают мезозойские прогибы призейской полосы опусканий, погребенной под чехлом рыхлых отложений мезо-кайнозоя.

Имеющиеся геофизические (гравиметрические и магнитные) данные, полученные в результате работ ДВГУ, конторы Востсибнефтегеофизика и других организаций, позволили В. Г. Васильеву, В. Т. Веберу, Л. И. Красному и другим выступить в печати с различными вариантами интерпретации тектонического строения глубинных частей Зейско-Буреинской синеклизы.

Ниже делается попытка дать описание тектоники основания Зейско-Буреинской синеклизы по имеющимся геофизическим данным с учетом геологических структур обнаженной части Зее-Селемджинской складчатой зоны и Хингано-Буреинского срединного массива с наложенными на них мезозойскими прогибами и впадинами, частично погребенными под чехлом рыхлых отложений Зейско-Буреинской синеклизы.

Параллельно долине Зеи в ее нижнем течении под чехлом рыхлых мезокайнозойских отложений имеет место резкое погружение поверхности кристаллического фундамента Зейско-Буреинской синеклизы в виде прямолинейного уступа северо-северо-восточного простирания. Этот уступ, как отмечалось при описании докембрийских структур, по-видимому, совпадает с Зейской зоной разлома, ограничивающей с юго-востока крупный Селемджино-Благовещенский антиклинорий.

К западу от Зейского разлома поверхность кристаллического фундамента под рыхлыми отложениями располагается в среднем на глубине от 100 до 500 *м*, а к востоку от разлома она опускается на глубину от 1500 до 2000 *м*.

Непосредственно к юго-востоку от Зейского разлома параллельно отмеченному уступу располагается Призейская зона глубоких прогибов и впадин, в пределах которой выделяются Куйбышевско-Белогорская на северо-востоке и Дмитриевско-Лермонтовская на юго-западе.

К Куйбышевско-Белогорской впадине северо-восточного простирания приурочены отрицательные аномалии силы тяжести, соответствующие максимальному погружению кристаллического фундамента. Глубина залегания фундамента в ее пределах по расчетным данным составляет от 1 до 2—2,5 *км*. По направлению на север эта впадина постепенно выполаживается, глубина залегания кристаллического фундамента под поверхностью рыхлых отложений достигает 500 *м* и менее.

На восточном борту Куйбышевско-Белогорской впадины, в окрестностях ст. Куйбышевка-Восточная близ с. Белогорка (в зоне больших градиентов значений силы тяжести), пройдена первая глубокая скважина, которая, по данным И. Н. Сулимова, после рыхлых отложений цагаянской серии, мощностью 426 *м*, вошла в толщу мезозойских отложений. Верхняя часть разреза мезозойских отложений слабо дислоцирована (слои залегают под углом 10°), сложена переслаивающимися между собой песчаниками, аргиллитами и алевролитами с прослоями углистых сланцев и имеет мощность около 760 *м*. В аргиллитах обнаружены остатки пресноводной фауны, а также споро-пыльцевые комплексы нижнего мела. Нижняя часть разреза мезозойских отложений, мощностью около 435 *м* представлена переслаиванием покровов кварцевых порфиров, перлитов и их туфов и порфиритов с кварцевыми песчаниками, известковистыми и углистыми аргиллитами и алевролитами.

Под эффузивно-осадочными отложениями на глубине 1988 *м* Белогорская скважина достигла кристаллического фундамента, сложенного верхнепалеозойскими интрузивными породами (диоритами и гранитами) с абсолютным возрастом 231 млн. лет.

Таким образом, общая мощность мезозойских отложений в этой впадине составляет около 1,5 *км*.

Вдоль Зейской зоны разлома, ограничивающей с северо-запада Куйбышевско-Белогорскую нижнемеловую впадину, погребенную под покровом рыхлых отложений, в последних, по данным М. В. Пиотровского, в окрестностях г. Свободного также наблюдаются сбросы небольшой амплитуды.

Непосредственно к югу от Куйбышевско-Белогорской впадины, восточнее и юго-восточнее г. Благовещенска, располагаются Дмитриевская и Лермонтовская впадины, образующие единую узкую полосу опусканий кристаллического фундамента, разделенные между собой небольшим поперечным поднятием. Дмитриевская и Лермонтовская впадины также характеризуются резко выраженной узкой зоной отрицательных аномалий силы тяжести, имеющей северо-восточное близкое к меридиональному простирание, прослеживающееся от долины р. Будунды (левый приток Зеи), пересекая нижнее течение Гильчин до долины Амура.

В пределах этой полосы глубокого (около 2000 *м*) погружения кристаллического фундамента, близ с. Лермонтовка, по данным В. С. Волхонина, Э. Н. Лишневского, А. П. Таркова и С. П. Судакова (1961), непосредственно под покровом рыхлых отложений цагаянской серии на глубине 165 *м* вскрыты песчано-аргиллитовые отложения нижнемелового возраста. Их мощность, пройденная скважиной, составляет 350 *м*; истинная мощность нижнемеловых отложений, по-видимому, значительно превышает эту цифру, так как скважина не вышла из толщи упомянутых пород. В структурном отношении Дмитриевско-Лермонтовская зона опусканий так же представляет собой узкий прогиб, выполненный нижнемеловыми и, возможно, верхнеюрскими эффузивно-осадочными отложениями. На китайской территории на южном продолжении этой структуры из-под покрова рыхлых цагаянских отложений Зейско-Буреинской синеклизы выходят верхнеюр-

ские эффузивно-осадочные отложения, выполняющие узкую грабен-синклиналь, имеющую субмеридиональное простирание и наложенную на кристаллическое основание палеозойских гранитоидов.

Кроме описанной системы впадин, сопряженных, по-видимому, с Зейским глубинным разломом, к востоку от них располагается другая система прогибов в кристаллическом основании, расположенных вдоль северо-западной границы Хингано-Буреинского срединного массива. Эти прогибы располагаются кулисообразно по отношению один к другому и протягиваются от долины р. Томь на севере до пос. Поярково на юге так же в северо-восточном близком к меридиональному направлении. К ним относятся (с севера на юг) Ромненский, Екатеринославский, Романовский и Михайловский прогибы.

В южной части восточной зоны прогибов, характеризующихся отрицательными аномалиями силы тяжести, соответствующей полосе опускания кристаллического основания на глубину от 1 до 1,5 *км*, к западу от с. Райчихинска пробурено несколько скважин максимальной глубиной в 758 *м*. По тем же данным (Волхонин, Лишневский, Тарков и Судаков, 1961), эти скважины под маломощным (70—80 *м*) покровом рыхлых отложений вскрыли нижнемеловые глинисто-песчанистые отложения с прослоями углей и вулканогенно-осадочные отложения различной мощности (от 225 до 700 *м*), с пресноводной фауной: Limnocyrena aff. nupehensis Grab., Viviparus aff. andreae (Ramm), Radix sp. (определенной С. М. Колесниковым). Михайловский прогиб сложен глинисто-песчанистыми и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего мела, мощностью более 700 *м*.

Между описанными зонами глубоких прогибов располагается зона положительных аномалий силы тяжести, представляющих собой локальные выступы или поднятия кристаллического основания, имеющие сильно вытянутую в северо-восточном направлении форму.

Непосредственно к юго-востоку от Куйбышевско-Белогорской впадины располагается один из таких выступов кристаллического фундамента, отделяющий впадину от Ромненского прогиба, расположенного вдоль юго-восточного края Зейско-Буреинской синеклизы.

Буровая скважина, заданная в 20 *км* к юго-востоку от Белогорской скважины, в пределах этого выступа, непосредственно под чехлом рыхлых кайнозойских отложений, вскрыла граниты палеозойского облика на глубине 358 *м*.

К востоку от Михайловского прогиба располагается небольшое Воскресеновское поднятие, в пределах которого нижнемеловые отложения имеют минимальную мощность =225 *м*. К востоку от Воскресеновского поднятия располагается Райчихинский прогиб, вдоль западного края которого буровой скважиной непосредственно под рыхлыми отложениями цагаянской серии на глубине 150 *м* вскрыты нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, мощность которых, пройденная скважиной, составляет более 400 *м* (скважина не вышла из мезозойских отложений). Близ г. Райчихинска нижнемеловые отложения перекрыты более мощными угленосными отложениями цагаянской серии. Вдоль восточного края Зейско-Буреинской синеклизы, в долине р. Буреи, из-под покрова рыхлых отложений на поверхность выходят кислые эффузивы (кварцевые порфиры и их пепловые туфы), характерные для вулканогенных комплексов нижнемелового возраста.

В западной части Зейско-Буреинской синеклизы, к западу от долины Зеи, под маломощным чехлом рыхлых отложений водораздельной свиты также, по-видимому, погребены небольшие грабены или грабен-синклинали, выполненные мезозойскими отложениями, близкие по своей структуре к мезозойским грабен-синклиналям Малого Хингана (китайского), о чем свидетельствуют локальные отрицательные аномалии силы тяжести, близкого к меридиональному простирания.

В 1960—1961 гг. в пределах западной части Зейско-Буреинской синеклизы также пробурено несколько скважин под покровом рыхлых отложений водораздельной свиты, вскрывших на глубине 100 *м* и менее палеозойские граниты и метаморфические породы. Одна из этих скважин близ с. Сычевка под покровом тех же кайнозойских рыхлых отложений вскрыла эффузивно-осадочные отложения нижнего мела, мощностью более 400 *м*.

На крайнем западе рыхлые отложения Зейско-Буреинской синеклизы, как указано выше, частично перекрывают дислоцированные юрско-меловые отложения краевой части крупного Амуро-Зейского прогиба, а также конгломераты и вулканогенно-осадочные отложения нижнего мела Бельчирской грабен-синклинали.

Сводовое поднятие Малого Хингана

К югу от Зейско-Буреинской синеклизы располагается поперечное поднятие Малого Хингана (китайского), имеющее северо-западное простирание и отделяющее эту синеклизу от еще более крупной синеклизы Сунляу, расположенной на китайской территории в пределах обширной равнины Сунляу (или Центрально-Маньчжурской). Поверхность поднятия Малого Хингана имеет высоту 400—600 *м* над уровнем моря или 300—400 *м* над поверхностью равнин Зейско-Буреинской и Сунляу и совпадает с современными орографическими единицами хребтов Малого Хингана (китайского) и Ильхури-Алиня. Поверхность этого поднятия характеризуется наличием плоских столовых вершин, свидетельствующих о длительном периоде выравнивания и пенепленизации, предшествующем возникновению поднятия. На общем фоне плоских и широких столовых гор, слагающих современный хребет Малый Хинган и Ильхури-Алинь, возвышаются лишь отдельные вершины, достигающие 680—782 *м* над уровнем моря.

На значительной части пенепленизированной поверхности поднятия Малого Хингана сохранились рыхлые отложения песков и галечников водораздельной свиты олигоцена. На северо-восточном склоне поднятия Малого Хингана, а также и на водоразделе его южной части рыхлые отложения водораздельной свиты приподняты на высоту 300—400 *м* над современным уровнем Зейско-Буреинской синеклизы, верхняя часть разреза которой сложена теми же отложениями.

Вдоль юго-западной границы Зейско-Буреинской синеклизы и поднятия Малого Хингана (китайского) располагаются кайнозойские базальтовые вулканы центрального типа (гора Змеиная и др.), а также обширные поля базальтовых потоков, представляющие собой, по-видимому, трещинные излияния, которые покрывают плоские вершины южной части Малого Хингана.

На советской территории вдоль разломов, ограничивающих юго-восточную часть Зейско-Буреинской синеклизы, в окрестностях гор Богучан и Архары, по материалам В. П. Петрова и В. И. Финько (1958), кайнозойские базальты образуют вулканические некки или небольшие лакколиты, прорывающие и метаморфизующие рыхлые отложения цагаянской серии.

Синеклиза Сунляу[1]

Эта синеклиза является одной из крупнейших мезо-кайнозойских структур, образовавшихся на размытой пенепленезированной поверхности герцинских складчатых образований и Хингано-Буреинского срединного массива, а также юрско-нижнемеловых прогибов и впадин восточноазиат-

[1] Новое название Центрально-Маньчжурской синеклизы (или впадины), введенное китайскими геологами в 1958 г.

ского типа. Тектоническое строение этой синеклизы в последние годы интенсивно изучается китайскими геологами в связи с ее нефтеносностью.

Размеры синеклизы Сунляу — около 900 *км* в длину при ширине 350 *км*. Главная часть этой структуры лежит за пределами рассматриваемой территории. Синеклиза Сунляу имеет северо-восточное простирание и прямолинейные очертания. Верхние горизонты отложений, выполняющих эту синеклизу, подобно Зейско-Буреинской относятся к мезо-кайнозою и могут быть в целом сопоставлены с цагаянской серией, охватывающей возраст от сенон-датского яруса верхнего мела до олигоцена включительно. Они представлены толщей песков с прослоями серовато-белых глин и бурых углей, а также галечников, в нижней части которой залегают пестроцветные слабосцементированные песчаники, глины и углистые сланцы (серия Унзими и Хцадянь). Максимальная мощность их составляет около 1,5 *км*.

Эти аналоги цагаянской серии залегают так же, как и в пределах Зейско-Буреинской синеклизы, почти горизонтально или с очень слабыми углами наклона. В краевых частях синеклизы Сунляу они лежат непосредственно на размытой поверхности метаморфизованных и дислоцированных палеозойских и более древних отложений и прорывающих их крупных палеозойских гранитных массивах.

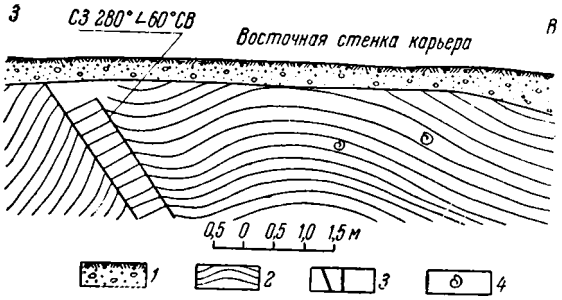
Соотношение рыхлых мезо-кайнозойских отложений, выполняющих синеклизу Сунляу, со структурами фундамента показывает, что в северной ее части под чехол рыхлых отложений непосредственно погружаются палеозойские гранитоиды Буреинского массива, геосинклинальные силурийские и девонские отложения Мало-Хинганского синклинория, а также наложенные на них небольшие грабены и грабен-синклинали юрско-нижнемелового возраста. На востоке мезо-кайнозойские отложения синеклизы Сунляу перекрывают складчатые геосинклинальные отложения так называемой верхнепалеозойской Гиринской зоны. На юго-западе они залегают на размытой поверхности дислоцированных юрских и меловых эффузивно-осадочных отложений, выполняющих крупные прогибы Большого Хингана и Таяншунский, а также на девонских отложениях и палеозойских гранитах, местами выступающих из-под покрова мезозойских эффузивов. Имеющиеся геофизические материалы показывают, что отмеченные палеозойские и мезозойские структуры с теми же простираниями продолжаются и под чехлом рыхлых отложений в фундаменте синеклизы Сунляу.

На значительной площади синеклизы Сунляу под поверхностью рыхлых мезо-кайнозойских отложений (аналог цагаянской серии) залегают также относительно слабо дислоцированные отложения мелового возраста, мощность которых составляет несколько сотен или более метров. Эти отложения, по данным китайских геологов, выходят из-под чехла рыхлых кайнозойских отложений во многих местах вдоль края синеклизы Сунляу, а также вскрыты буровыми скважинами в восточной части синеклизы в районе Чанлина, Хэйдэ, Женьминьчженя, Харбина и в других местах.

По наблюдениям автора, в окрестностях г. Нуньцзян (Мергень) вдоль северо-западного края синеклизы эти отложения представлены толщей тонкослоистых светло-серых аргиллитов и алевролитов, обычно известковистых, переслаивающихся с темно-серыми, почти черными битуминозными сланцами (нуньцзянская свита по Тану и Вонгу) с многочисленными отпечатками пресноводной фауны филлопод и остракод, весьма сходной с фауной тургино-витимской свиты Забайкалья, а также пыльцой покрытосеменных растений. Определения органических остатков из собранных нами образцов, проводились В. С. Заспеловой и Н. А. Болховитиной, по мнению которых эта толща может быть отнесена к верхам нижнего и низам верхнего мела.

Те же отложения, распространенные в центральной и юго-восточной частях синеклизы Сунляу, китайские геологи относят к сунгарийской серии верхнего мела и выделяют среди них две свиты: нижнюю — мергельную—

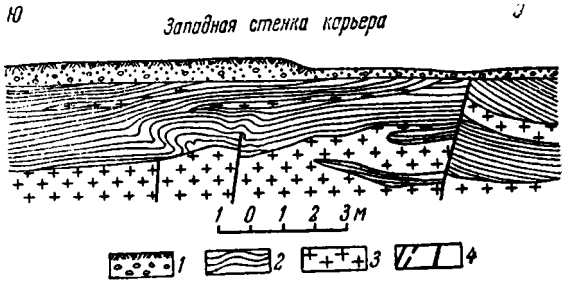
и верхнюю — сланцевую с прослоями кислых пепловых туфов и бентонитовых глин; в краевых частях синеклизы в их составе появляются более грубообломочные отложения. Отложения сунгарийской серии под чехлом рыхлых осадков залегают так же очень полого, местами в краевых частях синеклизы они пересечены сбросами, вблизи которых располагаются небольшие



Фиг. 150. Дислокации в верхнемеловых отложениях в северо-западной части синеклизы Сунляу.

1 — пески и галечники с почвенным слоем; *2* — аргиллиты (Cr_{1-2}); *3* — сбросы; *4* — места находок фауны

асимметричные складки. Такие структуры наблюдались нами в окрестностях г. Нуньцзян близ с. Колодзян. Здесь в крупных придорожных карьерах под покровом рыхлых кайнозойских отложений вскрыты светло-серые аргиллиты с пресноводной фауной ($Cr_{1,2}$), смятые в пологие асимметричные складки с углами падения слоев на крыльях от 5—10 до 60°, пересеченные сбросами северо-западного простирания. Ширина этих складок около



Фиг. 151. Сбросы в гнейсовом фундаменте близ с. Колодзян.

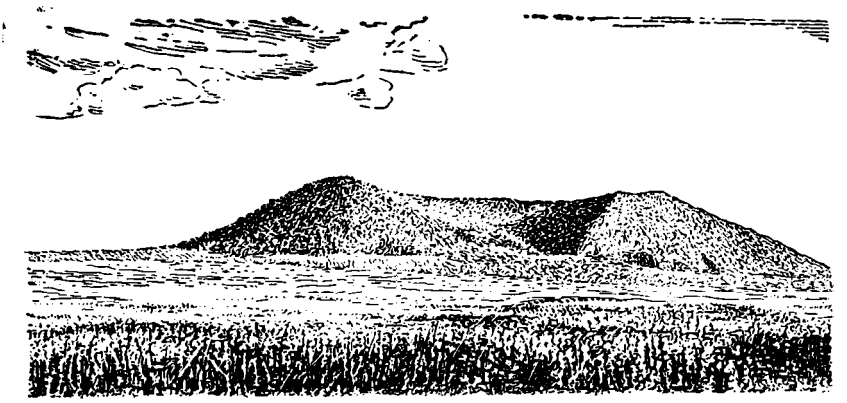
1 — пески и галечники; *2* — гнейсы; *3* — пегматито-аплиты; *4* — сбросы

10 *м*; они имеют крутое северо-западное крыло, пересеченное сбросами, и пологое юго-восточное (фиг. 150). По мере удаления от сбросов на расстоянии около 20 *м* падение слоев в аргиллитах быстро выполаживается почти до горизонтального. К западу от описанной зоны сбросов на значительном протяжении в аналогичных крупных дорожных карьерах под рыхлыми кайнозойскими отложениями выходят те же светло-серые, тонкоплитчатые (листоватые) аргиллиты, залегающие почти горизонтально.

В нескольких километрах к юго-западу от описанной зоны дислокаций у с. Колодзян из-под покрова рыхлых кайнозойских отложений синеклизы Сунляу (на том же гипсометрическом уровне) выходят породы кристаллического фундамента, представленные докембрийскими гнейсами, пронизанными пегматит-аплитами (фиг. 151). Кристаллические породы здесь также пересечены молодыми сбросами того же северо-западного и субмеридионального простирания (330—340°), плоскости смещения которых круто, под

углом 45—80°, падают на северо-восток к центру синеклизы Сунляу. Вдоль этих сбросов гнейсы пересечены дайками верхнемезозойских диорит-порфиритов и спессартитов, мощностью от 0,5 до 1,5 *м*.

К северо-западу от г. Нуньцзян граница синеклизы Сунляу с прилегающим Люотунским поднятием довольно резкая. Люотунское поднятие, сложенное палеозойскими и докембрийскими кристаллическими породами, на востоке круто обрывается вдоль края равнинной поверхности Сунляу. Параллельно северо-западному краю синеклизы здесь наблюдаются крупные ступенчатые сбросы северо-восточного простирания, вдоль которых проникли дайки верхнемеловых альбитофиров и кайнозойских базальтов.



Фиг. 152. Вулкан Нан-Шань, расположенный в зоне разлома на северо-западной окраине синеклизы Сунляу (рисунок Г. В. Жекулиной по фотографии)

Северная граница синеклизы Сунляу с описанным выше поперечным поднятием Малого Хингана (китайского) менее резкая — юго-западный склон Малого Хингана, постепенно выполаживаясь по направлению на юг, сливается с равнинной поверхностью синеклизы Сунляу. Складчатые среднепалеозойские и докембрийские отложения, слагающие поднятия, а также юрско-нижнемеловые отложения наложенных грабен-синклиналей погружаются под покров рыхлых мезо-кайнозойских отложений, выполняющих синеклизу Сунляу.

Кайнозойские отложения вдоль северной и северо-западной границ синеклизы также пересечены сбросами северо-восточного и близкого к широтному простирания, вдоль которых цепочкой располагаются многочисленные вулканические аппараты центрального типа (фиг. 152, 153), образующие различной величины вулканические конусы, сложенные лавами и туфами четвертичных субщелочных базальтов (Заварицкий, 1939). Цепь четвертичных вулканов, по данным А. М. Смирнова (1954) и других исследователей, окружает синеклизу Сунляу не только с севера и северо-запада, а также и с северо-востока. Такая же группа вулканов расположена вдоль южного края синеклизы на водоразделе рек Сунгари и Ляохэ.

Отдельные разломы, обрамляющие синеклизу Сунляу, были заложены еще в верхнем мезозое, но движения вдоль них возобновились и в новейшее кайнозойское и четвертичное время. Так, например, на юго-восточной окраине синеклизы Сунляу, по данным геологов Нагао и Киритани, четвертичные базальтовые вулканы располагаются вдоль сбросов, пересекающих дислоцированные и прорванные гранитами нижнемеловые отложения, причем интрузивные тела яншанских гранитоидов и вулканические конусы базальтов располагаются вдоль одних и тех же разломов, движения по которым возобновились в четвертичное время.

Изучение геофизических материалов последних лет позволяет высказать предположение, что кристаллический палеозойский и более древний фундамент синеклизы Сунляу под покровом рыхлых мезо-кайнозойских осадков и отложений сунгарийской серии имеет неровную поверхность. Здесь, так же как под покровом цагаянских отложений в пределах Зейско-Буреинской синеклизы, имеются различной величины прогибы и впадины субмеридионального и северо-восточного простирания.

Фиг. 153. Цепь вулканических конусов, сложенных базальтами и расположенных вдоль зоны разлома на северо-западной окраине синеклизы Сунляу (рисунок Г. В. Жекулиной по фотографии)

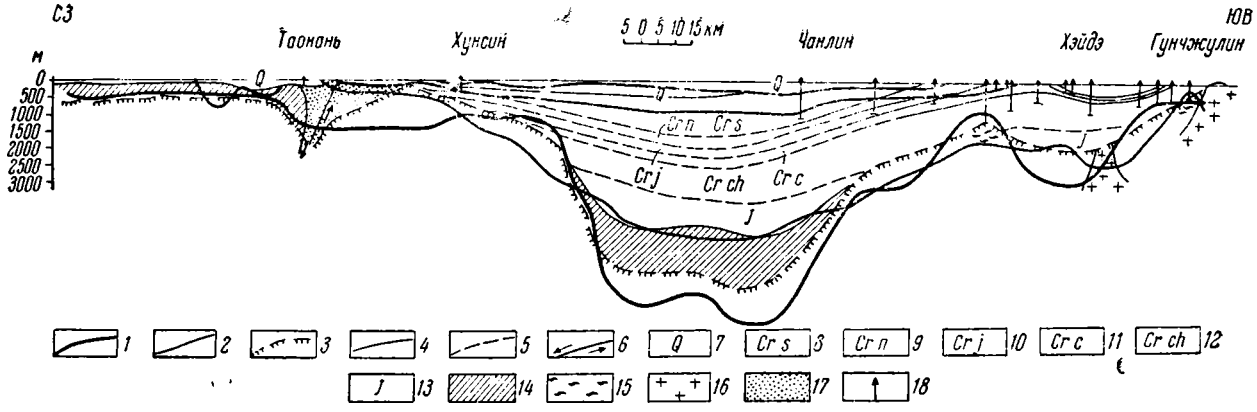
Наиболее крупная желобообразная впадина кристаллического фундамента располагается в центральной части синеклизы, в пределах которой глубина залегания фундамента, по расчетным данным геофизиков, достигает 2—6 *км* от поверхности равнины Сунляу. Глубина залегания фундамента в мелких впадинах, расположенных главным образом в южной части синеклизы, колеблется в пределах 2—3 *км*. Эти впадины разделены между собой выступами, имеющими удлиненную параллельно впадинам или куполовидную форму. На значительной части синеклизы глубина залегания кристаллического фундамента не спускается ниже 1 *км*.

Сопоставление геофизических и геологических данных позволяет так же, как и для Зейско-Буреинской синеклизы, предполагать, что эти прогибы и впадины кристаллического основания синеклизы Сунляу выполнены вулканогенно-осадочными и угленосными отложениями юры и низов нижнего мела (фиг. 154, 155).

Сравнение различных типов кайнозойских и мезо-кайнозойских структур

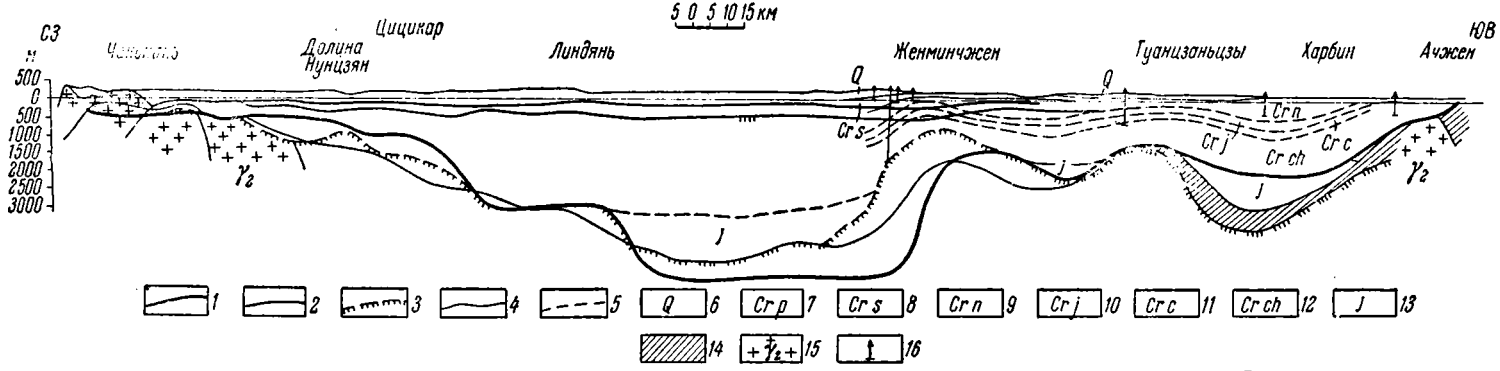
Сравнивая геологическое строение синеклизы Сунляу с Зейско-Буреинской можно придти к выводу, что их следует отнести к одной категории структур платформенного типа, однако в их строении можно отметить, с одной стороны, черты сходства, с другой,— некоторые различия.

Обе структуры по составу выполняющих их осадков и условиям их залегания, а также проявлениям магматизма резко отличаются от описанных юрско-нижнемеловых прогибов и грабен-синклиналей и представляют собой обширные плоские синеклизы, выполненные рыхлыми или слабо диагенетизированными, преимущественно тонкозернистыми осадками, накопление которых происходило на размытой и пенепленизированной поверхности как герцинских складчатых структур, так и мезозойских впадин и прогибов. Период формирования этих синеклиз можно рассматривать как



Фиг. 154. Геологический профиль через синеклизу Сунляу (Сунляуский бассейн) по линии Таонань—Гунчжулин.

1 — поверхность фундамента по данным магнитометрии; *2*—поверхность опорных горизонтов по электрозондированию; *3*—предполагаемая поверхность кристаллического фундамента; *4* — геологические границы достоверные; *5* — геологические границы предполагаемые; *6* — разрывы и направления смещения по ним; *7* — четвертичная система; *8*—*12* — меловая система (сунгарийская серия — различные свиты; *13* — юрская система); *14* — палеозой; *15* — ранний синий; *16* — интрузивы; *17* — эффузивы; *18* — пробуренные скважины



Фиг. 155. Геологический профиль через синеклизу Сунляу (Сунляуский бассейн) по линии Чаньнань — Ачжен.

1 — поверхность фундамента по данным магнитометрии; *2*—поверхность опорных горизонтов по электрозондированию; *3*—предполагаемая поверхность кристаллического фундамента; *4* — геологические границы достоверные; *5* — геологические границы предполагаемые; *6* — четвертичная система; *7*—*12* — меловая система (сунгарийская серия — различные свиты); *13* — юрская система; *14* — палеозой; *15* — интрузивы; *16* — пробуренные скважины

начало платформенной стадии развития южной части Монголо-Охотского пояса и прилегающих с юга герцинид Внутренней Монголии. Однако эти синеклизы несколько различаются между собой по возрасту и строению платформенного чехла, а следовательно, и по времени своего развития.

Осадочный чехол Зейско-Буреинской синеклизы сложен рыхлыми отложениями цагаянской серии (сенон-датский ярус — олигоцен). Осадочный чехол синеклизы Сунляу имеет двухчленное строение: верхний член, сложенный рыхлыми отложениями, по времени своего образования, вероятно, так же соответствует цагаянской серии, а нижний член, представленный слабо дислоцированными аргиллитами, алевролитами и битуминозными сланцами с подчиненными прослоями пепловых туфов и бентонитовых глин (сунгарийская серия), по возрасту охватывает верхи нижнего и низы верхнего мела. Аналогичного возраста отложения в пределах Зейско-Буреинской синеклизы под покровом рыхлых осадков цагаянской серии отсутствуют или представлены вулканогенно-осадочными образованиями, локализованными на сравнительно небольших участках в узких приразломных мульдах. Только в южной части Зейско-Буреинской синеклизы под чехлом рыхлых кайнозойских отложений располагаются более крупные верхнемезозойские прогибы, подобные Таяншунскому.

Из этого различия можно сделать вывод, что начало платформенного развития синеклизы Сунляу относится к более раннему периоду времени, а именно к верхам нижнего мела и верхнему мелу, в то время как начало образования Зейско-Буреинской синеклизы может быть отнесено к самым верхам верхнего мела — сенон-датскому ярусу. Иными словами, время образования синеклизы Сунляу охватывает более длительный промежуток времени, чем Зейско-Буреинской и размеры ее несоизмеримо больше последней.

В олигоцене, во время накопления песчаных отложений водораздельной свиты, обе синеклизы почти сомкнулись и только в более позднее время, вероятно уже в неогене и четвертичном периоде, снова возникло разделяющее их поперечное поднятие Малого Хингана (китайского), на пенепленизированной поверхности которого на значительной площади сохранились желтовато-бурые и серые пески водораздельной свиты, как свидетели временного его опускания.

Ко времени вторичного поднятия Малого Хингана (китайского), вероятно, также относятся и новые подвижки вдоль краевых разломов, местами обрамляющих синеклизы, и возникновение новых кайнозойских разломов, послуживших путями проникновения для верхнетретичных и четвертичных базальтовых лав.

В отмеченном выше различии в строении и составе отложений чехла, выполняющего описанные синеклизы, может заключаться одна из причин существующего различия в нефтепроявлениях этих структур.

По своей форме, а также по составу выполняющих осадков синеклизы Зейско-Буреинская и Сунляу резко отличаются от близких им по возрасту кайнозойских впадин байкальского типа, имеющих широкое развитие в западной части Монголо-Охотского пояса и в Прибайкалье, расположенных в пределах так называемой Монголо-Байкальской зоны сейсмоактивных кайнозойских структур и прослеживающихся далее на восток вдоль южной окраины Алданского щита и Станового хребта и краевой восточной части Монголо-Охотского пояса (фиг. 148).

Для впадин байкальского типа характерны при различной их величине сравнительно узкая и сильно удлиненная форма, обычно параллельная обрамляющим эти впадины разломам (с одной или с двух сторон), а также наличие относительно крутых наклонов слоев вблизи разломов (до 10—15°) и очень пологих брахисинклинальных структур в центральной части впадин, нередко разделенных небольшими поперечными поднятиями (перемычками).

Впадины байкальского типа обычно располагаются в виде линейных систем, вытянутых либо вдоль зон глубинных разломов, имеющих длительное развитие, либо связанных с новейшими кайнозойскими разломами, секущими древние структуры. Первые нередко наследуют развитие описанных выше мезозойских приразломных прогибов.

Состав рыхлых или слабо диагенетизированных отложений в пределах впадин байкальского типа отличается очень резкими фациальными изменениями (от пород грубозернистого состава до тонкозернистых и пелитовидных разновидностей) по направлению от бортов впадин к их центральной части.

Положительные структуры (поднятия), разделяющие линейные системы впадин байкальского типа, отличаются весьма расчлененным горным рельефом. Амплитуда поднятий и опусканий в районе Прибайкалья, по данным Н. А. Флоренсова (1960), достигает 4—6 *км*.

Описанные два типа кайнозойских и мезо-кайнозойских структур, как видно из приведенного выше их рассмотрения, пространственно разобщены между собой и, таким образом, позволяют для кайнозойского времени так же провести тектоническое районирование в пределах Монголо-Охотского пояса и выделить две различные области — с е в е р н у ю область сейсмоактивных кайнозойских структур, непосредственно примыкающую к Байкальской зоне и зоне Станового хребта, охватывающую юго-западную и северо-восточную части Монголо-Охотского пояса, и ю ж н у ю расположенную к югу от зоны слабо сейсмоактивных кайнозойских структур, примыкающей к системе Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского глубинных разломов.

Северо-западная граница южной зоны проходит примерно параллельно границе крупного кайнозойского сводового поднятия Большого Хингана, обрамленного крутым Западно-Хинганским глубинным разломом северо-восточного простирания.

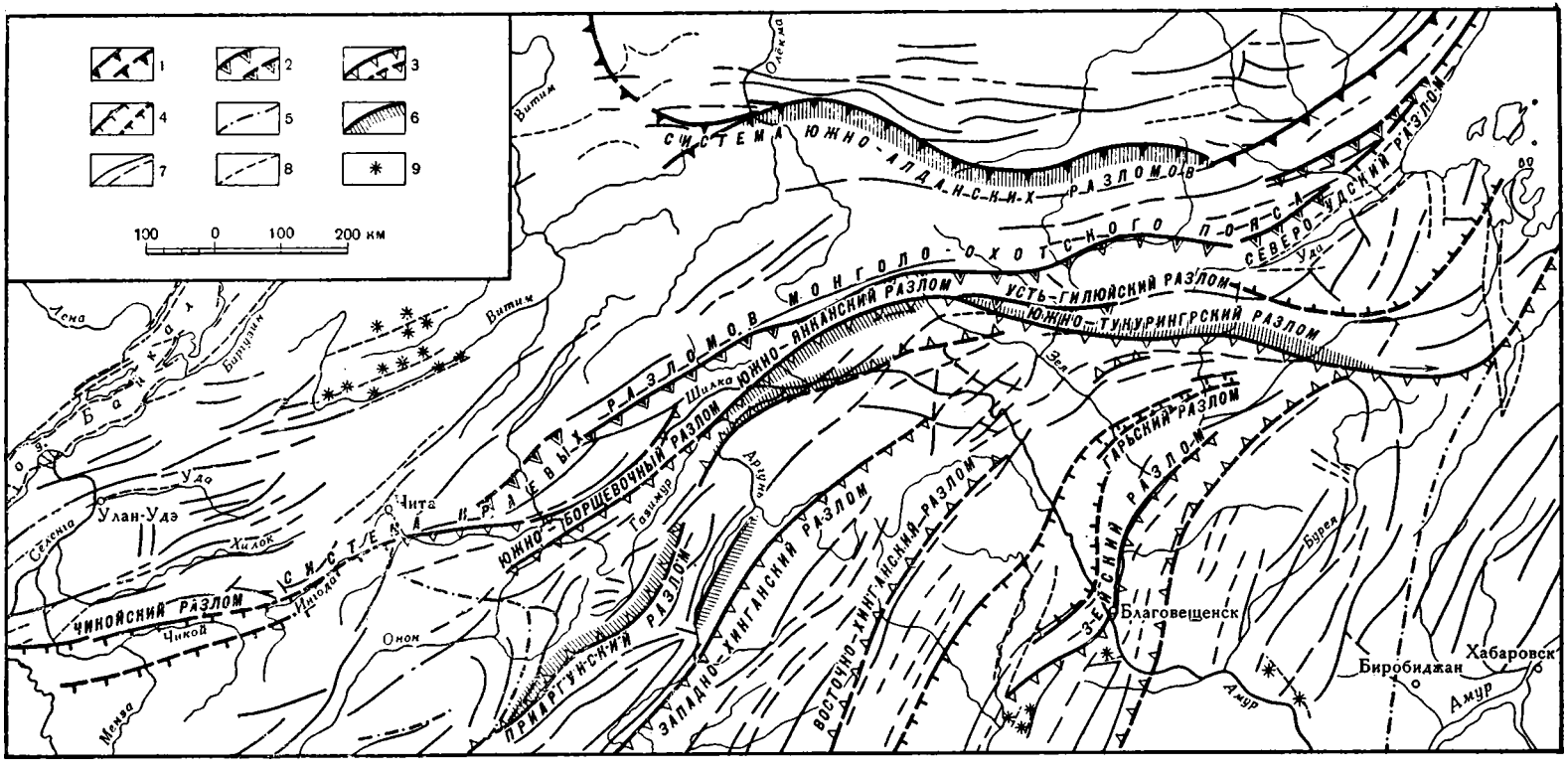
Для северной области характерно развитие в кайнозое впадин и поднятий байкальского типа, нередко унаследованных от мезозойских приразломных впадин и прогибов. Для южной области характерным является образование очень крупных широких и плоских синеклиз платформенного типа, развивающихся на глубоко денудированной поверхности палеозойских геосинклинальных структур и наложенных на них мезозойских (юрско-меловых) прогибов и грабен-синклиналей.

Вулканические проявления, сопровождающие образование впадин и поднятий байкальского типа, а также синеклиз, характеризуются наличием излияний базальтовых лав трещинного или центрального типа, которые приурочены к разломам, обрамляющим кайнозойские впадины или возникшим в пределах разделяющих их сводовых поднятий.

Разломы Монголо-Охотского пояса

В строении Монголо-Охотского пояса большое значение имеют разломы, которые были заложены и существовали в различные стадии развития крупных геосинклинальных структур палеозойской Монголо-Охотской геосинклинальной системы, и многочисленные молодые мезозойские разломы. Среди них выделяются крупные, протягивающиеся на сотни и даже тысячи километров и обычно располагающиеся на границах крупных структурных элементов, и более мелкие разломы и трещины, либо сопряженные с крупными, либо имеющие самостоятельное значение.

Крупные разломы Монголо-Охотской геосинклинальной системы заложились в разное время докембрия и палеозоя и имеют длительное унаследованное развитие вплоть до мезозойского и кайнозойского времени (фиг. 156). Согласно классификации, предложенной А. В. Пейве (1945, 1956$_{1,2}$), мы относим их к типу геосинклинальных глубинных разломов. Главными



Фиг. 156. Схематическая карта разломов Монголо-Охотского пояса (составила М. С. Нагибина в 1961 г.). В районе Западного Прибайкалья разломы нанесены по материалам Н. А. Флоренсова, Л. И. Салопа и Ю. А. Чернова.

1 — длительно развивающиеся глубинные разломы, заложившиеся в протерозое; *2* — длительно развивающиеся глубинные разломы, заложившиеся в рифее; *3* — длительно развивающиеся глубинные разломы, заложившиеся в нижнем палеозое и частично (Южно-Тукурингрский и Гарьский) в рифее; *4* — длительно развивающиеся глубинные разломы, заложившиеся в среднем палеозое (силуре или девоне); *5* — верхнепалеозойские разломы; *6* — крупные зоны рассланцевания вдоль глубинных разломов; *7* — мезозойские разломы, заложившиеся в различное время от триаса до верхнего мела; *8* — кайнозойские разломы; *9* — потухшие (базальтовые) вулканы кайнозойского возраста

признаками их являются следующие: они располагаются на границах крупных тектонических структур, имеют длительное развитие, влияют на распределение формаций и являются, по выражению А. В. Пейве (1956₁), «самыми консервативными и устойчивыми структурами, которые сохраняются от одного периода развития к другому». Они имеют сложное внутреннее строение, являются зонами проницаемости для магматических расплавов основного и кислого состава и совпадают с простиранием сопряженных с ними складчатых структур. Все перечисленные признаки свидетельствуют о том, что эти разломы имеют глубокое заложение и пересекают сиалическую оболочку Земли.

Палеозойские и более древние разломы

К категории глубинных разломов прежде всего следует отнести систему краевых разломов, отделяющих палеозойскую Монголо-Охотскую геосинклинальную систему от древних складчатых областей — байкалид Прибайкалья и протерозоид Станового хребта. Эти разломы имеют северо-восточное простирание и заложились в различных частях протяженной более чем на 2500 *км* зоны в разное время. Наиболее ранние из них заложились в рифее на границе области нижнепротерозойской складчатости Станового хребта и крупнейшей Монголо-Охотской ветви рифейской геосинклинали. К ним относятся с востока на запад — Северо-Удский и Северо-Янканский разломы и разломы, расположенные к северу от долины Шилки. К системе тех же древнейших разломов следует относить и Усть-Гилюйский, расположенный несколько южнее, параллельно системе упомянутых выше краевых разломов. Эти разломы являлись северной границей распространения эвгеосинклинальных формаций верхнего докембрия, представленных метаморфическими сланцами различного состава, переслаивающимися с метаморфизованными основными и кислыми эффузивами. К северу от разломов располагаются гнейсовые серии нижнего протерозоя и архея.

К югу от краевых разломов параллельно или почти параллельно им в нижнем палеозое заложились системы глубинных разломов, расчленивших Монголо-Охотскую геосинклиналь на разнородные структурные элементы. Возникновение и развитие этих разломов было сопряжено с образованием внутри крупной Монголо-Охотской геосинклинали локальных зон геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. При этом изгибающие напряжения достигали максимума в осевых частях прогибов, а срезывающие напряжения — в краевых зонах сопряжения прогибов и поднятий. Такой порядок распределения напряжений, по А. Т. Асланяну (1960), и обусловил приуроченность разломов глубокого заложения к краям тектогенов или границам геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. В процессе развития этих структур глубинные разломы были теми поверхностями, которые служили границей распределения разнородных — геосинклинальных и геоантиклинальных — формаций, как это было показано выше при описании палеозойских тектонических структур, начиная с нижнего палеозоя (кембрия).

В нижнем палеозое образовались также разломы, кулисообразно причлененные к описанным выше древнейшим краевым разломам Монголо-Охотской геосинклинальной системы и нарастившие их далее к юго-западу. К этим разломам относятся — Северо-Борщевочный и Ингодино-Шилкинский, ограничивающие с севера распространение геосинклинальных формаций нижнего палеозоя.

К глубинным разломам, заложившимся в нижнем палеозое во внутренних частях палеозойской геосинклинальной системы, относятся разломы— Южно-Борщевочный, Южно-Янканский и Южно-Тукурингрский, образующие зону разломов северо-восточного простирания, которая, постепенно

изгибаясь на северо-востоке, меняет свое направление на субширотное — северо-западное (Южно-Тукурингрский разлом). Эта зона глубинных разломов, протягивающаяся более чем на 1600 *км*, ограничивает с юга краевые антиклинории Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

К юго-востоку от этих разломов протягивается крупнейший Приаргунский разлом северо-восточного простирания, который прослеживается вдоль верхнего течения Амура и низовьев Аргуни на китайской территории и уходит далеко на юго-запад параллельно долине верхнего течения Урулюнгуя, пересекая территорию Советского Приаргунья, в Северо-Восточную Монголию. Этот разлом располагается вдоль северной границы крупного Приаргунского геоантиклинального поднятия и глубоких геосинклинальных прогибов — Центрального Забайкальского и Верхне-Амурского.

Крупные глубинные разломы Западно- и Восточно-Хинганский также имеют северо-восточное простирание и располагаются вдоль северо-западной и юго-восточной границ глубочайшего геосинклинального палеозойского прогиба Большого Хингана.

Система параллельных крупных разломов северо-восточного простирания, как глубинного заложения, так и более мелких, располагается в юго-восточной краевой части Монголо-Охотской геосинклинальной системы — в Зее-Селемджинской зоне. Эти разломы, заложившиеся как в нижнем палеозое (Зейский), так и более молодые — силурийского времени — ограничивают здесь узкие геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклинальные поднятия. На отдельных участках они прослеживаются непосредственно на поверхности или по геофизическим данным под чехлом рыхлых мезо-кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы. Они ориентированы параллельно или субпараллельно разлому, ограничивающему с северо-запада крупный Хингано-Буреинский срединный массив.

Более молодые глубинные разломы палеозойского времени заложились в среднем палеозое — силуре или девоне как во внутренних частях, так и в краевой зоне Монголо-Охотской геосинклинальной системы. К ним относятся Чикойский и некоторые разломы Зее-Селемджинской зоны, а также разломы, ограничивающие Удско-Шантарский синклинорий, наложенный на протерозойское и рифейское основание в северо-восточной части Монголо-Охотского пояса.

Чикойский разлом северо-восточного простирания располагается вдоль долины Чикоя и является наиболее молодой структурой в системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса, отделившей герцинскую геосинклинальную систему от байкальских (или раннепалеозойских, в понимании некоторых авторов) складчатых областей Прибайкалья и бассейна Джиды. Чикойский разлом ограничивает с севера зону краевых антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы и является северной границей распространения геосинклинальных формаций среднего палеозоя. К северу от Чикойского разлома имеются лишь небольшие выходы континентальных терригенных отложений среднего палеозоя.

Кроме перечисленных крупных разломов глубокого заложения, имеются, как указано выше, мелкие разломы — сбросы и надвиги преимущественно того же северовосточного простирания, осложняющие палеозойские складчатые структуры. Особенно много их в пределах Зее-Селемджинской зоны, непосредственно примыкающей к жесткому Хингано-Буреинскому срединному массиву, и в зоне Удско-Шантарского синклинория, наложенного на протерозойское и байкальское кристаллическое основание.

Из изложенного видно, что зона краевых разломов Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системы имеет длительное развитие, различные ее звенья, кулисообразно сочленяющиеся между собой, были заложены в разное время в процессе развития этой системы — в рифее, нижнем и среднем палеозое. Эта гигантская система краевых разломов Монголо-Охотского пояса продолжается

далеко на юго-запад, пересекая долину р. Селенги и на всем протяжении отделяет с севера крупнейшую Восточно-Азиатскую герцинскую складчатую область от более древних складчатых сооружений юго-востока Сибири.

В последнее время появилась тенденция упрощать строение этого интереснейшего и важнейшего линеамента, рассматривать его, например, как единый Монголо-Охотский разлом (Васильев, Волхонин, Гришин, Иванов, Маринов, Мокшанцев, 1959). Совершенно неправильно поступают другие авторы (Горжевский и Лазько, 1961), которые к зоне краевого Монголо-Охотского разлома причисляют различные глубинные разломы внутренних частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы, такие как Южно-Янканский, Южно-Тукурингрский и другие, при этом с легкостью ссылаясь на автора, в то время, когда автор (Нагибина 1958₁, 1960₁) никогда не относила упомянутые выше глубинные разломы к краевому Монголо-Охотскому разлому. Как было показано выше и в более ранних работах автора, эти разломы в Верхнем Приамурье имеют более позднее заложение, чем система краевых разломов, и занимают другое структурное положение.

Значительно меньше распространены в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы разломы верхнепалеозойского возраста. К ним относятся разломы, ограничивающие остаточные геосинклинальные прогибы пермского возраста — Борзинский, Чиронский и другие, ограничивающие с востока и с севера Агинское поднятие, начало образования которого также относится к пермскому времени. Кроме того, в верхнепалеозойское время происходили движения и вдоль более древних нижне- и среднепалеозойских глубинных разломов. Так, например, система приразломных прогибов, выполненных морскими терригенными пермскими отложениями, развивалась вдоль зоны краевых разломов Монголо-Охотского пояса (Причикойские прогибы, Чиронский и др.). Отдельные небольшие прогибы, выполненные континентальными пермскими отложениями, развивались вдоль крупного Приаргунского разлома во внутренних частях палеозойской геосинклинальной системы.

Рассмотренные палеозойские и более древние разломы Монголо-Охотской геосинклинальной системы имеют различную глубину заложения и в различные стадии развития геосинклинальных структур являлись, как указано выше, зонами проницаемости для магматических расплавов основного или кислого состава, образовавших разного состава и формы интрузивные тела и покровы вулканических пород.

С краевыми разломами Монголо-Охотского пояса, а также с некоторыми глубинными разломами внутренних частей геосинклинальной системы в нижне- и среднепалеозойское время связано внедрение основных и средних интрузивных пород. К ним относятся основные и средние породы депского интрузивного комплекса (Южно-Тукурингрский и другие разломы), интрузии габбро, габбро-диабазов и габбро-норитов среднего и верхнего палеозоя (Ингодино-Шилкинский, Южно-Янканский и Южно-Тукурингрский разломы), а также крупные гранитные тела средне- и верхнепалеозойского возраста, обычно конкордантные по отношению к вмещающим складчатым структурам.

Мезозойские разломы

Исключительно широкое распространение дизъюнктивные дислокации получили в мезозойское время в процессе ревивации (оживления палеозойских и более древних структур) Монголо-Охотского пояса и прилегающих с севера докембрийских структур Сибирской платформы. Разломы эти возникали в процессе линейного коробления жесткого кристаллического основания под влиянием мезозойских тектонических движений в краевой части на востоке Азиатского континента, прилегающего к мезозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского пояса.

В результате мезозойских тектонических напряжений возобновлялись движения вдоль описанных выше глубинных разломов палеозойского и более древнего заложения и возникали многочисленные новые разломы различного значения и различной глубины заложения. Большинство мезозойских разломов, как это хорошо видно на прилагаемой карте (фиг. 156), конформны системе палеозойских глубинных разломов и имеют северо-восточное простирание.

Кроме продольных разломов северо-восточного простирания, меньше распространены поперечные и диагональные субмеридиональные и субширотные разломы.

По времени образования они являются разновозрастными, это определяется как по отношению их к мезозойским прогибам и впадинам, так и на основании пересечения одних разломов другими.

Среди мезозойских разломов следует выделять конседиментационные[1] разломы, сопряженные с образованием мезозойских прогибов и впадин, существовавшие во время накопления осадков, заполнивших возникающие мезозойские прогибы, и разломы более поздние по времени заложения, пересекающие мезозойские отложения в прогибах и не влиявшие на распределение осадков.

На пространственное распределение мезозойских разломов большое влияние оказывало строение фундамента. Под влиянием мезозойских тектонических движений возобновлялись подвижки вдоль всех палеозойских и более древних глубинных разломов и большинство из них становились конседиментационными разломами в мезозойское время.

Система узких асимметричных приразломных прогибов, выполненных морскими терригенными отложениями верхнетриасового возраста и вулканогенно-осадочными континентальными триасовыми отложениями, приурочена к зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса–Селенгинскому, Ингодино-Шилкинскому, Нижне-Шилкинскому и Удскому. К той же системе краевых разломов приурочены различной величины приразломные прогибы и впадины юрского и нижнемелового возраста, выполненные терригенными и вулканогенными отложениями морского и континентального происхождения. К ним относятся Удский юрско-меловой асимметричный прогиб, приразломные мульды, выполненные вулканогенно-осадочными юрскими и нижнемеловыми отложениями и сопряженные с Северо-Янканским глубинным разломом, юрские и нижнемеловые приразломные прогибы и грабен-синклинали Пришилкинской зоны, а также Верхне-Ингодинский и Чикойский прогибы.

В зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса и в кайнозойское время происходили подвижки и образование впадин, выполненных кайнозойскими третичными (шилкинские конгломераты) и четвертичными грубообломочными отложениями.

К зоне глубинных разломов — Южно-Борщевочного, Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского — приурочены узкие приразломные асимметричные прогибы и грабен-синклинали юрского и нижнемелового возраста, выполненные терригенными, вулканогенно-осадочными и угленосными отложениями — Ундинская, Балейская, Усть-Шилкинский, Северный — и приразломные мульды, сложенные вулканогенными породами верхнемелового возраста в окрестностях г. Зеи и в верховьях Селемджи. Вдоль той же зоны разлома в кайнозойское время происходило формирование впадин, выполненных третичными и четвертичными отложениями (Уруша-Ольдойской, Верхне-Урканской, Тыгдинской и Пиканской), и излияние базальтов и андезитов.

Южно-Борщевочный и Приаргунский глубинные палеозойские разломы ограничивали с северо-запада и юго-востока крупный Восточно-Забайкаль-

[1] Термин, примененный в работах Н. А. Флоренсова.

ский прогиб и влияли, как было показано выше, на распределение мощностей морских и прибрежно-континентальных (алгачинская фация) юрских терригенных отложений. На северо-западе Приаргунский разлом служил границей распределения морских и прибрежно-континентальных юрских отложений в юго-западной части Ольдойского прогиба. К Приаргунскому разлому, кроме того, приурочены узкие, сильно вытянутые параллельно ему, грабен-синклинали, выполненные угленосными и пирокластическими отложениями нижнего мела — Верхне-Урулюнгуйская, Урюмканская, Чашино-Ильдиканская и др. В третичное и четвертичное время вдоль зоны Приаргунского и сопряженных с ним более мелких разломов происходило излияние базальтов и липаритов.

Западно- и Восточно-Хинганский разломы, ограничивающие с северо-запада и юго-востока крупный юрско-меловой прогиб Большого Хингана, влияли на распределение мощностей и фаций вулканогенно-осадочных отложений. С теми же разломами в кайнозойское время связано излияние андезитов и базальтов.

Вдоль многочисленных разломов Зее-Селемджинской зоны в верхнеюрское и нижне- и верхнемеловое время также формировались небольшие приразломные прогибы и грабен-синклинали, выполненные терригенными угленосными и вулканогенными отложениями.

Соотношению разломов и прогибов в жестком основании при формировании мезозойских и кайнозойских структур Прибайкалья большое внимание уделил Н. А. Флоренсов ($1954_{1, 3, 4}$, 1960) в своих последних работах, после того как признал весьма существенную роль разломов при формировании подобного типа структур. На ряде хорошо изученных мезозойских и кайнозойских прогибов и впадин Прибайкалья упомянутый автор показал взаимосвязанность в развитии этих разнородных структурных форм. По его мнению, «разломы... не только вызывают явления прогибания..., но и сами развиваются (или оживают) под влиянием прогибов».

Кроме продольных конседиментационных разломов, продолжавших в мезозое развитие более древних палеозойских разломов, возникали новые поперечные, субмеридиональные и субширотные конседиментационные разломы. Наиболее существенное влияние на рапределение мощностей мезозойских отложений имели субмеридиональные разломы, ориентированные параллельно простиранию мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса. Вдоль этих разломов, ограничивающих крупные мезозойские прогибы с юго-запада, происходило накопление осадков максимальной мощности (см. таблицу 14). С этими разломами так же, как и с продольными местами, связано формирование отдельных приразломных впадин, поперечных по отношению к простиранию более крупных мезозойских прогибов (Харанорская грабен-синклиналь и др.).

Конседиментационные разломы как продольные, унаследованные от палеозойской стадии развития, так и новообразованные поперечные, кроме того, являлись зонами проницаемости для мезозойских гранитоидов и малых интрузий, как было показано выше при характеристике структурного положения мезозойских интрузивных пород. Наиболее крупные мезозойские гранитные массивы триасового и юрского возраста приурочены к системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса.

К более поздним, пересекающим мезозойские отложения во впадинах, относятся многочисленные продольные и поперечные разломы. Продольные разломы северо-восточного простирания пересекают юрские песчано-сланцевые отложения вдоль северо-западной краевой части Восточно-Забайкальского прогиба и ориентированные параллельно крупному конседиментационному Южно-Борщевочному разлому. Вдоль этих разломов юрские отложения смяты в дополнительные складки, ориентированные параллельно разломам. Аналогичные продольные разломы и зоны разломов (Куликанская зона) пересекают мезозойские отложения Ольдойского прогиба.

Многочисленные поперечные разломы того же типа пересекают юрские и нижнемеловые отложения в амурской части Амуро-Зейского прогиба. Они имеют здесь северо-восточное простирание и представляют собой прямые или наклонные сбросы или крутые надвиги, амплитуда перемещения вдоль которых составляет метры и реже десятки метров. Местами они образуют более крупные зоны разломов, представляющие собой систему параллельных ступенчатых наклонных сбросов и надвигов, плоскости смещения которых преимущественно падают на северо-запад (фиг. 109). Вдоль них юрские и нижнемеловые отложения смяты в мелкие приразломные складки с крутыми (60—70°) углами падения, местами запрокинутые на юго-восток, в сторону максимального опускания главной оси прогиба, и осложненные чешуйчатыми надвигами. К таким зонам относятся описанные выше Албазинская, Толбузинская и другие. Возникновение этих разломов связано с глубинными процессами, так как они обычно пересекают не только мезозойские отложения во впадинах, но и кристаллические породы фундамента и являются зонами проницаемости для мезозойских гранитоидов и сопровождающих их жильных пород и малых интрузий, а местами также и вулканогенных пород различного состава и возраста. Строение этих разломов описано при характеристике структуры Амуро-Зейского прогиба.

Из описания структурного положения мезозойских гранитоидов отчетливо видна прямая связь в размещении мезозойских гранитных интрузивов, пересекающих как мезозойские отложения во впадинах, так и более древние кристаллические породы домезозойского фундамента с продольными и поперечными разломами, а также прямая связь с разломами и эндогенных рудных месторождений, генетически связанных с мезозойскими гранитоидами и малыми интрузиями. Однако роль этих разломов в распределении различного состава эндогенных месторождений зависит главным образом от геологического положения того или иного разлома по отношению к крупным мезозойским структурам — прогибам и поднятиям. Некоторые авторы (Горжевский и Лазько, 1961) ошибочно считают, что «Монголо-Охотский разлом» резко разделяет между собой различные металлогенические пояса. По их мнению, с северо-запада от разлома протягивается пояс золотых и молибденовых месторождений (золото-молибденово-турмалиновый), а к югу располагаются вольфрамово-оловянные и полиметаллические месторождения. Однако эта «закономерность» не подтверждается наблюдающимся в природе пространственным распределением соответствующих месторождений, генетически связанных с мезозойской металлогенией наложенной на древние палеозойские и докембрийские структуры. Так, например, в Западном Забайкалье к северо-западу от «Монголо-Охотского разлома», в бассейне Уды и Удино-Витимском междуречье, широко распространены рудопроявления и полиметаллические месторождения, генетически связанные с мезозойскими гранитоидами (Комаров, 1959), а в бассейне р. Джиды располагаются давно известные месторождения вольфрама и олова. В пределах Станового хребта в шлихах обнаружено широкое распространение шеелита и касситерита, а коренное месторождение олова найдено на восточной окраине Алданского щита. Что касается месторождений золото-турмалиновой формации, то они известны как к северу, так и к югу от «Монголо-Охотского разлома» в Верхнем Приамурье, не говоря уже о молибденовых месторождениях, которые распространены на советской и зарубежной территории к югу и северу от «Монголо-Охотского разлома».

Внутреннее строение разломов

Приведенные материалы показывают, какое большое значение играют перечисленные разломы в геологическом строении Монголо-Охотского пояса, однако до сих пор мы не имеем работ, посвященных специальному изу-

чению этих структур на интересующей нас территории, которые позволили бы разобраться в строении разломов, направлении тектонических движений по ним и истории их развития.

Из приведенного общего описания разломов Монголо-Охотского пояса видно, что все без исключения глубинные разломы имеют длительную историю формирования и «жили» в различные стадии развития тектонических форм. Этот вывод подтверждается не только при анализе состава и распределения разновозрастных формаций, на которые влияли глубинные конседиментационные разломы, как было показано выше, но и внутреннее строение самих разломов. Для иллюстрации этого положения приведем описание некоторых разломов Монголо-Охотского пояса.

Чикойский разлом выделен и описан автором в 1939 г. Он располагается в системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса вдоль долины Чикоя, имеет северо-восточное простирание, протяженность более 400 *км* и ограничивает с северо-запада узкую грабен-синклиналь, сложенную континентальными юрскими грубообломочными и угленосными отложениями. Вдоль разлома на всем его протяжении наблюдается мощная (несколько километров) зона брекчий и милонитов в докембрийских гнейсах и метаморфических сланцах. Ориентировка зон милонитизации и катаклаза в гнейсах позволяет считать, что Чикойский разлом представляет собой в юго-западной части систему параллельных крутопадающих сбросов. Выше отмечалось, что этот разлом уже в среднем палеозое являлся северной границей распространения геосинклинальных формаций. В верхнем палеозое в пермское время к югу от Чикойского разлома располагались крупные приразломные прогибы, сложенные морскими терригенными и грубообломочными вулканогенно-осадочными отложениями.

В нижнемезозойское время Чикойский разлом являлся зоной проницаемости для вулканогенных пород (андезитов, порфиритов, базальтов и их туфов), которые слагают небольшие приразломные мульды, наложенные на палеозойские и более древние кристаллические породы.

В юрское время вдоль Чикойского разлома происходило формирование узкой вытянутой параллельно разлому на 150 *км* Чикойской грабен-синклинали резко асимметричного строения. С северо-запада она ограничена Чикойским разломом, вдоль которого на протяжении почти всего разреза юры (снизу вверх) происходило накопление континентальных грубообломочных конгломератовых отложений, в гальке которых содержатся брекчии и милониты древних гнейсов и кристаллических сланцев из зоны Чикойского разлома, поступавшие сюда в результате размыва и сноса этих пород с поднятия Малханского хребта, ограниченного с юга Чикойским разломом. Вдоль южного края и в центральной части Чикойского юрского прогиба происходило накопление песчано-глинистых и угленосных отложений. Вдоль зоны Чикойского разлома юрские отложения местами пересечены небольшими штоками монцонитов.

В восточной части Чикойской грабен-синклинали, в районе курорта Ямаровки, вдоль зоны Чикойского разлома наблюдается надвигание милонитизированных докембрийских гнейсов на юрские угленосные отложения. Вдоль поверхности надвига здесь выходят гидротермальные источники.

Прогибание вдоль Чикойской юрской грабен-синклинали продолжалось и в четвертичное время, о чем свидетельствует накопление мощных аллювиальных грубообломочных отложений в долине р. Чикой, ориентированной здесь параллельно оси мезозойского прогиба.

На примере развития Чикойского разлома видно, что на протяжении длительного времени от палеозоя и до кайнозоя в различные стадии развития структур вдоль него происходили тектонические движения. Изучение строения этого разлома показывает, что направление движения вдоль него менялось с течением времени. Нормальный крупный сброс, существовавший в течение палеозойского и мезозойского времени

в верхнем мезозое перешел в пологий надвиг, движения вдоль которого происходили с северо-запада на юго-восток в сторону опущенного крыла сброса и продолжающегося опускания сопряженного с ним мезо-кайнозойского прогиба.

Длительное развитие, как уже было показано выше, имеют и другие звенья крупнейшей зоны краевых разломов Монголо-Охотского пояса, время формирования которой охватывает период времени от рифея до кайнозоя включительно.

В ряде участков этой крупнейшей системы разломов можно наблюдать перерождение крутых сбросов в процессе их развития в надвиги, движение вдоль которых направлено с северо-запада на юго-восток в сторону опущенного края сброса и максимального прогибания оси приразломных мезозойских прогибов. Такие надвиги описаны И. В. Лучицким (1954) вдоль Ингодино-Шилкинского разлома, где древние кристаллические породы надвинуты на триасовые и юрские отложения, и другими геологами — в Пришилкинской зоне.

Южно-Борщевочный, Южно-Янканский и Южно-Тукурингрский разломы. Строение этой крупнейшей палеозойской зоны разломов изучено неравномерно на всем ее протяжении. Описание Южно-Борщевочного разлома имеется еще в работах Б. А. Максимова, В. П. Маслова и А. Д. Зиновкина (1940), Т. М. Дембо, П. С. Бернштейна и других. Крупнейшие Южно-Янканский и Южно-Тукурингрский разломы выделены и описаны автором впервые в 1948 и 1955 гг. Затем эти разломы были изучены Н. П. Саврасовым, Н. А. Богдановым (1960), О. С. Подкаминером (1956), Э. А. Портнягиным (1962) и другими.

Южно-Янканский и Южно-Тукурингрский глубинные разломы располагаются вдоль южной границы краевых антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы, сложенных преимущественно метаморфическими породами протерозоя и рифея, на которых несогласно залегают терригенные, местами грубообломочные отложения среднего палеозоя, и Верхне-Амурского синклинория, сложенного мощными (5—6 *км*) геосиклинальными отложениями силура, девона и нижнего карбона. Общая протяженность этих крупнейших, сопряженных между собой разломов, составляет, как было упомянуто выше, около 1600 *км*.

К Южно-Тукурингрскому глубинному разлому приурочены крупнейшие тела рассланцованных, гнейсовидных диоритов и габбро депского нижнепалеозойского (досилурийского) интрузивного комплекса. Узкая и сильно вытянутая форма интрузивных тел, имеющих общую протяженность более 350 *км* при ширине от 2 до 12 *км*, приуроченных к зоне разлома, свидетельствует о размерах этой крупнейшей разрывной структуры северо-западного субширотного простирания.

Диориты и габбро и вмещающие их метаморфические сланцы рифея вдоль зоны Южно-Тукурингрского разлома пересечены системой крутых параллельных сбросов того же субширотного простирания, вдоль которых диориты катаклазированы и милонитизированы. Катаклазированные диориты окварцованы и местами пронизаны тончайшими прожилками кварца с пиритом. Метаморфические сланцы рифея вдоль Южно-Тукурингрского разлома сильно рассланцованы, местами гофрированы и перекристаллизованы. Филлиты, кварцево-серицитовые, хлоритовые и эпидото-хлоритовые сланцы переходят в слюдяные, кварцево-актинолитовые и другие сланцы, а местами в амфиболиты. Ширина зоны рассланцевания и повышенного метаморфизма депских диоритов и сланцев верхнего докембрия (рифея) вдоль Южно-Тукурингрского разлома достигает от 3—5 до 10 *км*. В долине Тынды в зоне разлома песчаники и сланцы среднего палеозоя также сильно брекчированы и окварцованы. Вдоль зоны Южно-Тукурингрского и Южно-Янканского разломов, в краевой части Верхне-Амурского синклинория внедрились неболь-

шие интрузивные тела габбро-диабазов, габбро, габбро-норитов и диоритов верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

Диориты и габбро депского интрузивного комплекса вдоль южного края разлома в окрестностях г. Зеи прорваны крупными дайками роговообманковых диоритовых порфиритов до 250 *м* мощности и кварцевых диоритов верхнемелового возраста. Вдоль контакта нижнепалеозойских диоритов с дайкой порфиритов, по данным О. С. Подкаминера, наблюдается повторный катаклаз и окварцевание депских диоритов. Кварцевые прожилки ранней генерации обладают волнистым погасанием, пересечены микросдвигами и залечены прожилками кварца поздней генерации, в которых наблюдается вкрапленность молибденита и кальцита. Образование прожилков кварца с кальцитом и молибденитом связано с гидротермальной деятельностью, сопровождающей внедрение верхнемезозойских порфиритов. Эти прожилки пересекают не только депские диориты близ контакта с последними, но и роговообманковые порфириты.

Окварцованные диориты, пересеченные кварцевыми жилами с пиритом и более молодыми кварцево-молибденит-кальцитовыми жилами, к югу от описанной дайки роговообманковых порфиритов превращены в брекчию, которая прорвана жилами и штоками андезитов и базальтов, не несущих следов катаклаза. Мощность зоны брекчированных диоритов составляет около 800 *м*. С юга зона брекчий оборвана сбросом, за которым поверхность брекчированных диоритов резко погружается и уходит под покров верхнемеловых эффузивов. Корнями этих эффузивов являются упомянутые выше дайки роговообманковых диоритовых порфиритов. Покровы верхнемеловых эффузивов, представленные роговообманковыми порфиритами, их туфами вулканическими брекчиями и туфоконгломератами, слагают узкую, вытянутую параллельно Южно-Тукурингрскому разлому, мульду, наложенную на северную краевую часть Верхне-Амурского палеозойского синклинория. К западу от долины Зеи, по Н. А. Богданову (1960), гипабиссальные тела роговообманковых порфиритов также пересечены крутыми параллельными сбросами, вдоль которых порфириты раздроблены, катаклазированы и прорваны кайнозойскими андезитобазальтами, слагающими покровы, вытянутые узкой полосой (2—4 *км*) вдоль зоны Южно-Тукурингрского разлома.

Не менее сложна история развития и Южно-Янканского разлома центрального звена рассматриваемой системы разломов. Он также представляет собой систему крутых параллельных ступенчатых наклонных сбросов, плоскости смещения которых падают под углом 40—70° на северо-запад и таким образом происходит наклон поверхностей смещения в сторону мезозойского приразломного прогиба с северо-запада на юго-восток. Вдоль плоскостей сбросов наблюдается милонитизация и брекчирование гнейсов и палеозойских гранитов, интенсивное рассланцевание и повышенный метаморфизм палеозойских песчано-сланцевых пород и локальные зоны дробления в мезозойских интрузивных образованиях, связанных с этим разломом.

Южно-Янканский разлом образует пологую дугу, выпуклостью обращенную на север. Вдоль южного контакта разлома палеозойские отложения сильно смяты и рассланцованы, при этом песчано-слацевые породы переходят в слюдяные сланцы и филлиты. Измененные палеозойские породы, по Э. А. Портнягину (1962), содержатся в гальке юрских конгломератов, слагающих приразломные прогибы, что свидетельствует о их доюрском смятии и катаклазе в зоне разлома. В верхнетриасовое время вдоль той же зоны разлома происходило формирование крупного узкого приразломного прогиба, выполненного морскими терригенными отложениями.

Ширина полосы ступенчатых сбросов и брекчирования доюрских пород в зоне разлома имеет 5—6 и более километров. Зона повышенного метаморфизма и рассланцевания палеозойских пород достигает значительно бо́льших размеров. Изучение микроструктуры палеозойских гранитов показывает, что

они помимо милонитизации несут следы пластических деформаций, происходивших в зоне разлома в процессе застывания магмы.

К зоне Южно-Янканского разлома, также как и к Южно-Тукурингрскому, приурочены небольшие тела мезозойских диоритов и габбро-диоритов, прорывающих не только катаклазированные палеозойские граниты, но и юрские песчаники и конгломераты приразломного Усть-Шилкинского прогиба.

Южно-Янканский глубинный разлом в зоне Усть-Шилкинского и Северного юрских приразломных прогибов пересечен более поздними поперечными крутыми сбросами, вдоль которых наблюдается ступенчатое смещение главного разлома на несколько километров к югу (фиг. 106, 108). Простирание Усть-Шилкинского юрского приразломного прогиба, коленообразно изогнутого вдоль такого смещения, и наблюдения над морфологией складчатых структур внутри прогиба свидетельствуют о том, что эти поперечные разломы субмеридионального простирания в юрское время являлись конседиментационными структурами и влияли на форму складчатых дислокаций.

Вдоль этих поперечных разломов в послеюрское время проникли гипабиссальные тела гранитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и спессартитов, особенно многочисленные в восточной части разлома во внешней зоне растяжения дугообразного свода, сопряженного с Южно-Янканским разломом.

В верхнемезозойское (меловое) время вдоль зоны Южно-Янканского разлома происходили излияния вулканогенных пород — фельзитов, дацитовых порфиритов, андезитов и их туфов. Вулканогенные породы, местами переслаивающиеся с песчаниками и конгломератами, слагают небольшие грабен-синклинали, ориентированные параллельно Южно-Янканской зоне разлома. Вулканогенноосадочные породы смяты параллельно зоне разлома в дополнительные мелкие складки. К югу от зоны Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского разломов в кайнозойское, третичное и четвертичное время происходило образование впадин типа грабен-синклиналей (Уруша-Ольдойской, Верхне-Урканской и Пиканской), выполненных рыхлыми песчано-галечными отложениями. Пиканская впадина, расположенная в окрестностях г. Зеи и ориентированная, как и все другие, параллельно описываемой зоне разломов, имеет асимметричное строение. Наиболее глубоко опущенная часть ее непосредственно прилегает к Южно-Тукурингрскому разлому. В современную эпоху опускание Пиканской грабен-синклинали продолжается, о чем свидетельствует накопление мощного (20 *м*) слоя современного аллювия Зеи в пределах этой впадины. Третичные рыхлые отложения в северной приразломной части Пиканской впадины переслаиваются с покровами выше упомянутых андезито-базальтов.

С новейшими подвижками вдоль Южно-Тукурингрского разлома связаны явления землетрясений, которые в районе г. Зеи за последние 20 лет наблюдались шесть раз.

По данным Э. А. Портнягина, в западной части Южно-Янканского разлома на основании геоморфологических данных также имеется подтверждение новейших движений.

Аргунский разлом, выделенный автором в 1957 г., располагается в пределах крупного Приаргунского палеозойского антиклинория во внутренней зоне Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Он имеет северо-восточное простирание и протягивается вдоль долины Аргуни на китайской территории, ограничивая с юго-востока крупную мезо-кайнозойскую Аргунскую грабен-синклиналь.

Аргунский разлом пересекает толщу докембрийских гнейсов и гранитогнейсов, прорванных нижне- и среднепалеозойскими гранитоидами. Строение этого разлома было изучено автором в долине Маритке, правого притока Аргуни. Вдоль Аргунского разлома древние гнейсы и палеозойские граниты рассланцованы и местами милонитизированы; мощность зоны рассланцева-

ния достигает 40 *км*. Гнейсы прорваны небольшими телами габбро и диоритов. Массивные палеозойские граниты (буреинского типа) в пределах этой зоны разгнейсованы и в участках наибольшего рассланцевания переходят в гранито-гнейсы с очковой структурой. Зона рассланцевания протягивается на большое расстояние к юго-западу и северо-востоку от долины Маритке к долине Быстрой и далее, где также отмечаются зоны рассланцевания и переход массивных гранитов в гранито-гнейсы и очковые гнейсы. Рассланцованные гнейсы и граниты в пределах Аргунской зоны разлома пересечены многочисленными продольными сбросами северо-восточного (30—40°) простирания, вдоль которых граниты и гнейсы также раздроблены и милонитизированы, а местами каолинизированы и ожелезнены. Мощность этих зон дробления и милонитизации в гранитах нередко превышает 100—150 *м*.

В 5 *км* к северо-западу от контакта докембрийских гнейсов с метаморфическими сланцами нижнего палеозоя в долине Маритке гнейсы и гранито-гнейсы прорваны небольшими телами габбро и диоритов и пересечены системой параллельных или почти параллельных сбросов, образующих зону разломов, видимая мощность которой превышает 180 *м*. Пара- и ортогнейсы, рассланцованные в направлении северо-востока 70°, здесь пересечены крутопадающими сбросами северо-восточного простирания 20—40°, сопровождающимися системой кливажа того же направления. Интрузивные тела габбро-диоритов смещены вдоль этих сбросов на несколько метров. Местами вдоль плоскостей сбросов и кливажа гнейсы и прорывающие их габбро и габбро-диориты пронизаны жилами кварца мощностью 5—6 *см*. Параллельные жилы кварца располагаются на расстоянии от 15 до 30 *см* одна от другой. Вертикальные перемещения вдоль описанных продольных сбросов Аргунского разлома обычно невелики и составляют от нескольких до десятков метров.

Кроме сбросов северо-восточного простирания, Аргунская зона рассланцевания и разломов пересечена еще более молодыми сбросами небольшой амплитуды северо-восточного субмеридионального простирания (5—10°).

Вдоль Аргунского разлома параллельно долине Аргуни располагается крупная Аргунская грабен-синклиналь, сложенная верхнеюрскими вулканогенными породами и нижнемеловыми — терригенными, угленосными и пирокластическими отложениями. Синклиналь наложена на докембрийское и палеозойское складчатое основание Приаргунского антиклинория. Аргунский разлом в верхнеюрское время служил зоной проницаемости для порфиров и сопровождающих их пирокластических пород, выходы которых протягиваются прерывистой полосой вдоль зоны разлома на правобережье Аргуни, а в юго-западной части грабен-синклинали и на левом берегу Аргуни.

Верхнеюрские эффузивы вдоль зоны Аргунского разлома пересечены небольшими ступенчатыми сбросами того же северо-восточного простирания и местами кливажированы параллельно этим сбросам. Нижнемеловые отложения близ зоны Аргунского разлома имеют крутое (50—60°) падение на северо-запад, быстро выполаживающееся по направлению к центру впадины. Местами вдоль юго-восточного борта Аргунской грабен-синклинали нижнемеловые отложения также пересечены продольными ступенчатыми сбросами небольшой амплитуды, а местами системой крутопадающих поперечных сбросов субмеридионального простирания, вероятно одновозрастных с упомянутыми выше меридиональными сбросами, секущими рассланцованные гнейсы и палеозойские граниты в зоне рассланцевания, сопровождающей Аргунский разлом.

В кайнозойское время вдоль Аргунского разлома продолжались тектонические движения, происходило формирование небольших впадин, выполненных третичными и четвертичными аллювиальными отложениями, унаследовавших простирание приразломной грабен-синклинали. Вдоль Аргунского разлома и сопряженных с ним более молодых сбросов в кайнозойское

(третичное и древнечетвертичное) время происходило излияние базальтов, образующих небольшие покровы, залегающие вдоль бортов впадины на нижнемеловых и третичных отложениях.

Северо-восточным продолжением Аргунского разлома, возможно, является описанный выше Орловский разлом, располагающийся вдоль юго-восточного края Ольдойского юрского прогиба и Петровской горст-антиклинали. Из приведенного описания следует, что Аргунский разлом, расположенный примерно в центральной части Приаргунского палеозойского антиклинория, имеет длительное развитие. Этот разлом существовал еще в нижнепалеозойское время при внедрении крупных гранитных интрузий (буреинского типа), которые вдоль зоны разлома на большом протяжении разгнейсованы и местами превращены в гранито-гнейсы. По мере удаления от разлома разгнейсованные граниты постепенно переходят в крупнокристаллические граниты обычной массивной текстуры. С мезозойским этапом развития этого разлома связаны многочисленные продольные сбросы северо-восточного простирания, вдоль которых наблюдается брекчирование гранитов и гнейсов, местами внедрение даек и штоков мезозойских гранитоидов и гидротермальные изменения этих брекчий и милонитов (ожелезнение, эпидотизация и каолинизация). К верхнемезозойскому времени относится формирование узкой Аргунской приразломной грабен-синклинали, сопровождающееся на ранней стадии развития излиянием порфиритов и андезитов, а затем накоплением грубообломочных и угленосных отложений, переслаивающихся с пирокластами кислого состава. Вдоль бортов этой грабен-синклинали параллельно Аргунскому разлому возникали небольшие продольные и поперечные сбросы, пересекающие нижнемеловые отложения, с которыми местами связаны излияния кайнозойских базальтов и андезитов.

Разломы Зее-Селемджинской зоны. Как отмечалось выше, в пределах Зее-Селемджинской палеозойской складчатой зоны разломы имеют исключительно широкое распространение. Наиболее крупные разломы глубинного типа располагаются здесь, так же как и во внутренних частях Монголо-Охотской геосинклинальной системы, на границе крупных палеозойских и рифейских антиклинориев и синклинориев. Наиболее древними являются разломы, ограничивающие Селемджино-Благовещенский антиклинорий с юго-востока (Зейский) и северо-запада.

Зейский разлом северо-восточного направления протягивается более чем на 500 *км* вдоль нижнего течения Зеи, от г. Благовещенска до устья Селемджи и далее на северо-восток. Он является границей между выходами дорифейских кристаллических пород гнейсовой серии в ядре Селемджино-Благовещенского антиклинория и геосинклинальными отложениями рифея — нижнего палеозоя и силура. Значительная часть Зейского разлома скрыта под поверхностью рыхлых мезо-кайнозойских отложений цагаянской серии Зейско-Буреинской синеклизы и только северо-восточная его часть прослеживается в долинах рек Зеи и Селемджи. Юго-западная часть разлома пересекает хребет Малый Хинган (китайский) и проходит вдоль северо-западного края синеклизы Сунляу.

На северо-востоке к Зейскому разлому приурочены тела нижнепалеозойских основных пород габбро и диоритов. На юго-западе, на китайской территории, к нему приурочен узкий приразломный прогиб, выполненный пресноводно-лагунными пермскими отложениями, а также небольшие мезозойские (юрско-меловые) грабен-синклинали.

Под поверхностью рыхлых отложений разлом устанавливается по геофизическим данным (гравиметрия и магнитометрия) в виде прямолинейного уступа поверхности кристаллического основания. К юго-востоку от Зейского разлома под покровом кайнозойских отложений, по геофизическим и буровым материалам, оконтуривается довольно крупный нижнемеловой прогиб (Призейская зона опусканий), сложенный терригенно-вулканогенными и угленосными отложениями мощностью около 2000 *м*.

Гарьский разлом, выделенный впервые автором в 1950 г., располагается на междуречье Гари и Мамына; он представляет собой одно из звеньев протяженной на сотни километров системы разломов, разграничивающей Селемджино-Благовещенский антиклинорий и Норский синклинорий. Разлом имеет северо-восточное простирание и протягивается от долин Норы и Мамына, пересекая междуречье Гари и Зеи, в долину Зеи. Далее к юго-западу система разломов, сопряженная с Гарьским, уходит под покров рыхлых отложений Зейско-Буреинской синеклизы и затем прослеживается на правобережье Амура вдоль границы Селемджино-Благовещенского антиклинория и Сухотинского синклинория.

Вдоль северо-западной окраины антиклинория, в бассейне Гари и Мамына, параллельно Гарьскому разлому в нижнем палеозое внедрились крупные интрузивные тела габбро и диоритов.

Внутреннее строение Гарьского разлома можно наблюдать в хороших береговых обнажениях рек Гари и Мамына и в других местах. В долине Гари на протяжении более 300 *м* наблюдается зона брекчированных и развальцованных пород. Зона разлома здесь проходит в области контакта упомянутых выше нижнепалеозойских диоритов и габбро и прорывающих их розовых роговообманковых гранитов. В обнажении хорошо видна система параллельных круто падающих на северо-запад сбросов и чешуйчатых надвигов, простирание которых в пределах зоны разлома колеблется от 60 до 40° на северо-восток.

В пределах зоны разлома выходят следующие породы: мезозойские гранодиорит-порфиры, розовые лейкократовые биотит-роговообманковые палеозойские плагиограниты, роговообманковые габбро, диориты нижнего палеозоя и протерозойские роговообманковые и биотитовые гранито-гнейсы. Все перечисленные породы в зоне Гарьского разлома рассланцованы и катаклазированы. На фоне общего катаклаза и развальцевания пород всей зоны разлома вдоль плоскостей сбросов и чешуйчатых надвигов наблюдается интенсивное раздробление и милонитизация пород с многочисленными мелкими веретенообразно изогнутыми зеркалами скольжения. Мощность таких отдельных мелких зон милонитизации колеблется от 0,5 до 10 *м*.

На протяжении почти всего обнажения в различных породах наблюдаются крупные и мелкие различно ориентированные зеркала скольжения; поверхность отдельных зеркал волнисто изогнута. В зонах интенсивного развальцевания мелкие жилы гранитов разорваны и зажаты среди диоритов в виде небольших чечевицеобразных тел до 1 *м* в длину и 25—30 *см* мощности.

Амплитуда перемещения отдельных клиньев в пределах Гарьского разлома, по-видимому, достаточно велика, так как местами вдоль плоскостей чешуйчатых надвигов и сбросов среди розовых биотит-роговообманковых палеозойских плагиогранитов и диоритов зажаты клинья древних метаморфических пород, рассланцованных роговообманковых и биотитовых гранито-гнейсов с ортитом.

Все породы в зоне разлома сильно изменены, серицитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, а местами окварцованы и карбонатизированы.

Местами к зонам интенсивного дробления пород приурочены жилы мезозойских розовых аплитов, почти не несущих следов катаклаза, в которых наблюдаются гнездообразные скопления и жилки, постепенно сливающиеся с основной массой породы, ярко-зеленого эпидота и серого дымчатого кварца. Все раздробленные и лимонитизированные породы в пределах зоны разлома содержат вкрапленность магнетита.

В долине Мамына в зоне Гарьского разлома выходят клинья зеленых роговообманковых гранито-гнейсов, сильно рассланцованных и пересеченных многочисленными мелкими неправильной формы телами розовых катаклазированных гранитов и аплитов.

На междуречье Мамына и Гари Гарьский разлом ограничивает с севера крупное магнетитовое месторождение, приуроченное к области контакта палеозойских гранитов с метаморфическими сланцами и вулканогенными породами верхнего докембрия—кембрия. Гарьский разлом здесь также представляет систему параллельных крутопадающих сбросов, вдоль которых породы сильно милонитизированы и изменены гидротермальными процессами.

В 7—8 *км* к юго-востоку от Гарьского разлома параллельно ему проходит вторая, менее крупная, зона разлома, по-видимому, сопряженная с первой. Эта зона также располагается в области контакта нижнепалеозойских диоритов и габбро со светлыми двуслюдяными гранитами. В береговых обнажениях Гари можно видеть ряд веерообразно расходящихся крутых надвигов, северо-восточное простирание которых меняется с севера на юг от 70° до 50°, а плоскости смещения падают на северо-запад. Граниты и диориты вдоль плоскостей надвигов сильно раздроблены и развальцованы, местами хлоритизированы и ожелезнены. В долине Мамына эта зона выражена тремя крупными параллельными сбросами, располагающимися на расстоянии 30—50 *м* один от другого.

В долине Гари к Гарьскому разлому приурочена небольшая приразломная мульда, сложенная мезозойскими порфиритами и их туфами. Здесь же располагаются небольшие гипабиссальные тела мезозойских гранитоидов (граносиенитов и диоритов).

На водоразделе Зеи и Амура под покровом кайнозойских пород также располагается небольшая мульда вулканогенно-осадочных нижнемеловых отложений, вероятно, сопряженная с системой гарьских разломов. Аналогичные небольшие приразломные грабен-синклинали верхне-юрского и нижнемелового возраста приурочены к той же системе разломов и на китайской территории.

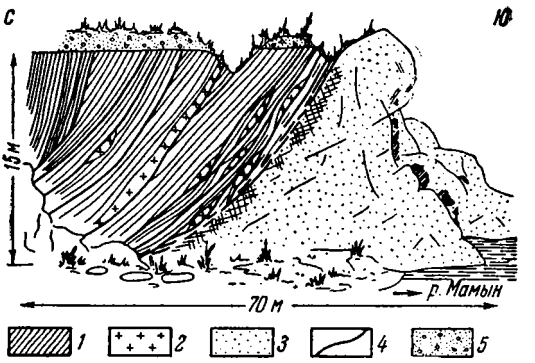
Мамынский надвиг ограничивает с юго-востока узкий (4—5 *км*) выступ (пластину) дорифейских роговообманковых гнейсов и амфиболитов, выходящих примерно в центральной части Норского синклинория, сложенного рифейскими, нижнепалеозойскими и силурийскими отложениями, на размытой поверхности которых залегают девонские терригенные светлые и красноцветные морские отложения. Строение этого крупного надвига можно видеть на левом берегу Мамына, примерно в 3,5 *км* ниже устья Инкана. Вдоль зоны разлома сильно измененные гнейсы и кристаллические сланцы прорваны габбро, которые, в свою очередь, рассланцованы и местами превращены в амфиболиты. Развальцованные габбро и амфиболиты, пронизанные жилами красных палеозойских гранитов, надвинуты здесь на красновато-серые массивные аркозовые песчаники девона (фиг. 157).

Вблизи плоскости надвига девонские песчаники сильно трещиноваты и буквально пронизаны сетью тонких жилок белого кварца и местами красного гематита. Простирание плоскости надвига 80°— на северо-восток, падение под углом 50° на северо-запад; по падению плоскость надвига волнисто изогнута и сопровождается жирной на ощупь бурой и белой глинкой. Параллельно главному надвигу в толще сильно милонитизированных и развальцованных зеленокаменных пород (габбро и амфиболитов), пересеченных жилами красного гранита, наблюдается серия более мелких чешуйчатых надвигов, местами веерообразно расходящихся. Вдоль плоскостей этих мелких надвигов наблюдаются небольшие смещения гранитных жил. Последние часто пережаты и образуют чечевицеобразные тела среди милонитов. В пределах зон милонитизации наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. Габбро и амфиболиты в зоне надвига пересечены многочисленными мелкими жилами кварца. Брекчия амфиболитов и песчаников сцементирована хлоритом, кальцитом, гидроокислами железа и эпидотом.

В зоне Мамынского надвига рассланцованные габбро и амфиболиты пересечены жилами мезозойских диорит-порфиритов, а также гранит-

порфиров и кварцевых порфиров, несущих сравнительно слабые следы катаклаза.

С северо-запада крупная пластина дорифейских гнейсов также ограничена разломом северо-восточного простирания, вдоль которого внедрились крупные тела нижнепалеозойских диоритов и габбро. В пределах пластины древние гнейсы, а также основные породы сильно рассланцованы, пронизаны жилами гранитов и пересечены многочисленными разломами как продольными северо-восточного простирания, так и диагональными северо-западного простирания, сопряженными с главным Мамынским надвигом.



Фиг. 157. Мамынский надвиг на левом берегу р. Мамын ниже устья р. Инкан.

1 — рассланцованные габбро и амфиболиты нижнего палеозоя; *2* — жилы красных палеозойских гранитов; *3* — красновато-серые аркозовые песчаники девона; *4* — чешуйчатые надвиги; *5* — террасовый аллювий

Вдоль северо-западного края пластины древних пород на развальцованных амфиболитах и габбро несогласно залегают девонские красноцветные отложения, слагающие небольшую наложенную мульду и не имеющие следов катаклаза; их пересекают только отдельные небольшие сбросы.

Из приведенного описания разломов Зее-Селемджинской зоны видно, что они имеют сложное внутреннее строение и длительное развитие. Некоторые из них (Зейский разлом) заложились еще в рифее и продолжали быть активными в нижнем и среднем палеозое и в верхнем мезозое. В различные стадии развития структур Зейский, Гарьский и Мамынский разломы являлись зонами проницаемости для магматических расплавов. В нижнем палеозое вдоль этих разломов внедрялись габбро и диориты, в верхнем мезозое — различного состава порфириты и андезиты и гипабиссальные интрузии кислого, среднего и субщелочного состава. Внутреннее строение Гарьского и Мамынского разломов, наличие изогнутых и различно ориентированных поверхностей с зеркалами скольжения, а также веретенообразно изогнутых линз тектонитов свидетельствует о сильном сжатии и не только вертикальных перемещениях по этим разломам, но и сдвигов в горизонтальном направлении.

В процессе развития Мамынского разлома крупный вертикальный сброс, вдоль которого в девоне образовались приразломные наложенные мульды, в последевонское время перешел в надвиг, вдоль которого древние гнейсы и нижнепалеозойские рассланцованные габбро и амфиболиты оказались надвинутыми на девонские отложения. Перемещение масс вдоль Мамынского надвига произошло с северо-запада на юго-восток в сторону приразломного девонского прогиба.

Описанные крупные геосинклинальные разломы глубинного типа Зее-Селемджинской зоны ориентированы параллельно или почти параллельно

разлому, ограничивающему с северо-запада Хингано-Буреинский срединный массив, в настоящее время хорошо фиксирующийся по геофизическим данным.

Из анализа общего структурного плана тектонических форм Зее-Селемджинской зоны видно, что все крупные структуры — палеозойские антиклинории и синклинории и ограничивающие их разломы, имеющие общее северо-восточное простирание,— на севере полого изогнуты, причленяясь к крупному глубинному Южно-Тукурингрскому разлому. Этот разлом ограничивает с севера Зее-Селемджинскую зону и имеет здесь северо-западное субширотное простирание. Такое заворачивание всех палеозойских структур в юго-восточном направлении вдоль зоны Южно-Тукурингрского разлома свидетельствует о наличии крупного сдвига вдоль этого разлома в направлении с северо-запада на юго-восток с образованием структуры так называемого конского хвоста. Величина этого сдвига, вероятно, составляет десять километров. С растяжением, возникшим в связи с этим сдвигом к северу от него, в северо-восточной части Монголо-Охотской геосинклинальной системы, вероятно, связано заложение в силуре и девоне крупного Удско-Шантарского синклинория, наложенного на древнее — протерозойское и байкальское — основание.

Резюмируя сказанное, отметим следующие основные положения.

1. Возникновение крупных разломов земной коры в Монголо-Охотском поясе устанавливается на различных стадиях развития его структур. Наиболее древние краевые разломы имеют докембрийский, вероятно рифейский, возраст, и на их простирание влияло направление системы древнейших нижнепротерозойских Южно-Алданских разломов, ограничивающих с юга архейский Алданский щит Сибирской платформы.

2. Более поздние палеозойские разломы в своем направлении в основном подчинялись простиранию краевых разломов Монголо-Охотского пояса, а в Зее-Селемджинской зоне — ограничению Хингано-Буреинского срединного массива и Южно-Тукурингрскому разлому (сдвигу).

3. Палеозойские разломы возникли в процессе дифференциации геосинклинальной системы на локальные зоны геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, в результате чего на границах этих структур создавались максимальные срезывающие усилия, которые и обусловили заложение здесь разломов глубинного типа.

4. В мезозойское время произошла активизация древних разломов и возникновение новых, простирание которых в основном было подчинено направлению более древних продольных разломов. Оживление древних разломов взаимосвязано с возникновением прогибов в жестком палеозойском и более древнем основании. Развитие этих разломов оказывало влияние на распределение фациальных типов мезозойских осадочных и вулканогенных отложений внутри прогиба. В процесе формирования прогибов первичные конседиментационные сбросы местами переходили в надвиги и чешуйчатые надвиги, направленные в сторону прогибов.

5. Кроме продольных разломов, в мезозойское время возникли поперечные конседиментационные разломы, активно влиявшие на распределение мощностей в пределах крупных мезозойских прогибов. Эти разломы имеют субмеридиональное направление и ориентированы параллельно простиранию мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса.

6. С развитием мезозойских продольных и поперечных разломов связаны дополнительные мелкие складчатые формы осадочного чехла во впадинах. Те же разломы проникали в глубокие зоны земной коры, вызывали очаги плавления сиаля и служили путями проникновения для магматических расплавов преимущественно кислого и среднего состава.

7. Мезозойские и более древние разломы, активизированные в кайнозое, и новообразованные кайнозойские разломы обычно отчетливо выражены в рельефе.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМАТИКЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ

Из приведенного описания мезозойских структур Монголо-Охотского пояса видно, что они по своей форме, составу слагающих их отложений, а также составу и структурному положению сопровождающих их гранитных интрузий резко отличаются от крупных линейных сложно построенных палеозойских синклинориев и антиклинориев.

Кроме того, мезозойские структуры рассматриваемой области отличаются от палеозойских структур Монголо-Охотской системы, имеющих унаследованное развитие от геосинклинальных форм рифея, своим отношением к фундаменту.

Мезозойские отложения, выполняющие прогибы Монголо-Охотского пояса, залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных и прорванных крупными гранитными интрузиями средне- и верхнепалеозойских отложений, а также на более древних докембрийских структурах и отделены от них крупным перерывом в осадконакоплении, охватывающим в восточных районах Монголо-Охотского пояса период времени от среднего карбона до среднего триаса включительно, а в западных районах — нижний и средний триас.

Внутри мезозойского комплекса отложений в отдельных частях Монголо-Охотского пояса наблюдаются резкие угловые несогласия и перестройка структурного плана.

Наблюдаются также существенные различия в составе мезозойских отложений, выполняющих отдельные прогибы.

Подобные соотношения между частями мезозойского комплекса отложений резко отличают мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса в целом от Верхоянской мезозойской складчатой системы, для которой характерно развитие единого терригенного мощного, так называемого верхоянского комплекса отложений, в состав которого входят породы верхнего карбона, перми, триаса и юры, слагающие крупные линейные мегасинклинории и мегаантиклинории (Пущаровский, 1960). Еще более существенно мезозойские структуры рассматриваемого района отличаются от мезозоид Сихотэ-Алиня, где, кроме упомянутых различий, имеет место еще и большая разница в составе мезозойских формаций. В мезозойских отложениях Сихотэ-Алиня наряду с терригенными и вулканогенными породами существенную роль играют кремнистые сланцы, как правило, совершенно отсутствующие среди мезозойских отложений Монголо-Охотского пояса.

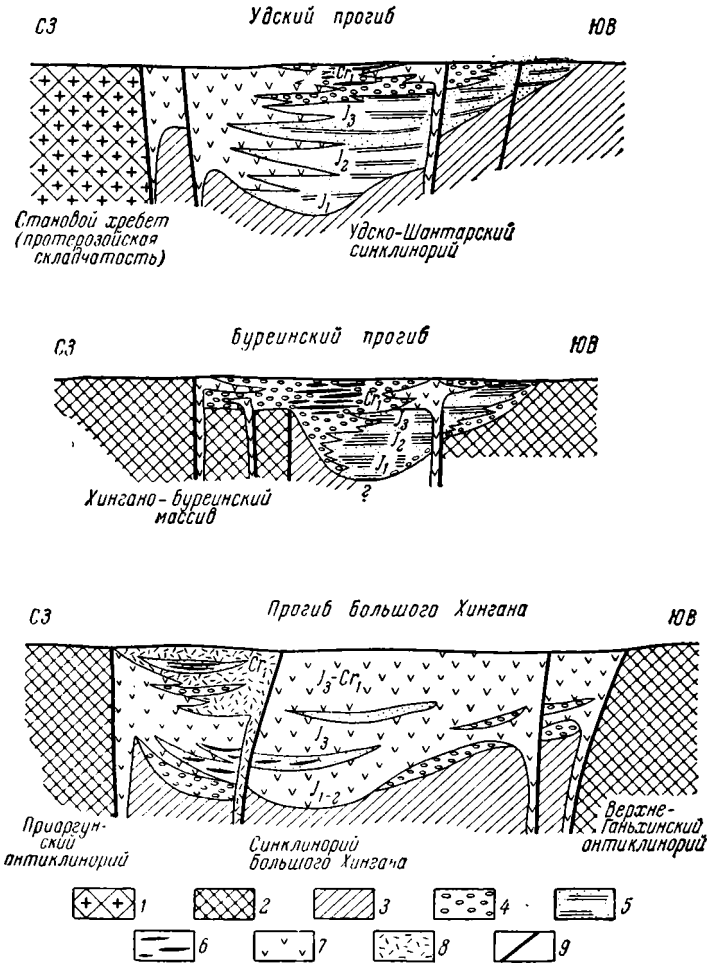
При классификации тектонических структур обычно руководствуются следующими главными признаками: составом формаций, слагающих те или иные структуры, морфологией этих структур, а также составом и формой магматических проявлений.

Приведенные описания мезозойских структур Монголо-Охотского пояса показывают, что эти структуры представляют собой различные по размеру прогибы и впадины, наложенные на палеозойский и более древний докембрийский фундамент.

Состав отложений, слагающих эти прогибы, весьма разнообразен. Они представлены морскими и континентальными терригенными песчано-сланцевыми, угленосными и грубообломочными отложениями и вулканогенными образованиями разнообразного состава, находящимися в различных сочетаниях между собой. Встречаются прогибы, в которых вулканогенные отложения играют подчиненную роль (фиг. 158, Буреинский прогиб) или совсем отсутствуют (Восточно-Забайкальский). Другие прогибы выполнены почти исключительно вулканогенными формациями, а осадочные — грубообломочные или угленосные — отложения играют подчиненную роль (фиг. 159, прогибы Большого Хингана, Таяншунский, Селенгинский и др.).

Для прогибов, сопряженных с краевой зоной разломов Монголо-Охотского пояса (Удский и другие более мелкие прогибы Янканской и Шилкинской зон), характерным является асимметричное распределение осадочных и вулканогенных формаций.

Для прогибов, сложенных осадочными или преимущественно осадочными отложениями, также характерен исключительно пестрый состав осадков и



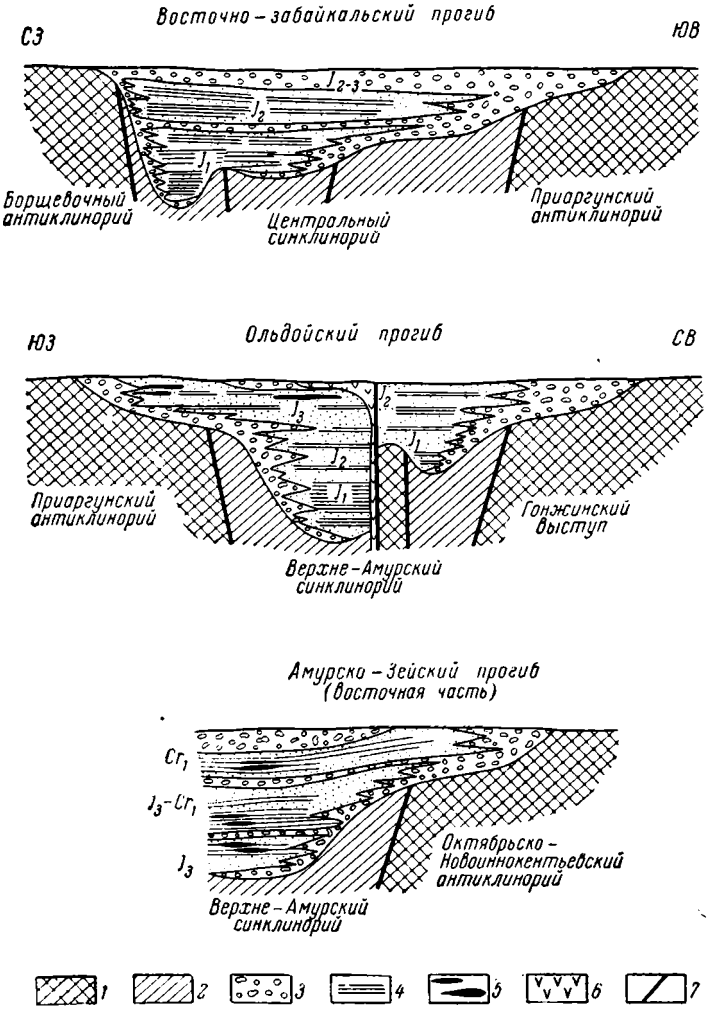
Фиг. 158. Структурно-фациальные схемы крупных мезозойских прогибов.

1 — область протерозойской складчатости Станового хребта; *2* — палеозойские антиклинории и срединные массивы; *3* — палеозойские синклинории; *4* — грубообломочные мезозойские отложения; *5* — песчано-сланцевые отложения; *6* — прослои углей и углистых сланцев в мезозойских отложениях; *7* — вулканогенные образования среднего и основного состава; *8* — вулканогенные образования кислого состава; *9* — разломы

резкие фациальные изменения как по простиранию, так и вкрест простирания. Изучение состава этих отложений позволяет установить, что снос обломочного материала происходил с окружающих прогибы горных возвышенностей (поднятий).

Совокупность признаков, свойственных мезозойским отложениям, слагающим прогибы и впадины Монголо-Охотского пояса, показывает, что из всех выделяемых в настоящее время формаций они ближе всего стоят к

типу морских и континентальных (угленосных) моласс внутриконтинентальных межгорных впадин и прогибов. Пестрота этих отложений осложняется сочетанием моласс с вулканогенными (излившимися и пирокластическими) образованиями типа порфиритовой формации, по А. В. Пейве и В. М. Синицину (1950). Мощность этих отложений в пределах наиболее глубоких прогибов колеблется от 1 до 7 *км*.



Фиг. 159. Структурно-фациальные схемы крупных мезозойских прогибов.

1 — палеозойские антиклинории; *2* — палеозойские синклинории; *3* — грубообломочные мезозойские отложения; *4* — песчано-сланцевые мезозойские отложения; *5* — прослои углей и углистых сланцев в мезозойских отложениях; *6* — вулканогенные образования различного состава; *7* — разломы

Термин моласса применен здесь не в генетическом смысле, а в литологическом — на основании литологического сходства терригенных грубообломочных отложений рассматриваемых межгорных впадин и прогибов с типичными молассами краевых прогибов геосинклинальных областей. Сложное сочетание молассоподобных терригенных отложений с вулканогенными породами в описанных мезозойских структурах заслуживает особого названия для этого типа формаций. Этот вопрос рассматривается мною в специальной

работе, посвященной стратиграфии и формациям мезозойских отложений Монголо-Охотского пояса.

Мезозойские отложения, выполняющие сравнительно мелкие грабены и грабен-синклинали, а также наложенные мульды, в пределах которых мощность осадков не превышает 1—1,5 *км* по составу принципиально не отличаются от отложений глубоких прогибов Монголо-Охотского пояса.

Описанные прогибы и впадины в пределах Монголо-Охотского пояса приурочены к протяженным на сотни километров зонам опусканий, разделенным параллельными системами поднятий древнего палеозойского и допалеозойского фундамента, обычно более обширным, чем зоны опусканий.

Пространственное распределение мезозойских впадин и прогибов при общей их наложенности на древнее основание обнаруживает довольно ярко проявленные элементы унаследованности по отношению к крупным глубинного типа структурам палеозойского и более древнего возраста как по отношению к синклинориям и антиклинориям, так и глубинным разломам, разделяющим эти структуры или расположенным на границе древних платформ и палеозойских складчатых областей.

Система крупных мезозойских приразломных впадин и прогибов приурочена к зоне краевых разломов глубинного типа, заложенных вдоль северной границы герцинид Монголо-Охотского пояса. Наиболее крупными из них являются (с запада на восток): Селенгинский прогиб, прогибы Пришилкинской зоны, Верхне-Зейский и Удский прогибы. Все они имеют в плане и разрезе ассиметричное строение и северо-восточное простирание, подчиненное простиранию ограничивающих их с севера разломов.

Системы глубоких мезозойских прогибов, располагающихся к югу от описанной зоны краевых разломов Монголо-Охотского пояса, обычно развиваются на палеозойских синклинориях (Восточно-Забайкальский, Торомский, прогиб Большого Хингана и др.), или частично наложены на палеозойские антиклинории (отдельные части крупного Амуро-Зейского прогиба). Они имеют узкую, удлиненную в северо-восточном направлении или более сложную форму, обычно подчиненную ограничивающим их продольным и поперечным конседиментационным разломам.

Того же типа глубокие мезозойские прогибы, располагающиеся в пределах палеозойских синклинориев, прослеживаются и далее на запад на территории монгольской Народной Республики. В зоне байкалид, по данным Н. А. Флоренсова (1960), аналогичные крупные мезозойские прогибы также пространственно приурочены к древним синклинальным структурам.

Система глубоких прогибов, имеющих мощность выполняющих их мезозойских осадков до 4—7 *км*, разделены между собой крупными параллельными им продольными поднятиями северо-восточного простирания и более мелкими поперечными поднятиями близкого к широтному или меридионального простирания (Агинское, Аленуйское, Гонжинский и др.), сложенными палеозойскими и более древними кристаллическими породами.

Продольные поднятия древнего кристаллического основания, такие, как Борщевочное, Тукурингро-Джагдинское, Приаргунское и другие, в своих границах почти полностью совпадают с палеозойскими антиклинориями. В их пределах мезозойские отложения обычно отсутствуют или приурочены к небольшим приразломным мульдам и грабен-синклиналям, наложенным на эти поднятия, обычно выполненым маломощными (до 1,5 *км*) грубообломочными, угленосными или вулканогенными отложениями.

Поперечные поднятия, разделяющие между собой мезозойские прогибы и впадины или находящиеся внутри отдельных прогибов, ориентированы вкрест простирания последних и поэтому располагаются как в пределах палеозойских синклинориев, так и в зоне палеозойских антиклинориев; они сложены целиком кристаллическими палеозойскими или более древними породами.

Подобные линейные системы опусканий и разделяющих их продольных и поперечных поднятий развиты и севернее описанной зоны мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. Здесь располагается крупное сводовое поднятие Станового хребта, сложенного докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами. Это поднятие северо-восточного простирания отделяет систему мезозойских впадин и прогибов, наложенных на южную краевую часть Алданского щита, простирающихся параллельно субширотной зоне глубинных Южно-Алданских разломов, заложенных еще в нижнем протерозое. Размеры наиболее крупных мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса колеблются от 200 до 500 *км* в длину при ширине от 30 до 150 *км*, только прогиб большого Хингана в южной части достигает ширины около 200 *км*.

Одной из характерных черт описанных выше крупных систем мезозойских прогибов и впадин Монголо-Охотского пояса является закономерное изменение по простиранию с запада на восток возрастного состава выполняющих их мезозойских отложений.

Так, наиболее западный прогиб — Селенгинский — выполнен континентальными триасовыми вулканогенно-осадочными отложениями, а крупные прогибы Восточного Забайкалья (Пришилкинский, Восточно-Забайкальский) выполнены верхнетриасовыми и нижне- и среднеюрскими отложениями.

Прогибы Верхнего Приамурья и Северного Дунбея выполнены верхнетриасовыми, юрскими (всех трех отделов) и нижнемеловыми морскими и континентальными, осадочными и вулканогенными отложениями, а в Западном Приохотье в рассматриваемых прогибах, кроме верхнетриасовых, юрских (все три отдела) и нижнемеловых отложений, имеются еще и верхнемеловые.

Таким образом, по направлению с запада на восток по простиранию системы мезозойских прогибов наблюдается постепенное омоложение верхней возрастной границы выполняющих их отложений от триаса до верхнего мела включительно.

Наряду с этим в том же направлении увеличиваются размеры мезозойских наложенных прогибов и впадин и соответственно — мощности выполняющих их осадков, хотя изменения эти происходят неравномерно.

Мезозойские отложения в пределах описанных прогибов смяты в брахисинклинальные, брахиантиклинальные и коробчатой формы складки, нередко асимметричные и осложненные многочисленными разломами, сбросами и надвигами, местами образующими системы разломов различного масштаба. Внутри прогибов имеют место угловые несогласия между отложениями различного возраста: в Восточном Забайкалье — между верхним триасом и нижней юрой, между средней и верхней юрой, между верхней юрой и нижним мелом, в Верхнем Приамурье и Западном Приохотье — между верхним триасом и нижней юрой и между нижним и верхним мелом.

Среди мезозойских разломов преобладает северо-восточное направление, продольное по отношению к простиранию мезозойских прогибов, и параллельное системе глубинных палеозойских и более древних разломов; однако значительное распространение имеют также поперечные разломы северо-западного и близкого к меридиональному направления. Большинство мезозойских разломов пересекают не только мезозойские отложения, но и древние толщи основания прогибов.

Некоторые крупные продольные разломы и зоны разломов, располагающиеся вдоль бортов мезозойских прогибов, имеют длительную историю развития и были заложены еще в нижнем и среднем палеозое, а затем возобновлены в мезозое. Поэтому строение их довольно сложное. Например, в Амуро-Зейском прогибе ширина таких зон разлома достигает 2—3 *км*, реже более. Они представляют собой систему параллельных крутых и наклонных сбросов или чешуйчатых надвигов, вблизи которых мезозойские отложения смяты в дополнительные мелкие складки и имеют повышенный метаморфизм до стадии филлитов и слюдяных сланцев.

Вдоль зон Южно-Борщевочного и Приаргунского разломов, ограничивающих Восточно-Забайкальский прогиб, юрские отложения северо-восточного и юго-восточного крыльев этого прогиба на большом протяжении более интенсивно дислоцированы, чем в центральной части прогиба, где они образуют широкие брахисинклинальные и коробчатые складки.

Не менее широко распространены мезозойские разломы и к северу от Монголо-Охотского пояса, в Становом хребте и в краевой части Алданского щита. Грубообломочные и угленосные юрские отложения, выполняющие крупную Чульманскую и другие впадины и прогибы, расположенные вдоль южной окраины Алданского щита, смяты в относительно пологие, брахисинклинальные и коробчатые складки субширотного простирания и пересечены многочисленными продольными разломами, образующими систему наклонных сбросов и чешуйчатых надвигов, плоскости смещения которых наклонены на северо-восток. Эти разломы имеют простирание параллельное или почти параллельное субширотной Южно-Алданской зоне древних глубинных разломов, подновленных в мезозое.

По наблюдениям В. В. Мокринского (1955), вдоль южного края алданских прогибов юрские отложения смяты в дополнительные мелкие складки, имеющие асимметричную и даже лежачую форму, запрокинутые на северо-восток в направлении наклона плоскостей смещения надвигов и сбросов. Вблизи этих разломов мезозойские отложения, так же как и в прогибах Монголо-Охотского пояса, имеют повышенный метаморфизм, причем мезозойские угли изменяются до стадии каменных углей.

По данным Е. В. Павловского (1948$_1$) и Н. В. Фроловой, интенсивные дислокации юрских отложений также наблюдаются вдоль зоны разлома, примерно по 57° северной широты, и ограничивают юрские прогибы с севера. Вдоль этой зоны разлома близ пос. Раздельного на Амуро-Якутской магистрали юрские отложения смяты в систему мелких и крутых складок, параллельных зоне разлома субширотного простирания, амплитуда их 150—200 *м*, углы падения на крыльях достигают 40—60°. Ширина зоны смятия юрских отложений вдоль этой зоны разлома достигает здесь не менее 2 *км*.

Восточнее, на простирании той же зоны разлома Д. С. Коржинским (1939) на берегу Тимптона, близ устья Чульмана, также были описаны интенсивные дислокации, в которых принимают участие архейские граниты, кембрийские известняки и юрские песчаники. Последние образуют здесь крутые складки по крутому сбросу, соприкасающиеся с пачкой известняков кембрия, стоящих на головах. С другой стороны эта пачка кембрийских пород вместе с небольшим клином юрских песчаников также по крутой плоскости разрыва зажата среди катаклазированных архейских гранитов. Далее к востоку, примерно вдоль 57 параллели, к низовьям р. Альгамы прослеживается линия надвига, вдоль которого протягивается узкая полоса дислоцированных юрских отложений, ограниченная с севера и с юга разломами. К югу от описанной зоны смятия, по данным Е. В. Павловского (1948$_1$), также отчетливо видны складчатые дислокации.

Система Южно-Алданских мезозойских прогибов по интенсивности дислокаций сравнивалась Е. В. Павловским с мезозойскими прогибами и впадинами Забайкалья и была выделена им как зона мезозойской складчатости (см. фиг. 55).

Большую роль в тектонике мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, кроме продольных разломов, играют поперечные разломы, из которых наибольшее значение имеют разломы, близкого к меридиональному простирания, а роль субширотных поперечных разломов незначительна.

Поперечные разломы субмеридионального простирания, также как и продольные, являлись конседиментационными и влияли на распределение мощностей отложений; особенно хорошо это видно в пределах крупных мезозойских прогибов.

Для крупных мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса характерным является асимметричное распределение мощностей выполняющих их отложений. Асимметрия наблюдается не только вкрест простирания, как это было отмечено выше, но и по простиранию, причем максимальные мощности отложений закономерно приурочены к юго-западной части этих прогибов (табл. 14).

Таблица 14

Мощности глубоких мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса

Прогиб	Возраст отложений	Мощность, *км*	
		на юго-западе	на северо-востоке
Восточно-Забайкальский	Нижняя и средняя юра	6—7	2,1
Амуро-Зейский	Нижняя, средняя, верхняя юра и нижний мел	5—6	5—1,5
Верхне-Зейский	Юра и нижний мел	4,3	0,1
Удский	Нижняя, средняя и верхняя юра, нижний мел	5—6	1,2
Торомский	Нижняя, средняя, верхняя юра, верхний мел	5—6	0,3

Вдоль описанных продольных и поперечных разломов, как в пределах системы глубоких прогибов и разделяющих их поднятий Монголо-Охотского пояса, так и в пределах байкалид Прибайкалья и южного края Сибирской платформы в зоне поднятия Станового хребта и южноалданских мезозойских прогибов, проникли мезозойские интрузии гранитоидов, состав которых изменяется от нормальных гранитов и аляскитов до гранодиоритов, щелочных гранитов, граносиенитов и монцонитов.

Мезо-кайнозойские гранитоиды отличаются рядом характерных особенностей минералогического состава и структуры. Для них характерно обилие жильных образований и так называемых малых интрузий кислого и среднего состава. Малые интрузии основного состава — габбро, габбро-порфириты и долериты — имеют ничтожное распространение; они обычно наиболее молодые по возрасту и связаны с проявлениями верхнемезозойского основного вулканизма, являясь корнями базальтовых излияний.

Гранитные тела в пределах Монголо-Охотского пояса обычно не велики по размерам и имеют форму дискордантную по отношению к вмещающим мезозойским и более древним структурам.

Наиболее крупные массивы мезозойских гранитоидов приурочены к зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса, а за пределами последнего — к осевой части сводового поднятия Станового хребта, сложенного докембрийскими гнейсами и гранито-гнейсами. Для мезозойских гранитных массивов обычно характерны резко выраженные эндоконтактовые изменения; в периферических частях массивов крупнозернистые граниты и порфировидные граниты переходят в гранит-порфиры гранодиорит-порфиры и кварцевые порфиры. В отдельных случаях апикальные части интрузивных гранитных тел переходят в излившиеся породы.

Внедрение мезозойских гранитов в пределах Монголо-Охотского пояса было многократным и не одновременным в различных его частях. В Восточном Забайкалье известны гранитные интрузии послесреднеюрского и послеверхнеюрского, а в Верхнем Приамурье и Северном Дунбее — послеверхнеюрского и посленижнемелового возраста. В Западном Приохотье они имеют послеверхнеюрский, посленижнемеловой и, наконец, верхнемеловой и третичный возраст. Такое изменение во времени внедрения гранитоидов находится в тесной связи со временем развития и дислокаций в системе впадин и прогибов Монголо-Охотского пояса.

Намечается некоторая общая закономерность изменения внедрения гранитной магмы и ее состава в направлении с востока на запад для районов Монголо-Охотского пояса, Прибайкалья, Станового хребта и Алданского щита. Она выражается в постепенном уменьшении размера и количества гранитных тел и в повышении их щелочности в направлении от побережья Тихого океана то есть от окраинного пояса мезозоид Тихоокеанского пояса в глубь континента по простиранию системы мезозойских прогибов и поднятий.

Кроме этой общей закономерности изменения состава внегеосинклинальных интрузий, зависящего от степени удаленности их от краевых мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса, имеет место и другая зависимость изменения их состава от положения гранитных тел по отношению к мезозойским прогибам и впадинам и разделяющим их поднятиям, описанная в разделе «Мезозойские интрузивные образования».

Отмеченные закономерности изменения возраста мезозойских отложений по простиранию системы прогибов Монголо-Охотского пояса в направлении от побережья Тихого океана в глубь континента, а также изменение масштаба внедрений гранитных интрузий и их состава в том же направлении, позволяют прийти к выводу о непосредственной и прямой взаимосвязи описанных мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, Станового хребта и Алданского щита с развитием мезозоид Тихоокеанского кольца.

Из приведенного анализа морфологии структур глубоких мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, а также состава выполняющих их формаций видно, что эти структуры резко отличаются от крупных линейных форм мегасинклинориев и мегаантиклинориев мезозоид Тихоокеанского кольца, расположенных в краевой части Азиатского континента — в Сихотэ-Алине и на Северо-Востоке СССР.

Не менее существенным отличием для мезозойского этапа развития структур Монголо-Охотского пояса является отсутствие интрузий ультраосновного и основного состава, обычно свойственных мезозоидам Сихотэ-Алиня.

Перечисленные различия по основным классификационным признакам между мезозойскими структурами Монголо-Охотского пояса и мезозоидами восточной части Тихоокеанского кольца столь существенны, что отнесение этих структур к одной категории мезозойских геоскинлинальных форм, как это делалось ранее, в настоящее время не представляется возможным.

История развития мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, их морфология, а также сопровождающие их проявления интрузивного и эффузивного магматизма заставили автора (М. С. Нагибина, 1958[1]) выделить их в особую категорию тектонических форм, существенно отличающихся и от геосинклинальных, и от платформенных структур.

Описанные соотношения мезозойских прогибов и впадин с палеозойским и допалеозойским фундаментом в пределах Монголо-Охотского пояса, байкалид Забайкалья и древнего основания Сибирской платформы свидетельствуют о резко наложенном характере мезозойских прогибов по отношению к гетерогенным структурам фундамента и не позволяют рассматривать их как остаточные геосинклинальные «овалы» или прогибы. Они не остались от палеозойского (герцинского) этапа развития структур Монголо-Охотского пояса, а отделены от них крупным региональным перерывом в осадконакоплении и внедрением главных масс гранитоидов послеверхнекарбонового и допермского возраста и более мелких интрузий пермского возраста.

Формирование этих структур связано с самостоятельным мезозойским этапом тектонического развития рассматриваемой области, выделенным еще в 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским и ярко проявившимся в краевой части Азиатского континента, прилегающей к Тихому океану.

Мезозойские структуры, по морфологии и составу выполняющих их формаций весьма близкие с описанными выше прогибами и впадинами Монголо-Охотского пояса, Прибайкалья и Алданского щита, имеют широкое распространение в восточной части Азиатского континента, непосредственно примыкающей к области мезозоид Тихоокеанского кольца.

Аналогичные мезозойские прогибы и впадины распространены в Восточном Прибайкалье, в Монголии, в зоне сочленения древней Китайско-Корейской платформы и Восточно-Азиатских герцинид (Яньшаньские горы), а также в северо-восточной части Китайско-Корейской платформы и в пределах каледонид Катазии на юге Китая.

Мезозойские прогибы и впадины в этих районах обычно невелики по размерам, но образуют системы опусканий, протяженные на сотни километров, разделенные параллельными им зонами поднятий древнего фундамента, как это имеет место в Монголо-Охотском поясе и прилегающих с севера районах СССР.

Образование этих структур охватывает промежуток времени от триаса до верхнего мела включительно, а в отдельных местах и от перми.

Характерные признаки прогибов и впадин, имеющих столь широкое распространение в восточной части Азиатского континента следующие.

1. Эти структуры наложены на разнородный фундамент и отделены значительным перерывом в осадконакоплении от основания, на котором они развиваются. Этот перерыв может охватывать от одной-двух систем или целую эру (архей — мезозой).

2. Эти прогибы и впадины имеют относительно короткий период развития (одна или две системы), выполнены терригенными формациями, представленными морскими или континентальными молассами нередко угленосными, сложносочетающимися с наземными вулканогенными образованиями различного состава — от липаритов до базальтов (с преобладанием излияний среднего состава андезитов и порфиритов). Мощность этих отложений отличается большой изменчивостью и колеблется от сотен метров до 4—5 *км*, реже 7 *км*.

3. Дислокации в пределах этих прогибов и впадин отличаются относительно простыми формами складок — брахиосинклинали, гребневидные антиклинали и грабен-синклинали, сочетающиеся с разломами. Вдоль крупных зон разломов, пересекающих эти структуры, могут иметь место более сложные смятия и чешуйчатые надвиги и связанный с ними повышенный метаморфизм мезозойских пород (до стадии филлитов, реже слюдяных сланцев).

4. Образование этих впадин связано с глубинными процессами (revivatio — оживление), вызывающими линейное коробление жесткого основания как окраин древних платформ, так и областей завершенной палеозойской складчатости. Поэтому развитие впадин и прогибов этого типа сопровождается не только интенсивной вулканической деятельностью, но и гранитными интрузиями, преимущественно дискордантными по отношению к вмещающим структурам. Эти граниты внедряются вдоль разломов, пересекающих мезозойские отложения не только в пределах впадин, но и в пределах поднятий сложенных древними кристаллическими толщами основания. Однако основные и ультраосновные интрузии, столь характерные для геосинклинальных зон, как правило, не связаны с формированием этого типа структур.

Таким образом, все перечисленные особенности прогибов и сопряженных с ними поднятий заставляют относить их к новому типу структурных форм, по своим качествам отличающихся от геосинклинальных и платформенных структур.

Впервые этот тип структур, как упоминалось выше, был выделен автором в 1958 г. в особую категорию тектонических форм. В последние годы эти структуры также привлекали внимание многих исследователей своим своеобразием и особым положением по отношению к фундаменту.

Ими занимался Чэнь Го-да (1960₁,₂), который предложил выделить их также в особую группу «дива́ структур» (от китайского слова «дива́» — впадина земли). Но к этой категории «дива́ структур» указанный автор отнес не только формы, близкие описанным выше, но и широкие платформенного типа синеклизы мезо-кайнозойского возраста, такие как синеклиза Сунляу или Ордоса, поэтому применение этого термина, слишком широко понимаемого китайскими геологами, не рационально.

Ввиду того, что рассматриваемые впадины и прогибы исключительно широко распространены в краевой части Восточной Азии, для них может быть предложено название прогибов и разделяющих их поднятий восточноазиатской группы.

С мезозойской эпохой тектонического развития вдоль побережья Тихого океана на окраинах Азиатского и Американского континентов связано образование крупных мезозойских геосинклинальных систем (Аляски, Северо-Востока СССР, Верхоянья, Сихотэ-Алиня и др.). Мезозойские геосинклинальные системы наложились на различные структурные элементы — платформы и геосинклинальные области палеозойского и допалеозойского возраста — причем строение мезозойских геосинклинальных систем в зависимости от фундамента, на котором они заложились, получило свои специфические черты как в смысле состава формаций, так и в морфологии складчатых структур. Это положение, например, подтверждается сравнением между собой мезозоид Северо-Востока СССР, наложенных на разнородный фундамент, в том числе и на платформенный, с мезозоидами Сихотэ-Алиня, развивавшимися на герцинском основании.

Почти одновременно с развитием мезозоид Тихоокеанского пояса в прилегающей к ним восточной части Азиатского континента (в пределах Монголо-Охотского пояса и др.) происходило образование описанных выше структур восточноазиатской группы также на весьма разнородном основании.

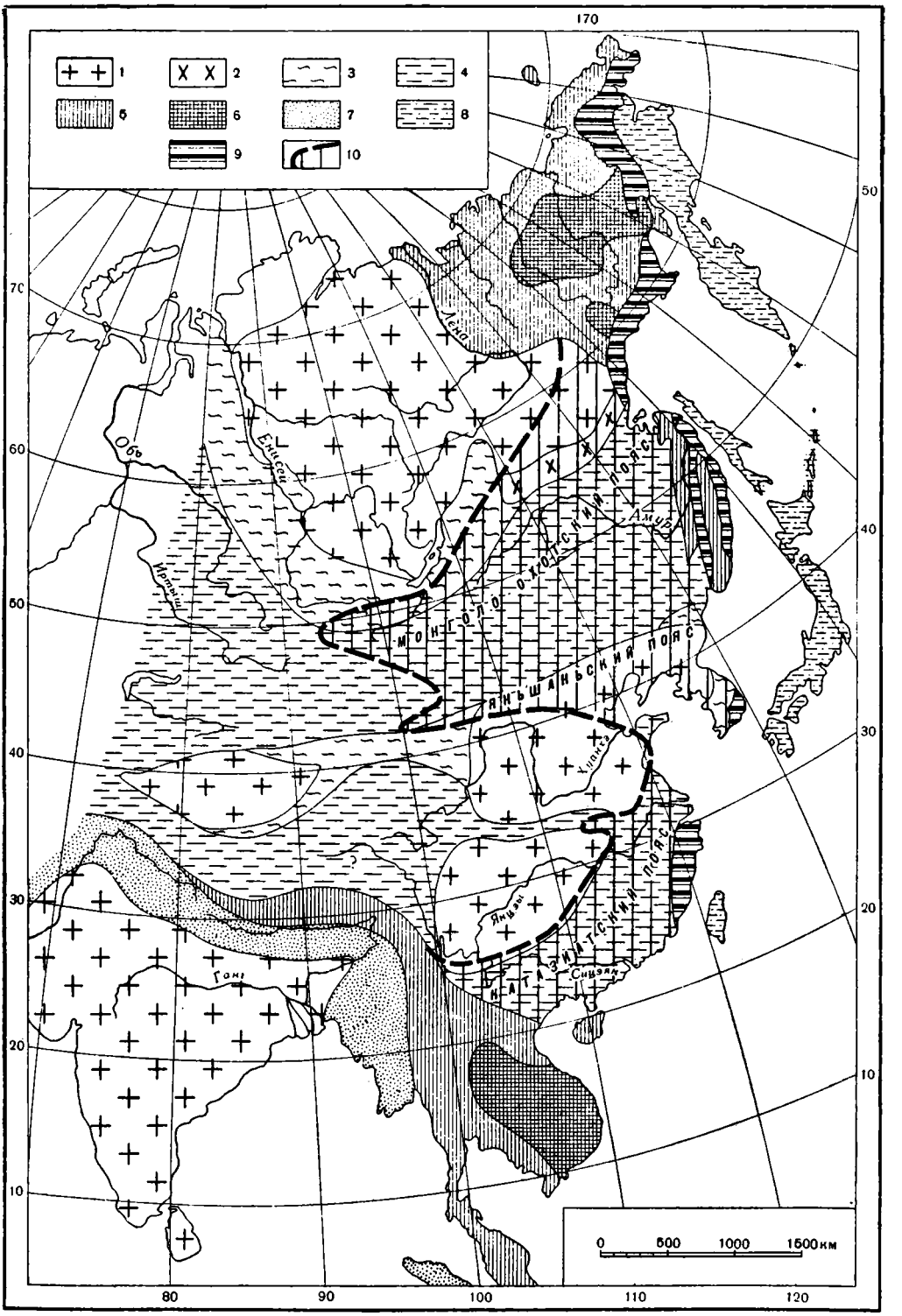
Для этого типа структур характерно большое разнообразие форм и пестрота выполняющих их формаций. При общей наложенности впадин и прогибов восточноазиатской группы на разнородный фундамент наблюдаются элементы унаследованности простирания и формы этих структур от структур основания.

Тектонические движения, возникающие в зоне мезозойских геосинклиналей Тихоокеанского пояса, распространялись и на прилегающие к ним участки Азиатского континента, «взламывая» древние структуры платформ и палеозойских складчатых областей, в пределах которых происходило линейное коробление жесткого основания. В результате этих движений оживали старые разломы и возникали новые, уходящие в глубокие зоны земной коры; вдоль них возникали очаги плавления и магма поднималась на поверхность.

По мере удаления от мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса процесс ревивации постепенно затухал.

На прилагаемой карте (фиг. 160) показана зона распространения мезозойских прогибов и впадин восточноазиатской группы, которая образует на востоке Азии довольно широкую полосу с неровными краями, непосредственно примыкающую к мезозоидам восточной части Тихоокеанского кольца и грандиозному Охотско-Катазиатскому поясу глубинных разломов, расположенному на краю Азиатского континента. Вдоль этого пояса в различных его частях на протяжении юры, мела и в палеогене происходили мощные вулканические излияния различного состава (преимущественно среднего), а затем внедрение гранитных интрузий, прорывающих вулканогенные породы до палеогеновых андезитов и базальтов включительно.

На карте ясно видна наложенность зоны распространения прогибов и впадин восточноазиатской группы на разнородные структурные элементы Азиатского континента.



Фиг. 160. Соотношения зоны наложенных мезозойских прогибов и впадин восточноазиатской группы со структурами фундамента (составила М. С. Нагибина в 1961 г.).

1 — древние платформы (дорифейские); *2* — области нижнепротерозойской складчатости Станового хребта; *3* — области байкальской и раннекаледонской складчатости (нерасчлененные); *4* — области герцинской и каледонской складчатости (нерасчлененные); *5* — области мезозойской складчатости; *6* — срединные массивы в областях мезозойской складчатости; *7* — области альпийской складчатости; *8* — области камчатской складчатости; *9* — Охотско-Катазиатский вулканический пояс; *10* — область распространения наложенных мезозойских структур (прогибов и поднятий) восточноазиатской группы

Из анализа карты (фиг. 160) отчетливо видно, что прогибы и впадины восточноазиатской группы в своем распространении не безразличны к строению фундамента, на котором они развиваются. Так, например, наложенные мезозойские впадины и прогибы проникают далеко на запад в глубь континента по простиранию палеозойских и байкальских складчатых систем и особенно вдоль подвижных тектонических швов и зон глубинных разломов, заложенных на границах складчатых систем различного возраста и древних платформ.

В пределах древних платформ развитие прогибов и впадин восточноазиатской группы имеет ограниченное распространение, они образуются лишь в краевых частях древних платформ, примыкающих к мезозоидам Тихоокеанского кольца и упомянутому Охотско-Катазиатскому вулканическому поясу, а именно на юго-востоке Сибирской и северо-востоке Китайско-Корейской дорифейских платформ.

По размеру и мощности отложений, а также по составу и размерам сопровожающих их гранитных тел среди впадин и прогибов восточноазиатской группы можно выделить два типа.

Н. А. Флоренсовым для районов Прибайкалья в последние годы 1948—1960 г. были детально описаны многочисленные мезозойские и кайнозойские впадины, среди которых им были выделены мезозойские впадины забайкальского типа и кайнозойские впадины байкальского типа (ранее выделенные Е. В. Павловским, 1937). Впадины байкальского и забайкальского типов резко различаются между собой как по морфологии структур, так и по сопровождающим их магматическим проявлениям. Образование впадин забайкальского типа сопровождается андезитовым вулканизмом и внедрением малых мезозойских интрузий гранитной магмы от аляскитов и гранодиоритов до щелочных гранитов, граносиенитов, сиенитов и монцонитов и, следовательно, они могут быть отнесены к выделенной выше категории структурных форм восточноазиатской группы.

Глубокие прогибы и впадины зоны Монголо-Охотского пояса, также отнесенные к группе восточноазиатских прогибов, отличаются от забайкальских лишь по размеру (бо́льшей мощностью выполняющих их отложений), а также более крупными размерами и составом гранитных интрузий, представленных гранитоидами от аляскитов до гранодиоритов включительно.

В табл. 15 дается сравнительная характеристика впадин восточноазиатской группы (монголо-охотского и забайкальского типов), а также впадин байкальского типа, четко различающихся между собой как по морфологии структур, так и по сопровождающим их магматическим проявлениям и комплексам полезных ископаемых эндогенного происхождения.

В пределах зоны распространения структур восточноазиатской группы впадины и прогибы монголо-охотского и забайкальского типов могут сменять друг друга по простиранию единой системы прогибов по мере удаления от мезозоид Тихоокеанского кольца, а также могут располагаться в одних и тех же районах. В последнем случае они будут разновозрастными. Например, в описанной области Монголо-Охотского пояса Восточного Забайкалья в верхнем триасе, нижней и средней юре образуются глубокие прогибы монголо-охотского типа, а в верхнеюрское и нижнемеловое время — впадины забайкальского типа. В Верхнем Приамурье и Северном Дунбее, начиная с верхнего триаса и нижней юры и до нижнего мела включительно происходило образование прогибов монгло-охотского типа, а в Западном Приохотье период развития прогибов монголо-охотского типа продолжался начиная от верхнего триаса до верхнего мела включительно и, возможно, захватывал даже палеоген.

В пределах показанной на схеме зоны распространения прогибов и впадин восточноазиатской группы структуры монголо-охотского и забайкальского типа распространены также неравномерно в зависимости как от

Таблица 15

Сравнительная характеристика впадин восточно-азиатского и байкальского типов

		Состав формаций и мощности отложений	Морфология структур	Состав интрузий	Эндогенные месторождения
Прогибы и впадины восточноазиатской группы	монголо-охотского типа	Песчано-сланцевые, угленосные и грубообломочные отложения морского или континентального происхождения (типа моласс), сложно сочетающиеся с наземными вулканогенными породами (от липаритов и кварцевых порфиров до базальтов с преобладанием андезитов и порфиритов). Мощность от 1 до 4—5 *км*, реже до 7 *км*	Приразломные впадины и прогибы с простыми формами складок — брахисинклинали, гребневидные антиклинали и купола, грабен-синклинали, сопровождаемые продольными и поперечными разломами. Вблизи разломов может быть более интенсивная мелкая складчатость и повышенный метаморфизм.	Гранитоиды — от аляскитов и нормальных гранитов (гранит-порфиров) до гранодиоритов и диоритов	Олово, вольфрам, молибден, полиметаллы, золото
	забайкальского типа	Терригенно-вулканические формации, сложенные песчано-сланцевыми, грубообломочными угленосными и битуминозными отложениями континентального происхождения (типа моласс), сложно сочетающиеся с вулканогенными породами (от кварцевых порфиров до базальтов) с преобладанием андезитов и порфиритов. Мощность до 1—3 *км*	Приразломные впадины и прогибы с простыми формами складок — брахисинклинали и антиклинали, гребневидные антиклинали, грабенсинклинали, сопровождаемые продольными и поперечными разломами. Вблизи разломов дополнительная мелкая складчатость	Малые интрузии гранитного ряда — гранит-порфиры, гранодиориты, щелочные граниты, грано-сиениты, сиениты и монцониты	Молибден, золото, полиметаллы, флюорит
Впадины байкальского типа		Рыхлые или слабодиагенетизированные галечники, пески и глины с прослоями бурых углей и торфяников. По окраинам впадин терригенные отложения могут переслаиваться с покровами базальтов и их туфов	Грабены и грабен-синклинали, осложненные пологими брахискладками, пересеченными продольными и поперечными разломами	Дайки и штоки базальтового состава (долериты и базальты)	Минеральные источники

степени удаленности от краевого пояса мезозоид Тихоокеанского кольца, так и от строения фундамента.

Вдоль южной окраины архейского Алданского щита располагается линейная система крупных прогибов забайкальского типа, выполненных континентальными грубообломочными и угленосными отложениями юрско-нижнемелового возраста.

Вдоль северной окраины протяженной складчатой области восточноазиатских герцинид, расположенной между Сибирской и Китайско-Корейской древними платформами, располагается система наложенных глубоких мезозойских прогибов, протягивающаяся от берегов Охотского моря (бассейнов рек Уды и Торома) через Верхнее Приамурье, Северный Дунбей и Восточное Забайкалье в Восточную Монголию и образующая так называемый Монголо-Охотский пояс, имеющий протяженность более 2000 *км*. Глубокие мезозойские прогибы монголо-охотского типа приурочены здесь к системе монголо-охотских краевых глубинных разломов восточноазиатских герцинид, а также располагаются непосредственно к югу от этих разломов, где они наложены на среднепалеозойские синклинории.

Глубокие мезозойские впадины и прогибы монголо-охотского типа на востоке Китая и в Корее приурочены к южной зоне сочленения восточноазиатских герцинид с древней Китайско-Корейской платформой и складчатыми системами байкальского возраста, выделенными Н. П. Херасковым на севере Китая. Эти впадины и прогибы, выполненные грубообломочными терригенными, вулканогенными угленосными континентальными отложениями мощностью от 1 до 3—5 *км*, имеющими возраст от нижней юры до нижнего мела включительно, наложены на краевую часть Китайско-Корейской платформы и области байкальской складчатости, а также на прилегающую с севера краевую часть герцинид Внутренней Монголии. Система мезозойских прогибов, располагающаяся вдоль северного края древней Китайско-Корейской платформы в области Яньшаньских гор наложена на зону глубоких опусканий типа перикратонных опусканий, по Е. В. Павловскому (1959), выполненных терригенно-карбонатными и вулканогенными отложениями синия, мощность которых составляет от 5 до 7 *км*, нижнего кембрия, ордовика и карбона. Эта система мезозойских впадин и прогибов в китайской литературе (Основы тектоники Китая, 1962) по Чжань Вэнь-ю получила название Яньшаньской парагеосинклинали или зоны «дива структур», по Чэнь Го-да (1960_1).

Впадины и прогибы монголо-охотского типа, образующие протяженные на сотни километров линейные системы опусканий, выполненные отложениями триасового и юрско-мелового возраста и чередующиеся с параллельными им поднятиями палеозойского и допалеозойского кристаллического фундмента, широко распространены на юге Китая где они наложены на каледониды Катазии к югу от древней Южно-Китайской платформы. Мощность мезозойских, преимущественно юрско-нижнемеловых вулканогенно-осадочных отложений в пределах впадин и прогибов Катазии колеблется от сотен метров до 7—8 *км* и представлены они как континентальными, так и морскими отложениями.

Во всех трех областях — Монголо-Охотской, Яньшаньской и Катазиатской — мезозойские отложения впадин и прогибов и древние отложения разделяющих их поднятий прорваны крупными гранитными интрузиями мезозойского (яньшаньского) возраста, с которыми во всех трех районах связаны однотипные оловянно-вольфрамовые, полиметаллические и другие месторождения.

На остальной территории в пределах выделенной зоны распространения структур восточно-азиатской группы, развиты преимущественно впадины и прогибы забайкальского типа, особенно в западной ее части, где они сменяют по простиранию структуры монголо-охотского типа.

Зоны распространения глубоких мезозойских прогибов монголо-охот-

ского типа, весьма сходные между собой как по морфологии структур, так и по сопровождающему их гранитному магматизму, на прилагаемой карте (фиг. 160) выделены в качестве структурно-металлических поясов: Монголо-Охотского, Яньшаньского и Катазиатского.

Эти пояса имеют не только особое структурное значение, но представляют собой и четко выраженные металлогенические зоны, в пределах которых имеются крупные мезозойские месторождения олова, вольфрама, молибдена и других цветных и редких металлов.

При детальном геологическом изучении в пределах этих крупных поясов можно выделить более дробные структурно-металлогенические зоны, как это сделано в пределах советской части Монголо-Охотского пояса и в прилегающих к нему с севера районах.

Впадины байкальского типа по морфологии структур и особенно по характеру сопровождающего их развитие магматизма существенно отличаются от описанных впадин и прогибов восточноазиатской группы, относятся к иному, кайнозойскому этапу развития тектонических структур рассматриваемой территории и широко распространены в пределах Азиатского и других континентов.

В рассматриваемой области Монголо-Охотского пояса и в прилегающих районах впадины байкальского типа, с одной стороны, имеют четко выраженный самостоятельный структурный план, наложенный на древнее допалеозойское и палеозойское кристаллическое основание как показал Е. В. Павловский (1948₂), что также хорошо видно на примере выделенной Н. А. Флоренсовым (1960) Монголо-Байкальской зоны сейсмоактивных структур. С другой стороны, они наследуют развитие мезозойских впадин восточноазиатской группы. Структурному плану распространения впадин байкальского типа не свойственна прямая связь с развитием кайнозойских геосинклинальных структур Тихоокеанского кольца, как это было отмечено для впадин восточноазиатской группы.

Образование описанных впадин и прогибов восточноазиатской группы генетически связано с процессом ревивации древних палеозойских и допалеозойских складчатых систем на востоке Азиатского континента в зоне прилегающей к мезозоидам Тихоокеанского пояса, вызывающим линейное коробление жесткого кристаллического основания и образование крупных разломов глубинного типа

В пределах рассматриваемой области этот процесс проявился с различной интенсивностью и в различной форме в зависимости от строения фундамента и степени удаленности от мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса: Образование впадин и прогибов забайкальского и байкальского типов Е. В. Павловский (1953) связывает с процессом аркогенеза «то есть длительного формирования геоморфологически выраженных линейных систем, крупных сводовых поднятий — антиклинориев, разделенных синклинорными прогибами, к числу которых относятся и впадины байкальского типа». Эти процессы «с особой силой начинают проявляться на окраинах древних сиалических платформ с середины или с конца мезозойской эры (конец юры — мел) и проявляются до настоящего времени. Здесь мы имеем дело с качественно новым состоянием вещества больших участков древних платформ, приобретающих с конца мезозойской эры высокую подвижность и капитальным образом изменяющих свою внешнюю (геоморфологическую) и внутреннюю (тектоническую) структуру».

Процесс аркогенеза Е. В. Павловский (1953) понимает очень широко. С этим процессом, по его мнению, связано образование горного рельефа и впадин в Восточной Сибири (Прибайкалье и Забайкалье) аналогичные формы поднятий и впадин Тянь-Шаня, описанные С. С. Шульцем (1948), Центральной Азии, области Великого Рифта Африки и Аравии и другие. С процессом аркогенеза Е. В. Павловский связывает проявление малых интрузий гранитов (нормальных и щелочных), излияний кислых и основных

пород и мезозойские трубки взрыва, заполненные основными породами на древних платформах. При таком широком понимании процесса аркогенеза описанные формы восточноазиатской группы могут рассматриваться только как частный случай проявления аркогенеза — как линейного коробления жестких сиалических платформ, возникающего только в периферической зоне последних, непосредственно примыкающей к геосинклинальной системе соответствующего (мезозойского) возраста.

Впадины и прогибы восточноазиатской группы по своей форме и составу слагающих их грубообломочных терригенных и угленосных формаций действительно близки к мезозойским впадинам и прогибам внутренних частей Азиатского континента, так же наложенных на разновозрастный жесткий фундамент. Однако они резко отличаются от них по составу и масштабу проявления сопровождающих их развитие эффузивных (андезитовой формации) и интрузивных (гранитоидов) образований, как это показано выше. Поэтому автор для тектонического процесса, глубоко преобразующего участки платформ, прилегающих непосредственно к геосинклинальным областям, предлагает другой термин — ревивация древних структур под влиянием более молодых тектонических движений.

Процессы ревивации имели место в различные этапы развития земной коры в зоне жестких структур (окраин платформ), прилегающих к геосинклинальным системам различного возраста, или в пределах срединных массивов; однако размер этих явлений, который имел место в мезозое в периферической зоне восточноазиатской части Тихоокеанского пояса, приведший здесь к образованию прогибов и впадин восточноазиатской группы, не имеет себе аналогов в других частях земной коры.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Изложенный материал позволяет по новому характеризовать историю развития тектонических структур Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы.

Рассматриваемая область представляет собой один из интереснейших примеров длительного унаследованного развития геосинклинальных систем, начиная с протерозоя и начала неогея до верхнего палеозоя включительно.

Протерозойская стадия

Изучение формаций протерозоя в области Станового хребта и Монголо-Охотской складчатой системы, представленных однообразной на огромном протяжении серией глубоко метаморфизованных песчано-глинистых отложений, переслаивающихся с вулканогенными породами основного и кислого состава, а также подчиненными им линзами и маломощными прослоями карбонатных пород, превращенных в процессе глубинного метаморфизма в парагнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, порфироиды и мраморы, позволяют сделать вывод о существовании в нижнем протерозое обширной эвгеосинклинальной области, расположенной к югу от древнейшего Алданского щита Сибирской платформы.

Н. В. Фролова (1958) в своих работах писала, что Алданский щит является древнейшим элементом Сибирской платформы и представляет собой реликт эпиархейской протерозойской платформы.

В протерозое в пределах Восточной Сибири достаточно отчетливо намечается дифференциация земной коры на две крупные категории тектонических форм — платформы и геосинклинальные области. Начиная с протерозоя, как об этом писали еще в 1951 г. Е. В. Павловский и Н. А. Флоренсов к западу и к югу от Алданского щита отчетливо наметилась область нижнепротерозойской геосинклинальной седиментации.

Монотонность состава гнейсовых серий протерозоя Станового хребта и прилегающих районов Монголо-Охотской системы свидетельствует о том, что эта геосинклинальная область была еще очень слабо расчленена (фиг. 69) и только в северной ее части, в зоне Станового хребта и в Прибайкалье, можно наметить простирание крупных геоантиклинальных зон, в ядрах которых выходят сильно диафторированные архейские породы (гиперстеновые гнейсы и другие).

Вдоль северного края протерозойской геосинклинальной области в начале протерозоя была заложена система крупных Южно-Алданских разломов глубинного типа, вдоль которых на огромном протяжении проникли интрузии ультраосновного и основного состава, образовавшие гигантские по своим размерам тела анортозитов, габбро-анортозитов, габбро и диаба-

зов, имеющие форму, вытянутую параллельно разломам. Интрузии основного состава, образовавшие пластовые тела роговообманковых габбро, габбро-диоритов и диоритов проникли и в другие места внутренней зоны протерозойской геосинклинальной системы, в последующие этапы геологического развития подвергшиеся сильному метаморфизму и превратившиеся в ортоамфиболитовые и рассланцованные габбро.

В процессе развития нижнепротерозойской геосинклинальной системы мощные серии песчано-сланцевых и вулканогенных пород с прослоями известняков были смяты в очень крупные, относительно простой открытой формы складки, лишь на крыльях осложненные более мелкой складчатостью и плойчатостью, пронизанные гигантскими гранитными интрузиями, образующими сложнейшие инъекционные контакты с вмещающими породами, обычно конкордантные по отношению к складчатым структурам.

В результате этого осадочные и вулканогенные породы протерозоя были полностью метаморфизованы в условиях средних и больших глубин до стадии амфиболовых и слюдяных гнейсов с силлиманитом и кордиеритом, амфиболитов, кристаллических сланцев и мраморов.

Северная краевая часть протерозойской эвгеосинклинальной системы в области Станового хребта причленилась к Алданскому щиту и в дальнейшем ходе геологической истории не испытывала существенных погружений.

Байкальская стадия

К югу и юго-западу от архейского Алданского щита и протерозоид Станового хребта продолжала существовать широкая весьма подвижная геосинклинальная система, вдоль северного края которой у подножья горной системы Станового хребта были заложены глубокие разломы — Северо-Янканский, Усть-Гилюйский и Северо-Удский (фиг. 70, 156).

В пределах этой геосинклинальной системы в рифейское время продолжали накапливаться мощные (десятки километров) толщи преимущественно терригенных песчано-глинистых осадков, переслаивающиеся с подводными вулканическими излияниями основного и кислого состава и подчиненными им линзами и пачками карбонатных пород.

Эта геосинклинальная область имела более сложную форму и состояла из двух крупных ветвей — Байкальской на западе и Монголо-Охотской на юге.

В пределах рифейской геосинклинальной системы по составу формаций можно выделить различные структурные зоны — миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей (фиг. 70).

В краевых частях рифейской геосинклинальной системы, вдоль границы с Сибирской платформой на западе и в пределах Буреинского срединного массива на востоке, развивались относительно узкие зоны миогеосинклиналей, отличающиеся накоплением мощных терригенных и отчасти карбонатных толщ, лишенных вулканогенных пород. В пределах же главной части Байкальской и Монголо-Охотской ветвей рифейской геосинклинали происходило развитие глубочайших эвгеосинклинальных прогибов, однако развитие это в той и другой зонах происходило различными путями.

В Байкальской ветви геосинклинальной системы в рифее происходило расчленение ее на крупные линейные зоны глубоких геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий северо-восточного простирания; в ядрах последних выступали гнейсовые толщи протерозойского и более древнего архейского возраста.

В процессе развития геосинклинальных структур в рифее в пределах Байкальской ветви произошло замыкание геосинклинальных прогибов и внедрение гранитных масс, однако в отдельных ее участках и в нижнем кембрии сохранились остаточные геосинклинали, в которых продолжалось

накопление морских терригенно-вулканогенных и карбонатных осадков до 5 *км* мощности (бассейн Джиды и верхнее течение Витима — фиг. 71) Только после нижнего кембрия резко изменился геотектонический режим Байкальской системы, завершившийся внедрением огромных гранитных масс, образовавших крупные массивы, конкордантные по отношению к рифейским и нижнекембрийским складчатым структурам.

Наиболее крупные гранитные массивы нижнекембрийского возраста располагаются в юго-восточной краевой части байкалид в зоне сочленения Байкальской и Монголо-Охотской ветвей рифейской геосинклинальной системы и в зоне сочленения байкалид и протерозоид Станового хребта.

В верхнем кембрии в пределах байкальской ветви байкалид происходило накопление лишь грубообломочных и вулканогенных континентальных толщ в отдельных наложенных впадинах.

Описанная Байкальская ветвь рифейской геосинклинальной системы была районом, на примере которого Н. С. Шатским в 1931 г. была выделена самостоятельная байкальская эпоха складчатости, занявшая прочное место в геологической истории развития земной коры.

В пределах наиболее обширной Монголо-Охотской ветви рифейской геосинклинальной системы продолжали развиваться глубокие прогибы эвгеосинклинального типа и только в восточной ее части, в бассейне Буреи и на Малом Хингане, в рифее обособилась протяженная зона северо-восточного простирания с миогеосинклинальным режимом осадконакопления. В пределах этой миогеосинклинальной зоны в это время происходило накопление терригенных и карбонатных толщ несколько сокращенной мощности по сравнению с соседними глубокими эвгеосинклинальными прогибами. Границы этой миогеосинклинальной зоны наметили основные контуры структурной зоны, которая в дальнейшем ходе геологической истории, уже в палеозойский период развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы, превратилась в Хингано-Буреинский срединный массив.

В рифее в пределах Хингано-Буреинской миогеосинклинальной зоны возникли крупные линейные структуры опусканий и поднятий общего северо-восточного простирания — геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклинали, в ядрах которых выступали гнейсовые толщи протерозоя.

Аналогичные структуры заложились и в краевой части эвгеосинклинали, в бассейне рек Зеи и Селемджи, непосредственно примыкающей к Хингано-Буреинской миогеосинклинальной зоне. Форма изгибов в северной части этих крупных синклинорных и антиклинорных структур (фиг. 70) заставляет предполагать к северу от Хингано-Буреинской зоны существование жесткого упора, вероятно, отделенного от рассматриваемой зоны разломом, послужившим началом заложения крупнейшей Южно-Тукурингрской системы разломов, игравшей существенную роль в дальнейшей истории формирования геологической структуры северо-восточной части Монголо-Охотской геосинклинальной системы. На существование здесь этого жесткого упора указывают крупные выходы гнейсовых толщ нижнего протерозоя в верховьях рек Селемджи и Нилана, имеющие близкое к широтному простирание.

На остальной территории Монголо-Охотской геосинклинальной системы, в зоне глубочайших эвгеосинклинальных прогибов, расчленение и усложнение их формы наметилось лишь в нижнем кембрии.

Нижнепалеозойская стадия

На основании изучения состава формаций и распределения мощностей кембрийских отложений в пределах Монголо-Охотской системы можно наметить границы эвгеосинклинальных прогибов Центрального Восточно-Забайкальского, Джагдинского и Большого Хингана (фиг. 71), в пределах

которых происходило накопление терригенных песчано-глинистых пород, переслаивающихся с кремнистыми сланцами и подводными вулканическими излияниями основного и кислого состава, общей мощностью от 3 до 5 *км*. Эти эвгеосинклинальные прогибы были разделены между собой зонами относительных поднятий, в пределах которых происходило накопление преимущественно терригенно-карбонатных осадков от 1 до 2,5 *км* мощности. К таким зонам поднятий относятся Приаргунская, Гонжинская и частично Зее-Селемджинская.

Эвгеосинклинальные прогибы и разделяющие их поднятия имели общее северо-восточное простирание, параллельное системе краевых монголо-охотских разломов (ограничивающих с юга протерозоиды Станового хребта) и послужили началом развития крупнейших палеозойских антиклинориев и синклинориев юго-западной и центральной частей Монголо-Охотской системы. В пределах Центральной геосинклинальной зоны Восточного Забайкалья и Джагдинского прогиба фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские отложения залегают согласно и без следов перерыва в осадконакоплении на отложениях рифея. Наоборот, в зонах геоантиклинальных поднятий, где это удается установить, наблюдается отчетливое несогласие между нижнекембрийскими и докембрийскими отложениями и резкая разница в степени метаморфизма этих пород (Приаргунский, Борщевочный антиклинории).

К началу кембрийского времени, вероятно, заложились крупные глубинные краевые разломы и на юго-западе Монголо-Охотской геосинклинальной системы, отделившие ее от байкальской ветви байкалид. Кроме того, заложились разломы внутри геосинклинальной системы — на границах наметившихся геоантиклинальных и геосинклинальных зон.

Наиболее четко определилась Южно-Янканская и Южно-Тукурингрская системы глубинных разломов, вдоль которых в нижнем палеозое произошло внедрение крупных сложно построенных интрузивных тел основного и среднего состава.

В начале нижнепалеозойского этапа развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы внедрение магматических масс основного состава происходило не только вдоль Южно-Тукурингрского глубинного разлома, а также и во внутренних ее частях, где интрузивные тела габбро, пироксенитов и диоритов, имеющие сильно удлиненную форму согласно простиранию вмещающих структур, обычно приурочены к краевым частям крупных синклинальных структур или к разломам на границе антиклинориев и синклинориев.

В нижнепалеозойский период развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы и в верхнем кембрии и ордовике намечается дальнейшая дифференциация структурных зон. Происходят крупные поднятия в зоне краевых антиклинориев — Борщевочном, Янканском и Тукурингро-Джагдинском, — которые надолго сохраняют эту тенденцию в дальнейшем ходе геологической истории, и лишь некоторые участки этих структур испытывают погружение в среднем палеозое, в результате чего в отдельных наложенных мульдах происходит накопление морских терригенных грубообломочных отложений.

Во внутренних частях Монголо-Охотской геосинклинальной системы продолжается унаследованное развитие заложившихся в нижнем кембрии прогибов и поднятий. Продолжается рост крупнейших Приаргунского и Эрендабанского геоантиклинальных поднятий, по обе стороны которых происходит интенсивное прогибание в области Даурского и, особенно, Центрального Восточно-Забайкальского геосинклинальных прогибов, а также Большого Хингана и Восточно-Монгольского.

Мощности морских отложений в пределах перечисленных эвгеосинклинальных прогибов в период нижнепалеозойского этапа их развития, от нижнего кембрия до ордовика включительно, достигали примерно от 5

до 7 *км*. Терригенно-карбонатные отложения того же возраста в пределах Приаргунского геоантиклинального поднятия достигали только 3—3,5 *км*.

В зоне Хингано-Буреинского срединного массива в нижнем кембрии также продолжали унаследованно развиваться структуры, заложенные в рифее. Отложения нижнего кембрия в этой зоне имеют карбонатный и терригенный состав и в синклинории Малого Хингана согласно перекрывают рифейские толщи. На границе рифея и нижнего кембрия здесь происходило накопление железистых кварцитов (джеспилитов). Мощность нижнекембрийских отложений в синклинальных структурах этой зоны не превышает 1 *км*.

Отложения среднего кембрия — ордовика в пределах Хингано-Буреинского срединного массива отсутствуют.

В конце нижнепалеозойского (кембрий — ордовик) этапа развития в отдельных структурных зонах Монголо-Охотской геосинклинальной системы произошло внедрение гранитоидов буреинского комплекса от лейкократовых до биотито-роговообманковых разновидностей. Наиболее крупные гранитные массивы этого возраста располагаются в западной части Хингано-Буреинского срединного массива (Буреинский гранитный массив).

Отдельные сравнительно небольшие гранитные массивы нижнепалеозойского возраста располагаются в пределах геоантиклинальных структур как внешних, так и внутренних зон Монголо-Охотской геосинклинальной системы (фиг. 71) в Борщевочном, Приаргунском антиклинориях и антиклинориях Зее-Селемджинской зоны.

Для северо-восточных частей Монголо-Охотской системы — Западного Приохотья, расположенных к северу и северо-востоку от крупнейшего Южно-Тукурингрского глубинного разлома, по данным Л. И. Красного (1960$_2$), нижнепалеозойские (средний кембрий — ордовик) отложения отсутствуют. Вероятно, к концу байкальского времени рифейские и нижнекембрийские отложения в этой зоне были выведены из-под уровня моря, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, о чем свидетельствуют выходы этих отложений в пределах палеозойских антиклинориев и зон поднятий среди среднепалеозойских и мезозойских отложений. Отложения рифея и нижнего кембрия здесь представлены толщей метаморфических сланцев и песчаников (кварцево-серицитовых, хлоритовых и эпидото-хлоритовых сланцев) с прослоями рассланцованных и метаморфизованных основных и кислых эффузивов и кремнистых пород с редкими прослоями и линзами кристаллических известняков, а в нижнем кембрии с прослоями железистых руд.

Простирание складчатых структур байкальского времени в Западном Приохотье подчинено очертаниям южной части Алданского щита, ограниченного глубинными разломами, и простиранием крупных складчатых структур протерозоид Станового хребта, облекающих с юга архейский Алданский щит (фиг. 70). В пределах Тукурингро-Джагдинского антиклинория крупные складки в метаморфических породах рифея и нижнего кембрия имеют субширотное северо-западное простирание, по направлению на северо-восток постепенно сменяющееся на северо-восточное.

Среднепалеозойская стадия

В рассмотренных выше юго-западной и центральной частях Монголо-Охотской геосинклинальной системы в среднем палеозое — силуре, девоне и нижнем карбоне продолжалось унаследованное развитие крупнейших протягивающихся на сотни километров геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, заложившихся в нижнем палеозое и особенно четко оформившихся в среднепалеозойский период развития.

Для среднепалеозойской стадии развития особенно ярко выступают различия формационных рядов геоантиклинальных и геосинклинальных зон, а также неравномерное прогибание в пределах геосинклинальных зон по простиранию. В пределах крупнейших геосинклинальных прогибов — Даурского, Центрального Восточно-Забайкальского и Верхне-Амурского — среднепалеозойские отложения представлены мощной серией морских терригенных песчано-глинистых пород, переслаивающихся с кремнистыми сланцами, яшмовидными породами, подводными вулканическими излияниями основного и кислого состава и карбонатными породами (рифогенными и хемогенными известняками). Распределение вулканогенных и карбонатных пород среди терригенных осадков весьма неравномерное. Роль вулканогенных пород кислых (кварцевых порфиров, порфироидов и кератофиров) и основных (спиллитов, диабазов и диабазовых порфиритов), обычно имеющих подчиненное значение в составе отложений, сильно возрастает в наиболее прогнутых частях геосинклинальных зон («Агинское поле»). Количество карбонатных пород, также играющих небольшую роль в составе осадков синклинориев, возрастает в относительно поднятых их частях в верховье Амура.

В пределах растущих геоантиклинальных поднятий во внутренней части геосинклинальной системы (Приаргунском антиклинории) в среднем палеозое происходило накопление осадков более изменчивого состава, характеризующегося преимущественно грубообломочными морскими терригенными отложениями — конгломератами, кварцитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, местами переслаивающимися с рифогенными известняками.

Для среднепалеозойских отложений геоантиклинальных зон характерны неполные разрезы, наличие угловых несогласий между силурийскими и девонскими отложениями, а также местами и в более верхних частях разреза между средним и верхним девоном и в нижнем карбоне. Общая мощность среднепалеозойских отложений в зоне антиклинальных поднятий не превышает 3—3,5 *км*.

В пределах геосинклинальных зон внутренних частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы среднепалеозойские отложения от силура до нижнего карбона включительно образуют непрерывный мощный разрез без каких-либо существенных следов несогласия.

В крупнейших синклинориях внутренних частей Монголо-Охотской системы — в Центральном Восточно-Забайкальском и Большого Хингана наблюдается согласное залегание, без следов перерыва, карбонатных силурийских отложений на песчано-сланцевых отложениях ордовика. Не наблюдается также несогласия между силуром и ордовиком (алгачинская и нерчинскозаводская свиты) даже в зоне Приаргнуского антиклинория, разделяющего упомянутые крупнейшие синклинории.

По простиранию зоны синклинорных структур на протяжении свыше тысячи километров наблюдаются довольно резкие ундуляции главной оси прогиба. Суммарная мощность палеозойских отложений в наиболее прогнутых частях синклинориев («Агинское поле» и юг Большого Хингана) достигает 12—14 *км*, из них на долю среднепалеозойских отложений приходится 7—8 *км*, т. е. большая часть мощности палеозойских осадков.

В пределах Даурского синклинория, в газимурском участке Центрального Восточно-Забайкальского и в Верхне-Амурском синклинориях наблюдается воздымание оси прогиба и увеличение роли терригенного материала в составе палеозойских отложений. Мощности среднепалеозойских отложений здесь не превышают 4—5 *км*, т. е. сокращаются почти в два раза по сравнению с наиболее прогнутыми частями.

Мощности нижнепалеозойских отложений в отмеченных зонах поднятий в пределах синклинориев не всегда удается установить из-за широкого распространения гранитных интрузий. Для Газимурской зоны поднятия

(в пределах Центрального синклинория) мощность палеозойских отложений составляет 3,7 *км*, т. е. вдвое меньше, чем в зоне максимального прогибания того же синклинория в пределах «Агинского поля», где она достигает 6—7 *км*.

В зоне краевых антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы (Причикойском, Борщевочном, Янканском и Тукурингро-Джагдинском) среднепалеозойские отложения или отсутствуют на значительном протяжении (Янканский антиклинорий), или образуют небольшие наложенные мульды, выполненные конгломератовыми или песчано-сланцевыми отложениями (Тукурингро-Джагдинский и Борщевочный антиклинории).

В среднем палеозое четко проявляются системы глубинных разломов, заложившихся частично еще в нижнем палеозое на границах описанных выше антиклинориев и синклинориев. Наиболее крупная и протяженная на 1600 *км* от Онона до верховьев Буреи система глубинных разломов ограничивает с юга краевые антиклинории Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Эти разломы на западе имеют северо-восточное простирание (Южно-Борщевочный, Южно-Янканский), затем на северо-востоке дугообразно изгибаются до северо-западного, близкого к широтному, простирания (Южно-Тукурингрский).

Во внутренней зоне Монголо-Охотской геосинклинальной системы в среднем палеозое так же развиваются глубинные разломы — Приаргунский, Западно- и Восточно-Хинганский, имеющие северо-восточное простирание и ограничивающие выделенные выше крупные Приаргунский антиклинорий и синклинорий Большого Хингана.

К юго-востоку от синклинория Большого Хингана вплоть до Хингано-Буреинского срединного массива, в пределах так называемой Зее-Селемджинской зоны в среднем палеозое также унаследованно продолжается развитие крупных линейных структур — антиклинориев и синклинориев. Однако они несколько отличаются своей историей развития и составом формаций от рассмотренной юго-западной и центральной частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

В пределах Зее-Селемджинской зоны, вдоль северо-западной ее границы с Хингано-Буреинским срединным массивом, в силурийское время продолжается интенсивное прогибание в пределах крупных синклинорных структур, заложенных еще в рифее и нижнем палеозое (Норский, Сухотинский и Мало-Хинганский синклинории), разделенных крупным Селемджино-Благовещенским антиклинорием (фиг. 72); но эти синклинории имели более короткий период развития в среднем палеозое, закончившийся в силуре.

Силурийские отложения здесь представлены мощной, свыше 4 *км*, толщей морских терригенных и вулканогенных пород кислого и основного состава. По сравнению с одновозрастными отложениями других частей Монголо-Охотской геосинклинальной системы силурийские толщи Норского и Мало-Хинганского синклинориев резко отличаются обилием вулканогенных пород, поступающих в бассейн, вероятно, вдоль системы глубоких разломов как пограничных с Хингано-Буреинским массивом, так и расположенных на границах упомянутых крупных линейных структур Зее-Селемджинской зоны.

Девонские отложения в пределах Зее-Селемджинской зоны залегают резко несогласно на дислоцированных силурийских отложениях и представлены морскими грубообломочными терригенными и вулканогенными отложениями с прослоями карбонатных пород. Они выполняют небольшие синклинальные структуры (мульды), располагающиеся вдоль силурийских синклинориев или наложенные на докембрийское основание крупных антиклинориев. Нижнекаменноугольные отложения в пределах Зее-Селемджинской зоны отсутствуют.

В пределах Хингано-Буреинского срединного массива, расположенного к востоку от Зее-Селемджинской зоны, силурийские отложения отсутствуют,

а девонские распространены лишь вдоль его северной и восточной окраин, а также местами в центре массива на границе мегаантиклинория и мегасинклинория рифейско-нижнекембрийского времени, в виде маломощных терригенных фаций (кварцитовидных песчаников и сланцев и мелкогалечных конгломератов), выполняющих небольшие наложенные мульды, подобные описанным девонским мульдам в районе Зее-Селемджинской складчатой зоны.

Описанные две зоны крупных унаследованно развивающихся линейных структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы — внутренняя и окраинная (Зее-Селемджинская) — различаются между собой по количеству и по времени внедрения интрузивных магматических пород.

Ранний этап проявления интрузивной деятельности для среднепалеозойской стадии развития структур в целом совпадает с началом роста складчатых структур (антиклиналей и синклиналей) внутри крупных синклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы. По составу интрузивные породы этого этапа очень близки к подводным вулканическим излияниям (спилитам и диабазовым порфиритам), происходившим в процессе интенсивного прогибания и накопления терригенных флишоидных толщ, с которыми они переслаиваются. К этому периоду интрузивной деятельности относится внедрение сравнительно небольших пластовых тел, силлов и, реже, секущих даек и штоков габбро-перидотитов, габбро и габбро-диабазов, приуроченных к центральным частям и крыльям синклиналей или краевым частям антиклиналей, а также — к длительно развивающимся зонам глубинных разломов.

В пределах унаследованно развивающихся среднепалеозойских структур Монголо-Охотской системы внедрение основных интрузий раннего этапа происходило в Зее-Селемджинской зоне (Норский синклинорий) в конце силура, во внутренних частях геосинклинальной системы (Верхне-Амурском и других синклинориях) — в последевонское время.

Второй и главный этап интрузивной деятельности совпадает с завершением роста герцинских складчатых структур в среднем и верхнем палеозое. Для этого этапа характерны кислые интрузии гранитного состава, сильно дифференцированные (богатые гибридными фациями), образующими крупные тела батолитового типа, вытянутые в северо-восточном направлении параллельно простиранию вмещающих палеозойских структур, с которыми они местами образуют сложные инъекционные контакты. Образование и внедрение гранитных расплавов представляет собой длительный процесс, генетически тесно связанный с ростом складчатых структур. При этом наиболее крупные массивы гранитоидов располагаются вдоль зон сочленения протяженных линейных структур — синклинориев и антиклинориев — или в пределах антиклинориев. В первом случае поднятие магмы происходило вдоль зон глубинных разломов и нередко сопровождалось процессами протоклаза и гнейсификации.

В зоне краевых антиклинориев Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системы (Причикойском, Борщевочном и Янканском) гранитоиды палеозойского возраста имеют широкое распространение и, кроме того, по удачному выражению Н. С. Шатского, «выплескиваются» за пределы палеозойской геосинклинальной системы в краевую часть области протерозоид Станового хребта или байкалид Яблоного и Малханского хребтов.

Внутри палеозойских синклинориев Монголо-Охотской системы интрузивные тела гранитного состава приурочены только к областям длительно развивающихся поднятий, совпадающих с воздыманием шарниров складчатых структур, которые имеют место в северо-восточной части Центрального Восточно-Забайкальского синклинория и Верхне-Амурском синклинории, а также в пределах Даурского синклинория. В Верхне-Амурском синклинории крупные гранитные тела этого возраста, конкордантные со складчатыми среднепалеозойскими структурами, приурочены к зоне пе-

региба их простирания с северо-восточного на северо-западное в верховьях Амура.

В длительно развивающихся участках максимального прогибания в пределах синклинориев, как правило, гранитные интрузии отсутствуют. К таким участкам относится «Агинское поле» Центрального синклинория. Внедрение интрузий этого этапа в зоне краевых антиклинориев и внутренней части геосинклинальных структур Монголо-Охотского пояса относится к нижнекаменноугольному-допермскому времени.

В Зее-Селемджинской зоне внедрение наиболее крупных гранитных масс среднего палеозоя происходило в послесилурийское и додевонское время. Последевонские гранитные интрузии в этой зоне образовали значительно более мелкие тела, сложенные преимущественно плагиогранитами и сиенитами.

Иной тип развития имеют среднепалеозойские геосинклинальные структуры в северо-восточной части Монголо-Охотской системы в пределах Удско-Шантарского синклинория.

Удско-Шантарский синклинорий представляет собой одну из крупных эвгеосинклинальных структур, заложившуюся в силуре и девоне на относительно «жестком» протерозойском и байкальском основании. Для него характерно асимметричное строение в смысле распределения состава и возраста выполняющих его силурийских и девонских отложений. В процессе формирования этого эвгеосинклинального прогиба происходила постепенная миграция области максимального прогибания с севера на юг в силурийское и девонское время. Максимальное прогибание наблюдается в девоне вдоль юго-восточной части синклинория (фиг. 72, 73). Вдоль северо-западного края синклинория на границе силурийских и девонских отложений наблюдается размыв и угловое несогласие.

Среднепалеозойские отложения, выполняющие Удско-Шантарский синклинорий, по сравнению с одновозрастными отложениями унаследованно развивающихся синклинориев внутренних частей Монголо-Охотского пояса, отличаются обилием вулканических пород основного и кислого состава, а также кремнистых сланцев и яшмовидных пород, переслаивающихся с мощными песчано-глинистыми флишоидными толщами, содержащими прослои карбонатных пород. Общая мощность среднепалеозойских отложений составляет около 8,5 *км*, из них 7,7 *км* приходится на долю девонских и нижнекаменноугольных. Обилие вулканогенных пород в пределах Удско-Шантарского синклинория (диабазов, спилитов и вариолитов), а также кремнистых и яшмовидных пород свидетельствует о напряженной вулканической деятельности (особенно в верхнем девоне), сопровождавшей формирование этого крупного синклинория, наложенного на гнейсовое протерозойское и байкальское основание на северо-востоке Монголо-Охотской геосинклинальной системы. С северо-запада Удско-Шантарский синклинорий ограничен Северо-Удским глубинным разломом северо-восточного простирания, являющимся последним восточным звеном в протяженной системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса. Вдоль этого разлома в девонских отложениях особенно велика роль вулканогенного материала. В нижнем карбоне вулканическая деятельность постепенно затухает и среди морских песчано-сланцевых толщ лишь местами заключены прослои пирокластического материала.

Интрузивная деятельность в пределах Удско-Шантарского синклинория проявилась в небольших масштабах и приурочена лишь к локальным небольшим участкам синклинория. Ранний этап интрузивной деятельности в Удско-Шантарском синклинории, также как и в других синклинориях Монголо-Охотской области, приурочен к началу развития складчатых структур девонского и нижнекаменноугольного времени и по составу интрузивных пород (габбро-пироксенитов, габбро и диоритов) весьма близок к основным подводным вулканическим излияниям (диабазам, спилитам и

диабазовым порфиритам). К этому этапу относится внедрение основных и ультраосновных пород, прорывающих, по Л. И. Красному, верхнедевонские отложения в центральной части синклинория на Шантарских островах и в долине Гербикана (правый приток Уды),— так называемый Шантарский интрузивный комплекс.

Второй и завершающий этап палеозойской интрузивной деятельности здесь проявился после нижнего карбона внедрением гранитной магмы в процессе завершения развития складчатых структур Шантарского синклинория. Гранитные интрузии этого возраста здесь имеют незначительное распространение. Небольшие гранитные тела верхнего палеозоя (Дюкчанский интрузивный комплекс) располагаются в зоне сочленения Удско-Шантарского синклинория и крупного Тукурингро-Джагдинского антиклинория, а также Северо-Удской зоны краевого глубинного разлома, за пределами собственно Удско-Шантарского синклинория в краевой части протерозоид хребтов Станового и Джугджура.

В пределах центральных частей глубокого Удско-Шантарского геосинклинального прогиба, где общая мощность среднепалеозойских отложений достигает 7—8 *км* на всем его протяжении, нигде не наблюдается выходов палеозойских гранитных тел, так же как и в зоне максимального прогибания в других синклинориях Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

Из приведенного описания истории развития палеозойских структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы видно, что в среднем палеозое происходит наиболее сложная дифференциация структурных форм, ведущая к завершению геосинклинального процесса развития этой области.

Для среднепалеозойской стадии развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы, как отмечено выше, можно выделить три типа геосинклинальных структур, различающихся между собой по истории своего развития.

Первые два относятся к категории длительно развивающихся геосинклинальных форм, унаследовавших свое направление и тенденцию к прогибанию и поднятию во всяком случае от рифейской и нижнепалеозойской геосинклинальных систем. К этой категории структур относится главная часть крупнейших синклинориев и антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы, протяженных на сотни и даже тысячи километров— синклинории (Даурский, Центральный Восточно-Забайкальский, Верхне-Амурский, Большого Хингана, Норский, Сухотинский и Мало-Хинганский) и разделяющие их антиклинории (Приаргунский, Верхне-Ганьхинский и Благовещенско-Селемджинский).

Среди них по времени развития и по положению в пространстве можно различать первый тип синклинориев и антиклинориев, приуроченных к внутренним частям геосинклинальной системы. Для синклинориев устанавливается непрерывный или почти непрерывный разрез морских осадочных и вулканогенных отложений от верхнего докембрия или рифея до нижнего карбона включительно. Весь разрез имеет, снизу вверх близкий формационный состав, представленный флишоидными отложениями с прослоями основных и кислых эффузивов типа спилито-кератофировой формации, неравномерно распределенными внутри синклинориев.

Начиная с нижнего кембрия на протяжении того же интервала времени происходил рост геоантиклинальных структур (Приаргунский антиклинорий), в пределах которых имело место накопление сравнительно маломощных преимущественно карбонатно-терригенных осадков. Для антиклинорных структур характерны перерывы в отложении осадков, размыв и крупные угловые несогласия на границе нижнего кембрия и докембрия, силура и девона. К этим перерывам в осадконакоплении приурочено внедрение гранитных интрузий ранних стадий проявления кислого интрузивного магматизма.

Для первого типа унаследованно развивающихся синклинориев внутренних зон геосинклинальной системы характерно наличие крупных открытых складчатых структур, лишь местами на крыльях осложненных дополнительной более мелкой складчатостью и продольными разломами. Для антиклинориев этой же зоны характерны еще более простые формы складок.

Второй тип длительно развивающихся унаследованных форм синклинориев и антиклинориев располагается в краевой части Монголо-Охотской геосинклинальной системы, вдоль северо-западной границы с Хинган-Буреинским срединным массивом, в так называемой Зее-Селемджинской зоне. Эти крупные унаследованно развивающиеся структурные формы более резко выражены морфологически по сравнению с описанными структурами внутренней зоны. Они отличаются обилием вулканогенного материала диабазово-порфировой формации, отчетливо выраженными перерывами в осадконакоплении и угловыми несогласиями между кембрием и ордовиком и между силуром и девоном, к которым приурочены крупные внедрения гранитной магмы. Геосинклинальные структуры Зее-Селемджинской зоны, кроме того, отличаются более коротким по сравнению с синклинориями внутренней зоны периодом развития, закончившимся уже в девоне.

Для второго типа унаследованно развивающихся структур (Зее-Селемджинской зоны), также характерны крупные открытые складки, местами асимметричные и пережатые, пересеченные многочисленными продольными разломами.

И наконец, третий этап палеозойских геосинклинальных структур Монголо-Охотской системы следует относить к наложенным геосинклиналям (первичным, по Пейве и Синицину, 1950). К этому типу относится Удско-Шантарский синклинорий, заложившийся в силуре и девоне на жестком протерозойском и байкальском фундаменте. Для этого синклинория в целом характерно асимметричное строение, резко выраженный эвгеосинклинальный характер формаций в нижней части стратиграфического разреза, флишоидный характер формаций в верху разреза и более сложные дислокации внутри синклинория. Девонские и нижнекаменноугольные отложения внутри синклинория смяты в узкие линейные складки, часто пережатые, местами асимметричные, запрокинутые на северо-запад, в сторону жесткого гнейсового основания Станового хребта, и осложненные многочисленными, преимущественно продольными разломами — сбросами и чешуйчатыми надвигами.

В результате складчатых дислокаций в среднем палеозое, завершившихся в нижнем карбоне внедрением крупных гранитных масс, палеозойская геосинклинальная система Монголо-Охотского пояса в целом испытала поднятие, которое на протяжении значительного промежутка времени представляло собой область интенсивного размыва и сноса.

Среднепалеозойские геосинклинальные отложения при этом претерпели дислокационный и контактовый метаморфизм, превратившись в глинисто-серицитовые, кремнистые сланцы, яшмы, роговики, филлиты и другие метаморфизованные сланцы с прослоями зеленокаменных пород.

Верхнепалеозойская стадия

Верхнепалеозойские пермские отложения распространены только в юго-западной части Монголо-Охотской системы (фиг. 81) и залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности дислоцированных, прорванных гранитами и метаморфизованных отложениях среднего и нижнего палеозоя (ононская серия) и содержат гальку этих пород. Между отложениями среднего палеозоя (до нижнего карбона включительно) и пермскими на территории Монголо-Охотской складчатой системы существовал длительный перерыв в осадконакоплении.

В Верхнем Приамурье и Приохотье перерыв охватывает средний и верхний карбон и весь пермский период. Лишь в прибрежной части Приохотья континентальные пермские отложения имели незначительное распространение. В Восточном Забайкалье этот перерыв охватывает период среднего и верхнего карбона.

В пределах Монголо-Охотского пояса пермские отложения распространены только в юго-западной его части — в Восточном и Центральном Забайкалье, в Северо-Восточной Монголии и Северном Дунбее. Пермские отложения в этих районах приурочены к сравнительно небольшим внутренним впадинам и прогибам типа брахигеосинклиналей или остаточных геосинклиналей (по Пейве и Синицину, 1950), выполненных терригенными, в значительной степени грубообломочными или угленосными, и вулканогенно-осадочными отложениями морского, лагунно-пресноводного и континентального происхождения.

Геосинклинальные условия накопления осадков в нижне- и верхнепермское время сохранились лишь в южной части Восточно-Азиатской палеозойской геосинклинальной области (Васильев, Иванов и др., 1959), в южном Гоби и Гиринском районе, вдоль южной зоны сочленения этой области с древней Китайско-Корейской платформой.

Северная часть той же Восточно-Азиатской геосинклинальной области, как отмечено выше, после интенсивных дислокаций, завершившихся в нижнем карбоне, испытала общее региональное поднятие, в результате которого вся область Монголо-Охотской складчатой системы была выведена из-под уровня моря.

В пермское время преимущественно в юго-западной части области произошло расчленение на отдельные участки, снова вовлеченные в опускание, и разделяющие их более крупные участки поднятий.

В результате тектонических движений пермского времени вдоль старых тектонических швов возобновились расколы, послужившие путями для вулканических извержений преимущественно кислого и среднего состава.

В опущенные и прогнутые участки из Южной Монголии и Гоби в нижней перми проникло море, охватившее Северную и частично Внутреннюю Монголию, а также районы Центрального и Восточного Забайкалья. В результате этой трансгрессии моря внутри континентального типа во внутренних впадинах и прогибах накопились различной мощности морские, преимущественно терригенные, грубообломочные осадки, местами с примесью вулканогенного материала.

В Северной Монголии в верхнепермское время наблюдается дальнейшее резкое сокращение морского бассейна и накопление континентальных угленосных отложений.

В расположении внутренних пермских впадин и прогибов наблюдается некоторая линейность, унаследованная от крупных среднепалеозойских линейных структур (антиклинориев к синклинориев), имеющих северо-восточное простирание. Кроме того, в пермское время происходило формирование и поперечных внутренних прогибов, имеющих близкое к меридиональному простирание (Борзинский прогиб). К пермскому времени в Восточном Забайкалье относится образование крупного Агинского поднятия, в южной части Центрального среднепалеозойского синклинория, окруженного почти со всех сторон глубокими приразломными прогибами (Борзинский, Чиронский, Кыринско-Ононский и другие), с которого происходил снос обломочного материала в эти прогибы.

Впадины и прогибы пермского времени отличаются большой пестротой выполняющих их осадочных и вулканогенных формаций и непостоянством мощностей. Последняя в различных впадинах и прогибах колеблется от нескольких сотен метров до 3—4 *км*.

Дислокации пермских отложений в прогибах и приразломных мульдах имеют довольно простую форму моноклиналей, ограниченных разломами

с одной или с двух сторон. Местами вблизи разломов развиваются более мелкие дополнительные складки. Структура таких прогибов обычно асимметричная, более сложные складчатые дислокации наблюдаются лишь в Чиронском прогибе, расположенном непосредственно к югу от зоны краевых глубинных разломов Монголо-Охотской складчатой системы.

В отдельных впадинах и прогибах, преимущественно в Северо-Восточной Монголии устанавливаются угловые несогласия между отложениями нижней и верхней перми. В других более крупных прогибах (Борзинском, Чиронском и др.) нижне- и верхнепермские отложения залегают согласно, лишь горизонты конгломератов в основании верхней перми свидетельствуют о происшедших дислокациях в соседних районах.

Дислоцированные пермские отложения прорваны многочисленными мелкими интрузивными телами, штоками и дайками гранитного состава, которые местами удается разделить на доверхнепермские и послеверхнепермские. Только в области Даурского хребта пермские отложения Кыринско-Ононского прогиба прорваны более крупными гранитными массивами (так называемого Кыринского комплекса и др.).

Особенности развития нижне- и верхнепермских структур и состав выполняющих их формаций позволяет рассматривать их как структуры последней завершающей стадии развития раннегерцинской Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Пермские внутренние впадины и прогибы (типа брахигеосинклинали) по времени своего образования могут рассматриваться как своеобразные аналоги стадии развития краевых прогибов, обычно завершающей формирование складчатых систем.

В южной части обширной палеозойской Восточно-Азиатской геосинклинальной области в пермское время в глубоких морских бассейнах Гобийско-Гиринской зоны происходило накопление эвгеосинклинальных карбонатно-глинисто-кремнистых формаций с прослоями основных и кислых вулканогенных пород и терригенных флишоидных образований многокилометровой мощности.

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Заканчивая описание истории развития палеозойских и более древних геосинклинальных структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы, тесно связанных в своем развитии с «жизнью» крупнейшей Восточно-Азиатской геосинклинальной области, позволю себе остановиться на некоторых общих закономерностях ее развития.

На мелкомасштабной карте востока Азии (фиг. 160) видно, что Монголо-Охотская система представляет собой северную часть гигантской Восточно-Азиатской виргации крупнейшей Центрально-Азиатской палеозойской геосинклинальной области, расположенной между древними дорифейскими платформами. Эта геосинклинальная система имеет очень длительное и неравномерное развитие в различных своих частях. К югу от архейского Алданского щита Сибирской платформы в нижнем протерозое заложилась крупнейшая геосинклиналь, отделенная от Алданского щита зоной глубинных разломов. Развитие этой геосинклинали, по-видимому, очень слабо расчлененной, сопровождалось грандиозными процессами гранитизации в условиях ультраметаморфизма с образованием серии слюдяных гнейсов и амфиболитов, инъецированных гранитами с образованием гранито-гнейсов.

К концу протерозоя лишь сравнительно узкая ее зона в области Станового хребта была причленена к архейскому Алданскому щиту Сибирской платформы. В рифее (с начала неогея, по Штиле) на огромном пространстве между Сибирской и Китайско-Корейской древними платформами продолжалось развитие крупного геосинклинального прогиба, имевшего

более сложные очертания, чем протерозойская геосинклиналь. В рифейскую геосинклиналь были вовлечены обломки протерозойского и частично архейского основания, образовавшие ядра крупных антиклинориев и, возможно, небольшие срединные массивы, в пределах которых существовал миогеосинклинальный режим.

К концу байкальской стадии развития краевые части этой геосинклинальной системы причленились к Сибирской и Китайско-Корейской древним платформам, присоединив к последней сравнительно небольшой Таримский массив (фиг. 160).

В нижнепалеозойскую стадию развития происходит дальнейшее расчленение и усложнение строения этой геосинклинальной системы. Анализ состава формаций и мощностей нижнепалеозойских отложений позволяет наметить в ее пределах контуры глубоких эвгеосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий, в ядрах которых заключены метаморфические породы протерозоя и рифея. Вероятно, к этому же времени относится и заложение глубоких разломов на границе крупных прогибов и поднятий, которые в последующем ходе геологической истории, по выражению Н. С. Шатского, являлись теми рельсами, которые направляли дальнейшее развитие геосинклинального процесса. Эти глубинные разломы и сопровождающие их более мелкие расколы служили зонами проницаемости для основных эффузивных и интрузивных пород.

К концу нижнепалеозойского этапа развития структур в области антиклинорных поднятий как краевых, так и внутренних частей геосинклинальной системы местами проникли гранитные интрузии.

В среднепалеозойскую стадию продолжалось унаследованное от нижнего палеозоя развитие геосинклинальных и геоантиклинальных структур, которые к концу нижнего карбона оформились в виде крупнейших, линейно вытянутых на многие сотни километров синклинориев и антиклинориев, ограниченных глубинными разломами.

Для унаследованного типа развития геосинклинальных форм характерно постоянство формационных рядов геоантиклинальных и геосинклинальных зон, выраженных в накоплении преимущественно флишоидных с подчиненным значением кремнистых и спилито-кератофировых (до кварцевых порфиров) формаций, начиная с рифея и до нижнего карбона. Только в нижнем карбоне на протяжении всей Монголо-Охотской системы в синклинориях накапливаются почти исключительно флишоидные формации с редкими прослоями вулканогенных пород преимущественно кислого состава. В самых верхах разреза нижнего карбона среди песчано-сланцевых пород появляются маломощные углистые прослои.

Во внутренних частях геосинклинальной системы развитие флишоидных и кремнисто-вулканогенных формаций (синклинории Большого Хингана и Восточно-Монгольский) сохраняется и в нижнем карбоне.

В пределах геоантиклинальных зон так же на протяжении длительного времени, начиная с нижнего кембрия и до нижнего карбона, происходило накопление преимущественно терригенно-карбонатных формаций сокращенной мощности, местами разделенных угловыми несогласиями.

В северной части Восточно-Азиатской геосинклинальной области (в пределах Монголо-Охотской системы) развитие складчатых структур в послениженекаменноугольное время завершилось внедрением крупных гранитных масс, преимущественно в антиклинорные зоны и области поднятий в пределах синклинориев. Среднепалеозойские и более древние отложения, дислоцированные и метаморфизованные, были выведены из-под уровня моря и превратились в области денудации на протяжении среднего и верхнего карбона, а на значительной площади Монголо-Охотской зоны — и в перми.

В южной части той же Восточно-Азиатской области продолжалось геосинклинальное развитие до конца пермского периода в свою очередь за-

вершившееся внедрением крупных гранитных масс послепермского времени. Сюда относятся Гобийская и Гиринская позднегерцинские геосинклинальные системы, расположенные вдоль северного края Китайско-Корейской платформы и северокитайских байкалид.

В северной части Восточно-Азиатской области в пределах Монголо-Охотской системы в пермское время развивались лишь сравнительно небольшие внутренние прогибы типа брахигеосинклиналей, которые по времени своего образования совпадают со стадией развития краевых прогибов.

Неравномерное развитие палеозойской Восточно-Азиатской области осложнялось еще наличием внутри нее крупных срединных массивов (Хингано-Буреинского и, возможно, других), вокруг которых также образовались зоны более ранней консолидации (например Зее-Селемджинская), а на окраинах ее возникли новообразованные геосинклинальные прогибы, наложенные на кристаллическое основание протерозоид станового хребта (Удско-Шантарский синклинорий). Причем морфология складчатых структур, унаследованных геосинклинальных прогибов, отличается относительной простотой, наличием открытых прямых складок и широких моноклиналей. В пределах наложенных геосинклинальных прогибов имеют место асимметричные, наклонные, лежачие, местами пережатые складки, осложненные многочисленными продольными разломами типа чешуйчатых надвигов.

В формационном отношении наложенные геосинклинальные прогибы отличаются обилием вулканогенных пород (спилито-кератофировой и спилито-порфировой формаций), вверх по разрезу сменяющихся флишоидными формациями.

Неравномерность развития крупнейшей Восточно-Азиатской геосинклинальной области не согласуется с представлением Штилле о всеобщем и одновременном проявлении фаз складчатости в земной коре.

На примере истории развития геосинклинальных структур Монголо-Охотской системы подтверждается учение Н. С. Шатского о длительном и унаследованном развитии крупных тектонических форм, а также неравномерном проявлении складчатых процессов в пределах геосинклинальных систем земной коры в целом.

Принцип унаследованного развития тектонических форм, который развивал в своих работах Н. С. Шатский (1951) на основании геологических методов изучения структур земной коры, в настоящее время находит подтверждение благодаря применению более точных методов астрофизики и механики (Асланян, 1960) для решения динамических проблем геотектоники. Расчетные данные А. Т. Асланяна показывают, что в синусоидальных прогибах земной коры (геосинклинальных прогибах), развивающихся в «поясах концентрации деформирующих сил» или геосинклинальных системах, изгибающие напряжения достигают максимума в осевых частях этих прогибов, а срезывающие напряжения — в краевых зонах. Такой порядок распределения напряжения предопределяет приуроченность разломов глубинного заложения к краям тектогенов (или границам синклинориев и антиклинориев), как это было показано при описании морфологии и истории развития структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы, а трещин растяжения и определенной части вулканических очагов — к осевым частям глубоких прогибов. Причем возникшие в геосинклинальных системах структуры низших порядков (по А. Т. Асланяну — мегаантиклинали и мегасинклинали[1]), как правило, в процессе тектогенеза должны наследоваться.

---

[1] Антиклинории и синклинории в данной работе.

Мезозойский этап развития структур в пределах широкой зоны на востоке Азиатского континента, в том числе и в пределах Монголо-Охотского пояса, проявился в большом разнообразии новообразованных тектонических форм.

Впервые самостоятельное значение этого этапа развития структур в зоне, прилегающей к Тихому океану, показали еще в 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, выделив на востоке Азии обширную область мезозойской складчатости. С тех пор прошло почти 30 лет, накопился огромный новый геологический материал, уточнились и частично изменились контуры мезозоид Северо-Востока СССР и Сихотэ-Алиня, но огромное самостоятельное значение мезозойской эпохи складчатости не только подтвердилось для обширной области Тихоокеанского пояса в целом, но особенно для его северной половины.

На восточном побережьи Азиатского континента в мезозое развивались крупные геосинклинальные системы Верхоянья и Сихотэ-Алиня, составляющие азиатский сектор мезозоид Тихоокеанского пояса. В краевой зоне Азиатского континента, прилегающей непосредственно к мезозоидам Тихоокеанского пояса в мезозойское время развивались описанные выше своеобразные структуры — впадины и прогибы восточноазиатской группы, выполненные континентальными и морскими мезозойскими отложениями, образующие протяженные на сотни километров линейные зоны опусканий, разделенные сводовыми поднятиями кристаллического палеозойского и допалеозойского фундамента.

Время образования впадин и прогибов восточноазиатской группы в пределах Монголо-Охотского пояса охватывает верхний триас, юру и мел.

Тектонические движения, возникающие в зоне мезозойских геосинклиналей Тихоокеанского пояса распространялись и на прилегающие к ним участки Азиатского континента, «взламывая» древние структуры палеозойских и допалеозойских складчатых систем и окраинных частей дорифейских платформ.

Образование впадин и прогибов восточноазиатской группы связано здесь с глубинными процессами ревивации, вызывающими линейное коробление жесткого основания, сочетающееся с крупными разломами; поэтому их развитие сопровождается не только интенсивной вулканической деятельностью, но и гранитными интрузиями, внедряющимися вдоль упомянутых разломов.

Вдоль протяженной зоны прогибов, сопряженной с краевой системой глубинных разломов Монголо-Охотского пояса и к югу от нее в верхнем триасе с востока произошла ингрессия моря в виде узкого залива, достигшего Восточного Забайкалья, а затем в юре и мелу постепенно сокращавшегося и отступавшего на восток. Область Восточного Забайкалья море покинуло в среднеюрское время, в Верхнем Приамурье оно сохранялось до верхней юры включительно, а в Западном Приохотье морские заливы существовали до нижнего мела в Торомском прогибе и до верхнего мела включительно в Тугуро-Нимеленском.

В пределах монголо-охотского морского залива в системе впадин и прогибов происходило накопление морских и прибрежно-континентальных и континентальных терригенных и местами вулканогенных отложений, чрезвычайно фациально изменчивых от песчано-глинистых и глинистых в наиболее глубоких частях асимметричных впадин до грубообломочных (алгачинская фация и ее аналоги) отложений на их периферии. В верхней части разреза мезозойских отложений в пределах этих прогибов (Ольдой-

ского, Амуро-Зейского, Удского, Торомского и Буреинского) морские осадки постепенно сменялись прибрежно-континентальными и континентальными (угленосными) отложениями. К югу и к северу от монголо-охотского морского залива в широкой зоне на краю Азиатского континента, непосредственно прилегающей к мезозоидам Тихоокеанского кольца, происходило формирование таких же линейных систем прогибов и впадин восточноазиатской группы, выполненных преимущественно пресноводно-континентальными терригенными и угленосными отложениями, по своему составу, так же как и отложения монголо-охотских прогибов и впадин ближе всего стоящими к типу моллас, сложно сочетающимися с наземными вулканогенными образованиями типа порфиритовой формации. Только на юге Китая, в зоне Катазиатского пояса наложенных мезозойских прогибов, некоторые из них, так же как и в Монголо-Охотском поясе, выполнены морскими терригенными осадками нижней юры (лейаса).

Крупные зоны продольных и поперечных поднятий, разделяющие линейно расположенные системы впадин и прогибов восточноазиатской группы, сложенные палеозойскими и допалеозойскими кристаллическими породами основания, служили областями размыва и сноса обломочного материала, заполнявшего эти впадины.

По мере удаления от окраинного пояса мезозоид в глубь Азиатского континента глубинные процессы линейного коробления жесткого основания постепенно затухали, сокращался стратиграфический объем осадков, выполняющих впадины, а так же по простиранию линейных систем прогибов и впадин и разделяющих их поднятий по направлению в глубь континента соответственно менялся возраст гранитных интрузий и сокращался масштаб их внедрений и состав (от нормальных гранитов до щелочных гранитов и монцонитов) (фиг. 82, 161, 162, 163).

При формировании впадин и прогибов восточноазиатской группы происходило наложение их на разнородный фундамент (фиг. 160) — окраины древних щитов и области палеозойских складчатых систем; но наряду с этим в развитии этих впадин наблюдается унаследованность пространственного распределения и их формы от строения фундамента, о чем сказано выше.

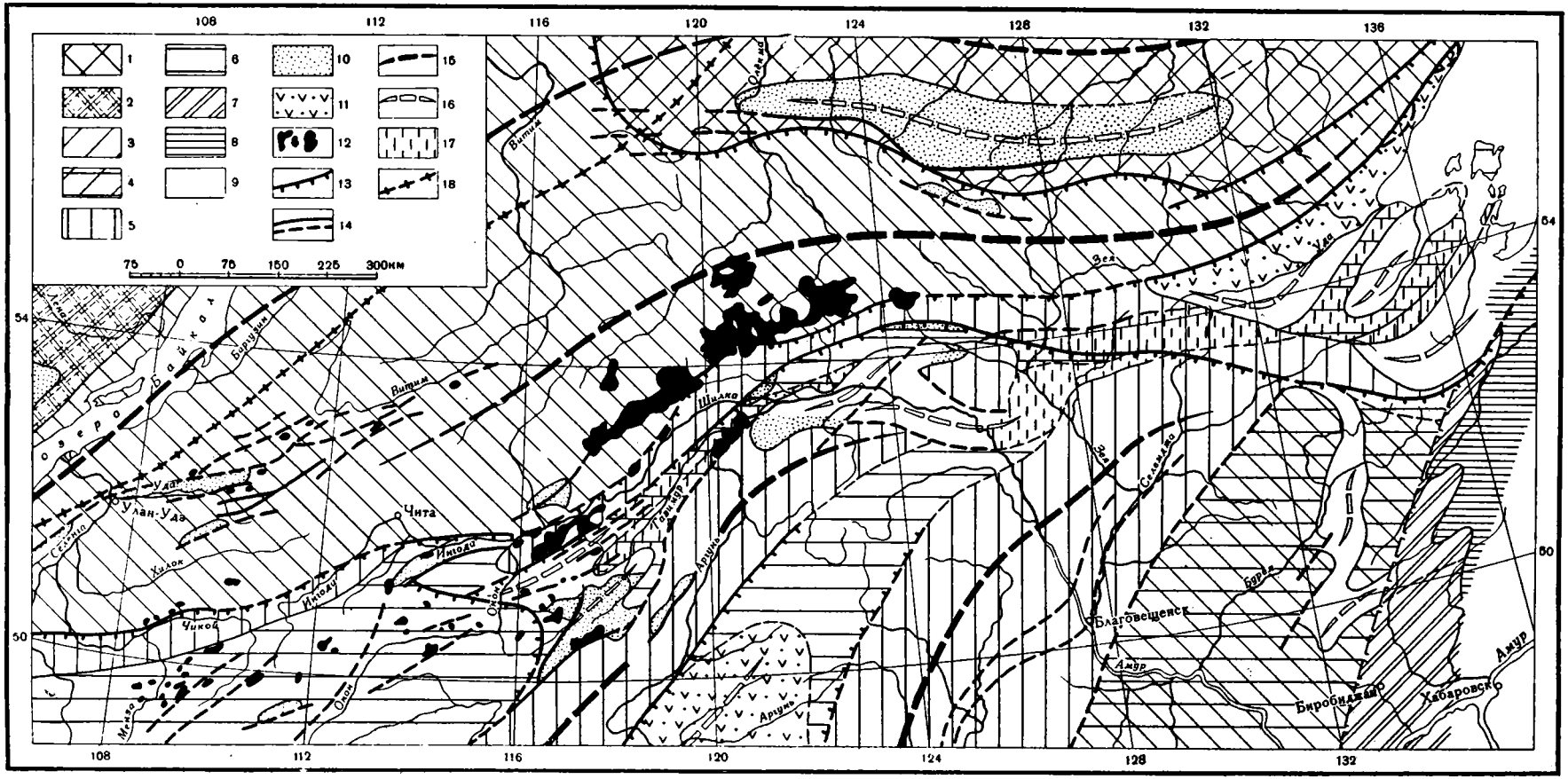
Наиболее глубокие впадины и прогибы монголо-охотского типа приурочены к северной зоне сочленения восточно-азиатских герцинид с древней Сибирской платформой — Монголо-Охотский пояс, а также к южной зоне сочленения той же системы герцинид с древней Китайско-Корейской платформой и глубокого Синийского перикратонного опускания в Яньшаньских горах — Яньшаньский пояс.

Аналогичная система глубоких мезозойских прогибов монголо-охотского типа располагается в зоне каледонид Катазии к югу от древней Южно-Китайской платформы (или платформы Янзы, по Хуан Цзу-цину) — Катазиатский пояс.

В других частях на востоке Азии в пределах контура, показанного на карте (фиг. 160), распространены преимущественно мезозойские впадины и прогибы забайкальского типа, которые по направлению в глубь континента сменяют так же по простиранию и крупные мезозойские прогибы монголо-охотского типа.

Кайнозойский этап развития структур

Этот этап в развитии структур Монголо-Охотского пояса представляет собой специальную область исследования, которое не входило в задачу автора, однако для полноты картины позволим себе кратко остановиться на некоторых чертах новейшей истории формирования структур рассматриваемой области.



Фиг. 161. Палеотектоническая схема (нижняя и средняя юра).

1 — область архейской складчатости (Алданский щит Сибирской платформы); *2* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых отложений; *3* — области протерозойской, байкальской и каледонской складчатости (нерасчлененные); *4* — Хингано-Буреинский срединный массив. Область герцинской складчатости: *5* — антиклинории; *6* — синклинории; *7* — область мезозойской складчатости; *8* — область пермской и триасовой геосинклинальной системы. Новообразованные прогибы: *9* — выполненные морскими терригенными отложениями нижней и средней юры; *10* — выполненные прибрежно-морскими и континентальными отложениями нижне- или среднеюрского возраста; *11* — выполненные вулканогенно-осадочными континентальными отложениями нижне- и среднеюрского возраста; *12* — гранитоиды мезозойского, преимущественно послесреднеюрского и послеверхнеюрского возраста; *13* — длительно развивающиеся разломы; *14* — разломы; *15* — простирание сводовых поднятий, разделяющих зоны прогибов юрского времени; *16* — оси юрских прогибов; *17* — предполагаемые области затопления морями (нижне- и среднеюрского времени); *18* — северо-западная граница распространения мезозойских гранитоидов

В пределах Монголо-Охотского пояса и прилегающих с севера областей древней Сибирской платформы и байкалид Прибайкалья в кайнозойское время происходило формировние тектонических структур межгорных впадин байкальского типа и широких платформенных синеклиз.

Как видно на прилагаемой карте (фиг. 148), вдоль северной краевой системы глубинных разломов Монголо-Охотского пояса, а также вдоль южного края Сибирской платформы, пересекая северную часть байкалид Патомского нагорья в кайнозое (третичное и четвертичное время) поисходило формирование межгорных впадин байкальского типа (грабенов и грабен-синклиналей), выполненных рыхлыми или слабодиагенетизированными континентальными песчано-галечными и угленосными фациально изменчивыми отложениями; мощность которых колеблется от сотен метров до 3 *км* (Тункинская впадина). Эти впадины, разделяются параллельными им хребтами с абсолютными отметками от 1500 до 3300 *м*.

Впадины байкальского типа при различной их величине имеют сравнительно узкую и сильно удлиненную форму. Нередко к ним приурочены долины крупных современных рек и озерные бассейны. Обычно они ограничены с одной или двух сторон разломами, вдоль которых местами наблюдаются излияния базальтовых лав трещинного или центрального типа.

Аналогичные излияния базальтов происходили также и в пределах поднятий (горных массивов), разделяющих впадины.

В Прибайкалье и юго-западной части Монголо-Охотского пояса, по Н. А. Флоренсову (1960), впадины байкальского типа приурочены к Монголо-Байкальской области сейсмоактивных структур, восточным продолжением которой, как указано выше, является «сейсмический пояс Станового хребта», выделенный С. Л. Соловьевым вдоль зоны древних южно-алданских глубинных разломов (фиг. 148).

В пределах области сейсмоактивных структур впадины байкальского типа располагаются в виде линейных систем, вытянутых вдоль зон глубинных разломов, имеющих длительное развитие или связанных с новейшими кайнозойскими разломами секущими древние структуры.

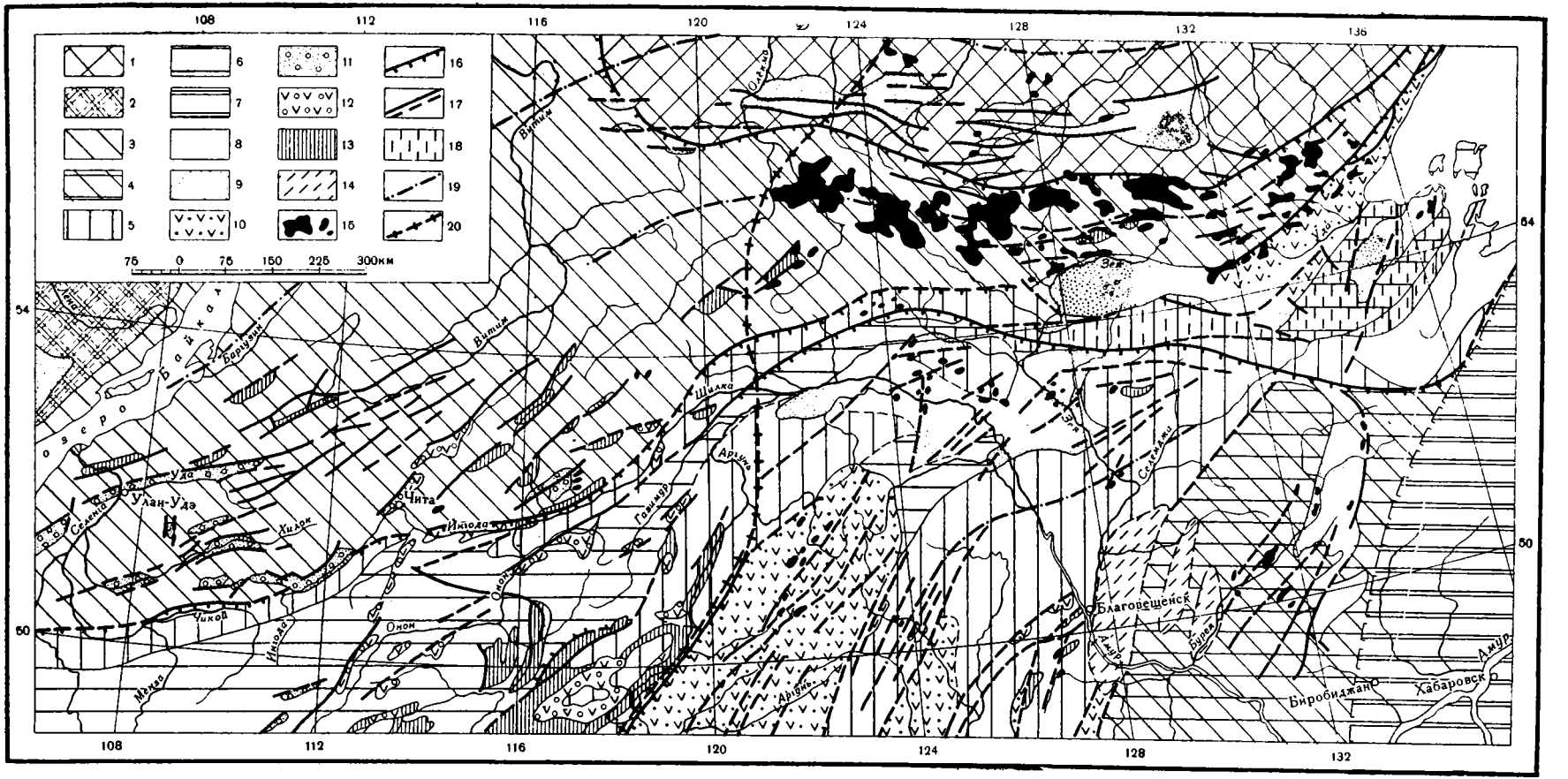
Вдоль северной краевой зоны глубинных разломов Монголо-Охотского пояса, а также частично в Прибайкалье, впадины байкальского типа наследуют план развития описанных выше мезозойских прогибов и впадин забайкальского типа.

В Верхнем Приамурье система небольших кайнозойских впадин байкальского типа формируется вдоль слабо сейсмоактивной зоны Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского глубинных разломов; сюда относятся Уруша-Ольдойская, Верхне-Урканская, Тындинская и Пиканская впадины.

К югу от этой зоны глубинных разломов в южной части Монголо-Охотского пояса и частично в пределах Хингано-Буреинского срединного массива в конце верхнего мела и в кайнозое происходило формирование широких и очень крупных плоских синеклиз (Зейско-Буреинской, Сунляу и др.), развивающихся на глубоко денудированной поверхности палеозойских геосинклинальных структур и мезозойских (юрско-меловых) впадин и прогибов восточноазиатской группы (фиг. 148, 161, 162).

Такое пространственное разобщение двух различных типов кайнозойских и мезо-кайнозойских структур позволяет и для кайнозойского времени провести тектоническое районирование в пределах Монголо-Охотского пояса на две различные области — северную и южную.

Первая область непосредственно примыкает к Монголо-Байкальской и зоне Станового хребта современных сейсмоактивных структур, в которую входит полностью юго-западная часть Монголо-Охотского пояса и его северо-восточная краевая зона, непосредственно примыкающая к системе Монголо-Охотских краевых разломов. Для северной области, как уже было отмечено выше, характерно развитие линейных систем кайнозойских поднятий и впадин байкальского типа, унаследованно развивающихся на



Фиг. 162. Палеотектоническая схема (верхняя юра и нижний мел).

1 — область архейской складчатости (Алданский щит Сибирской платформы); *2* — докембрийское основание Сибирской платформы под чехлом более молодых отложений; *3* — область протерозойской, байкальской и каледонской складчатости (нерасчлененная); *4* — Хингано-Буреинский срединный массив. Область герцинской складчатости; *5* — антиклинории; *6* — синклинории; *7* — область мезозойской складчатости (нерасчлененная). Новообразованные прогибы и грабен-синклинали, выполненные: *8* — морскими терригенными отложениями верхней юры (а на востоке и нижнего мела); *9* — прибрежно-морскими или континентальными грубообломочными и угленосными отложениями верхней юры и нижнего мела; *10* — верхнеюрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными (континентальными) отложениями; *11* — юрскими угленосными отложениями; *12* — верхнеюрскими вулканогенно-осадочными (континентальными) отложениями; *13* — нижнемеловыми континентальными осадочными и вулканогенными отложениями; *14* — верхнеюрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными породами под покровом рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы; *15* — гранитоиды верхнеюрского и нижнемелового возраста; *16* — длительно развивающиеся разломы; *17* — разломы; *18* — предполагаемые области затопления верхнеюрскими или нижнемеловыми морями; *19* — простирание сводовых поднятий, разделяющих зоны прогибов верхнеюрского времени; *20* — западная граница распространения гранитоидов верхнеюрского и нижнемелового возраста

мезозойских и более ранних структурах (глубинных разломах и прогибах восточноазиатской группы) или имеющих самостоятельный структурный план.

Южная часть располагается к югу от зоны слабо сейсмоактивных кайнозойских структур, развивающихся вдоль глубинных разломов Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского, и характеризуется начальной стадией развития платформенного чехла. Северо-западная граница этой области проходит примерно параллельно границе широкого кайнозойского сводового поднятия Большого Хингана, обрамленного с запада крупным Западно-Хинганским глубинным разломом.

Развитие широких синеклиз в южной зоне началось с конца нижнего и в начале верхнего мела (синеклиза Сунляу, Далайнорская и др.), а затем продолжалось в кайнозое, распространившись на более северные районы (Зейско-Буреинская синеклиза).

В олигоцене во время накопления песчаных отложений водораздельной свиты обе синеклизы почти сомкнулись и только в более позднее время, вероятно уже в неогене и четвертичном периоде, снова возникло разделяющее их поперечное поднятие Малого Хингана (китайского), сложенное палеозойскими и допалеозойскими кристаллическими породами, на пенепленизированной поверхности которых на значительной площади сохранились желтовато-бурые и серые пески водораздельной свиты.

К северо-западу и юго-востоку от синеклизы Сунляу располагаются широкие сводовые поднятия типа антеклиз новейшего времени — Большого Хингана и возвышенности Гиринской зоны (горы Кулэшань и Фыншунлин).

На границах этих крупных антеклиз и синеклиз (Сунляу и Зейско-Буреинской) местами образовались молодые кайнозойские разломы, послужившие путями проникновения для верхнетретичных и четвертичных базальтовых лав.

Вдоль северо-западного и юго-восточного краев синеклизы Сунляу на этих разломах располагаются цепочки четвертичных вулканов, последние извержения которых относятся к историческому времени (1721—1722 гг.). Кайнозойские вулканы и базальтовые некки располагаются также и вдоль южного и юго-восточного краев Зейско-Буреинской синеклизы на китайской и советской территориях

Состав базальтовых лав, связанных с формированием крупных синеклиз южной зоны, не отличается от состава базальтов, сопровождающих развитие впадин байкальского типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа геологических материалов впервые для всей территории Монголо-Охотского пояса составлены серии палеотектонических карт, а также различные тематические тектонические карты той же территории (фиг. 1, 163, 164).

1. Для палеозойского времени в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы устанавливается длительное и неравномерное развитие крупнейших линейных геосинклинальных структур — синклинориев и антиклинориев, протягивающихся на сотни и первые тысячи километров и разделенных между собой системами длительно живущих глубинных разломов.

Главная часть палеозойских геосинклинальных форм развивалась унаследованно от крупнейшей рифейской геосинклинальной системы, расположенной между Сибирской и Китайско-Корейской древними платформами. Среди палеозойских структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы по времени их образования и по положению в пространстве можно выделить три типа.

Первый тип геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, имеющий наиболее длительное унаследованное развитие от рифея и до нижнего карбона включительно, приурочен к внутренним частям Монголо-Охотской геосинклинальной системы. В геосинклинальных прогибах этого типа с рифея до нижнего карбона включительно происходило непрерывное, без существенных угловых несогласий, накопление морских флишоидных осадков, местами (в наиболее прогнутых частях), переслаивающихся с продуктами подводных вулканических излияний — отложениями типа спилито-кератофировой и диабазовой формаций, а также с кислыми пепловыми туфами, яшмами и кремнистыми сланцами. В геоантиклинальных поднятиях в это же время происходило накопление терригенно-карбонатных формаций сокращенной мощности, в процессе накопления которых имели место перерывы в отложении и угловые несогласия между рифеем и нижним кембрием, между силуром и девоном местами внутри нижнего карбона.

В синклинориях этого типа отложения смяты в крупные открытые складки, лишь местами на крыльях осложненные дополнительной более мелкой складчатостью и продольными разломами. Для антиклинориев, кроме отмеченного наличия угловых несогласий, характерны еще более простые формы складок как в нижне-, так и в среднепалеозойских отложениях.

Таким образом, для внутренних частей рассматриваемой геосинклинальной системы характерно накопление на протяжении длительного времени устойчивых по составу формационных рядов разнотипных для синклинорных и антиклинорных зон.

Второй тип структур имеет более короткое время развития от рифея до девона включительно и располагается во внешней части Монголо-Охотской

системы вдоль срединного Хингано-Буреинского массива в пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны. Геосинклинальные формации этой зоны отличаются обилием вулканогенного материала (основного и кислого состава), особенно накопившегося в силурийское время. Вулканогенные породы здесь переслаиваются с морскими, преимущественно терригенными песчано-сланцевыми отложениями. Для этого типа унаследованно развивающихся структур также характерны крупные открытые складки, но обычно асимметричные и местами пережатые и пересеченные многочисленными продольными разломами.

Развитие геосинклинальных структур первого и второго типа сопровождается интенсивным проявлением интрузивного магматизма основного и особенно кислого состава в каледонскую и герцинскую стадии.

К третьему типу развития относится Удско-Шантарский синклинорий, наложенный в силуре и девоне на жесткое протерозойское и рифейское основание Сибирской платформы в северо-восточной части Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Здесь наблюдается отчетливая смена состава отложений от кремнисто-сланцевых, спилито-порфировых и яшмовых в нижней части разреза (в силуре — девоне) до флишоидных в верхней части (в нижнем карбоне). Для Удско-Шантарского синклинория характерны узкие, линейные, часто пережатые, местами асимметричные складки, запрокинутые в сторону гнейсового основания Станового хребта. Они осложнены многочисленными, преимущественно продольными разломами — сбросами и чешуйчатыми надвигами.

Проявления интрузивного магматизма здесь незначительное; имеют место преимущественно девонские интрузии основного состава (шантарский комплекс) и небольшие верхнепалеозойские гранитные интрузивы, проникшие лишь вдоль глубинных краевых разломов, ограничивающих с северо-запада и юго-востока Удско-Шантарский синклинорий, или за его пределами в краевую зону древних протерозойских структур Станового хребта.

На различных стадиях геосинклинального развития происходит дифференциация формационных рядов, приуроченная к определенным структурным зонам, и различное проявление магматической деятельности, а также постепенное усложнение тектонических форм.

2. Внедрение основных и кислых интрузий в процессе развития рассматриваемой геосинклинальной системы происходило на протяжении длительного времени от нижнего до верхнего палеозоя включительно. Внедрение основной магмы происходило в нижнем, среднем и верхнем палеозое вдоль протяженных на многие сотни километров линейно вытянутых зон проницаемости, связанных с глубинными разломами, расположенными на границах крупных геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов и в пределах последних.

Внедрение гранитных интрузий в нижнепалеозойскую (каледонскую) стадию развития структур присходило только в зонах растущих геоантиклинальных поднятий, преимущественно во внешних частях рассматриваемой геосинклинальной системы. Лишь сравнительно небольшие порции магматических расплавов кислого состава устремлялись в геоантиклинали внутренних частей геосинклинальной системы.

В герцинскую стадию развития геосинклинальных структур, когда происходили наиболее мощные внедрения гранитной магмы, интрузивы приурочены также преимущественно к антиклинорным зонам, однако многочисленные крупные гранитные тела располагаются и в зонах сочленения антиклинорных и синклинорных структур, и в областях поднятия шарниров складчатых форм в пределах синклинориев. В это время наиболее ранние фазы внедрения гранитной магмы также происходили во внешних частях замыкающейся геосинклинальной системы и только главные фазы внедрения гранитоидов в последевонское и посленижнекаменноугольное

время захватили внутренние части палеозойской геосинклинальной системы и «выплеснулись» за ее пределы в краевые зоны более древних складчатых областей Станового хребта и Прибайкалья.

Для герцинской стадии развития структур характерны внедрения сильно дифференцированной гранитной магмы, сопровождающиеся явлениями контаминации и ассимиляции пород кровли. Все эти явления свидетельствуют о том, что внедрение герцинских гранитоидов происходило в глубинных условиях в период формирования среднепалеозойских складчатых структур. Об этом также свидетельствует и форма интрузивных тел «обычно конкордантная вмещающим складчатым структурам». Наиболее поздние заключительные фазы внедрения гранитной магмы герцинской стадии развития структур происходили в пермское и послепермское время лишь в юго-западной части рассматриваемой области, в зоне развития остаточных внутренних геосинклинальных прогибов пермского возраста и разделяющих их поднятий. Гранитные интрузивы этого возраста приурочены преимущественно к разломам, ограничивающим остаточные геосинклинальные внутренние пермские прогибы.

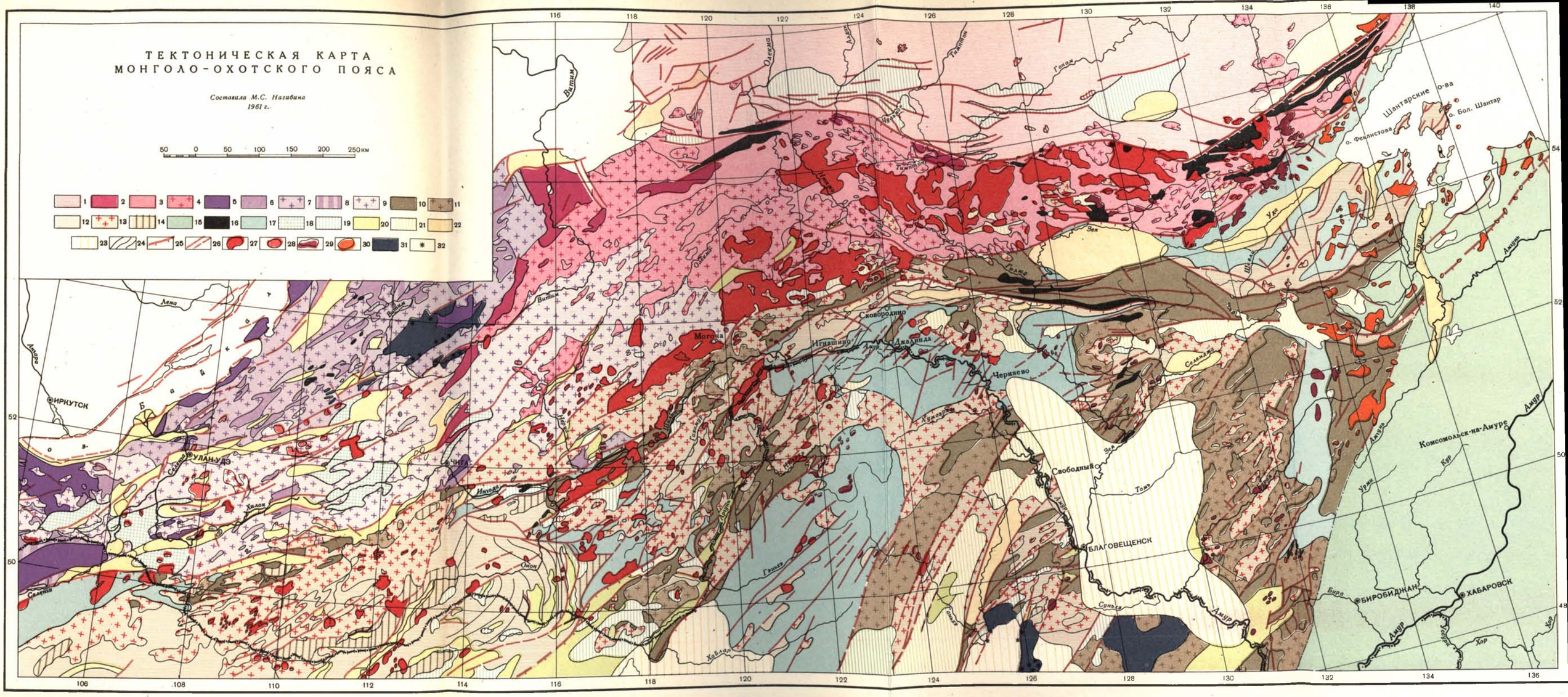
Кроме отмеченной закономерности в распределении гранитоидов в связи с развитием структурных форм, необходимо отметить большую неравномерность в распределении гранитных интрузий герцинского этапа в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы по простиранию структур, причем эта неравномерность выражается в чередовании достаточно протяженных участков, в пределах которых отсутствуют гранитные интрузивы, и участков, насыщенных гранитоидами.

Устанавливается определенная связь между положением гранитных тел, морфологией структур и изменением мощности отложений по простиранию геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Наиболее прогнутые участки геосинклиналей обычно лишены гранитных интрузивов, и наоборот, относительно поднятые, обладающие сокращенными мощностями отложений — насыщены гранитоидами.

Приведенное описание проявлений интрузивной деятельности в различные стадии развития геосинклинальных структур, а также внедрение различного состава интрузий в определенные структурные зоны на протяжении длительного времени, на примере Монголо-Охотской геосинклинальной системы не согласуется с идеальной схемой развития магматического процесса в геосинклинальных областях, предложенной Штилле для различных складчатых областей земного шара. На разобранных примерах мы не видим резкого разрыва во времени и внезапной смены проявления начального симатического и синорогенного сиалического плутонизма. Напротив, наблюдается сложное сочетание во времени и в значительной мере разобщанное в пространстве проявление симатического и сиалического магматизма. В определенных структурных зонах, например в процессе развития глубоких геосинклинальных прогибов, подводные излияния основного и кислого состава непрерывно чередуются на продолжении длительного времени от нижнего до верхнего палеозоя, о чем красноречиво свидетельствуют многокилометровые толщи отложений, в составе которых существенную роль играют спилито-кератофировые и диабазово-порфировые формации. Внедрение гранитных интрузий пространственно связано с развитием преимущественно антиклинорных форм.

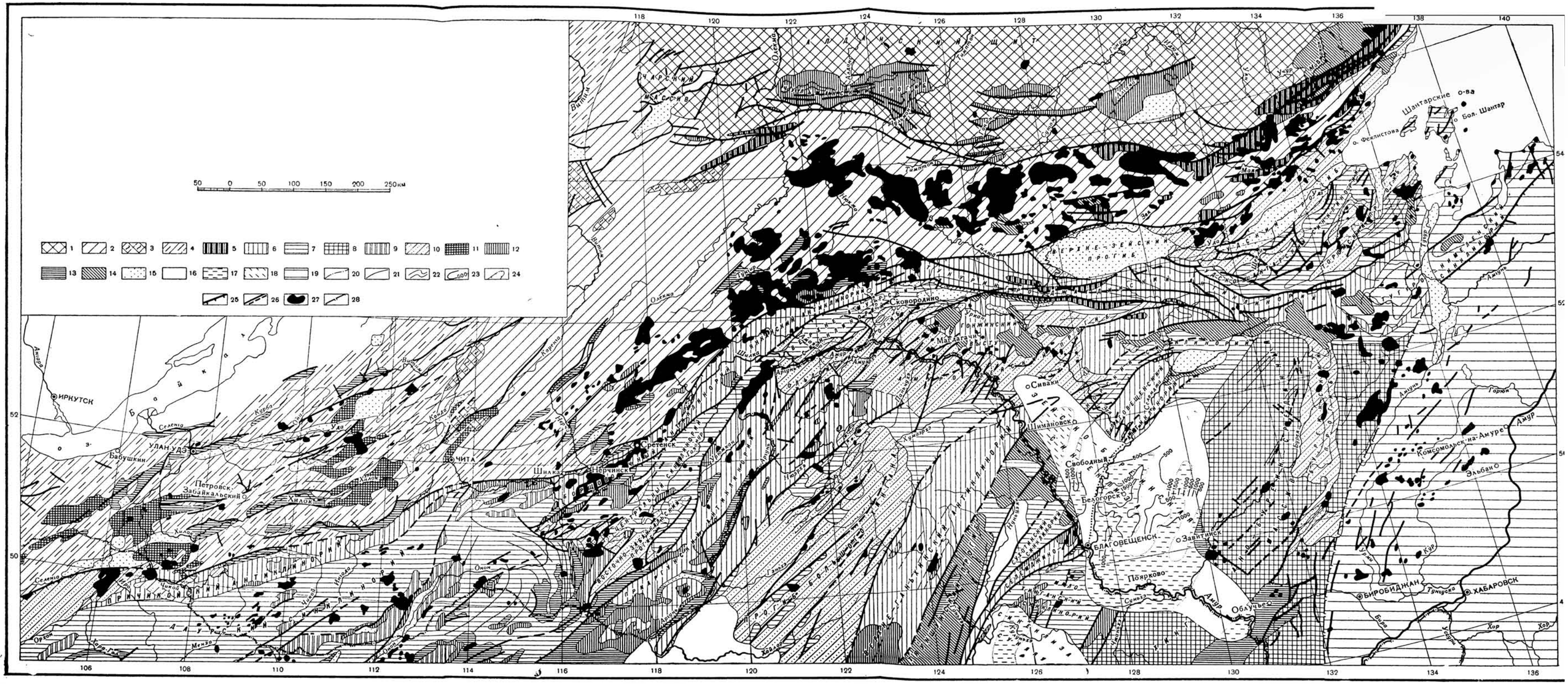
В зонах унаследованно развивающихся антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы сосредоточены различные по времени своего внедрения «поколения» гранитных интрузий (докембрийские, нижнепалеозойские, средне- и верхнепалеозойские).

Приведенные данные о развитии магматического процесса в Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системе также не согласуются со схемой геологического развития и магматической деятельности подвижных поясов, предложенной Ю. А. Билибиным в 1955 г. Отсюда следует,



Фиг. 163. Условные обозначения:

1 — область архейской складчатости (нерасчленённая) (Алданский щит Сибирской платформы). Область протерозойской складчатости: *2* — архейские образования, слагающие внутренние массивы и ядра антиклиниориев (нижний структурный ярус); *3* — гнейсы древнестанового комплекса и другие метаморфические породы протерозоя (верхний структурный ярус); *4* — синорогенные граниты и гранито-гнейсы станового комплекса. Область байкальской складчатости: *5* — нижний структурный ярус (метаморфические породы архея и протерозоя и прорывающие их гранито-гнейсы); *6* — средний структурный ярус (метаморфические породы рифея); *7* — синорогенные гранитные интрузивы (рифейские); *8* — верхний структурный ярус (песчано-сланцевые зеленокаменные и карбонатные отложения нижнего кембрия); *9* — позднеорогенные (послениижекембрийские) гранитные интрузивы в зоне байкальской и более древних складчатых областей. Область герцинской складчатости: *10* — нижний структурный ярус (метаморфизованные породы докембрия и нижнего палеозоя); *11* — раннеорогенные гранитные интрузивы (буреинского комплекса и их аналоги); *12* — средний структурный ярус (средний палеозой, силур, девон, нижний карбон); *13* — позднеорогенные гранитные интрузивы (послениижекаменноугольные и другие герцинские гранитоиды в областях древней складчатости); *14* — верхний структурный ярус (внутренние прогибы, выполненные пермскими отложениями); *15* — область мезозойской складчатости (нерасчленённая), Сихотэ-Алинская зона; *16* — интрузивы ультраосновного, основного и среднего состава различного возраста. Наложенные прогибы и впадины восточно-азиатской группы, образовавшиеся на складчатом основании различного возраста: *17* — глубокие прогибы монголо-охотского типа, выполненные мезозойскими отложениями морских и континентальных моласс, местами переслаивающиеся с вулканогенными отложениями различного состава (от T до Cr₂ включительно); *18* — прогибы забайкальского типа, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями триасового возраста; *19* — прогибы и впадины забайкальского типа, выполненные осадочными (грубообломочными и угленосными) или вулканогенными отложениями юрского, а на востоке — верхнеюрского возраста; *20* — впадины и прогибы забайкальского типа, выполненные осадочными (угленосными) и вулканогенными отложениями юрского и нижнемелового возраста, а на востоке — нижнего мела; *21* — впадины, выполненные вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями верхнемелового возраста; *22* — впадины байкальского типа, выполненные рыхлыми кайнозойскими отложениями; *23* — синеклизы, выполненные кайнозойскими (и верхнемеловыми) рыхлыми отложениями. Другие обозначения: *24* — главные простирания складчатых структур; *25* — тектонические разломы глубинного типа (длительного развития); *26* — тектонические разломы различного возраста; *27* — гранитоиды мезозойского возраста (преимущественно донижнемеловые); *28* — щелочные и субщелочные интрузивы (гранитного ряда) мезозойского возраста; *29* — гранитоиды послениижнемелового возраста; *30* — гранитоиды послеверхнемелового возраста; *31* — четвертичные базальты; *32* — базальтовые вулканические аппараты



Фиг. 164. Тектоническая карта Монголо-Охотского пояса (составила М. С. Нагибина в 1961 г.)

1 — область архейской складчатости (нерасчлененная), Алданский щит Сибирской платформы; *2* — область протерозойской складчатости (нерасчлененная); *3* — выступы метаморфических пород архея в области протерозойской складчатости; *4* — область байкальской складчатости (нерасчлененная); *5* — ультраосновного, основного и среднего состава интрузивы протерозойского и более молодого возраста. Область герцинской складчатости: *6* — антиклинории и приуроченные к ним гранитные массивы; *7* — синклинории и приуроченные к ним гранитные массивы; *8* — Хингано-Буреинский срединный массив; *9* — внутренние остаточные геосинклинарные прогибы, выполненные пермскими отложениями. Наложенные (новообразованные) прогибы и впадины восточноазиатской группы, образовавшиеся на складчатом основании различного возраста: *10* — глубокие прогибы монголо-охотского типа, выполненные мезозойскими отложениями морских и континентальных моласс, местами переслаивающиеся с вулканогенными отложениями различного состава (от T до Cr_2 включительно); *11* — прогибы забайкальского типа, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями триасового возраста; *12* — прогибы и впадины забайкальского типа, выполненные осадочными (грубообломочными и угленосными) или вулканогенными отложениями юрского, на востоке — верхнеюрского возраста; *13* — впадины забайкальского типа, выполненные осадочными (грубообломочными и угленосными) и вулканогенными отложениями юрского и нижнемелового, на востоке — нижнемелового возраста; *14* — впадины, выполненные вулканогенными отложениями верхнемелового возраста; *15* — впадины байкальского типа, выполненные рыхлыми кайнозойскими отложениями; *16* — синеклизы, выполненные кайнозойскими и верхнемеловыми рыхлыми отложениями; *17* — прогибы, выполненные нижнемеловыми и местами юрскими осадочно-вулканогенными отложениями под чехлом рыхлых мезокайнозойских образований; *18* — впадины, выполненные верхнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями под чехлом рыхлых мезо-кайнозойских образований; *19* — область мезозойской складчатости (нерасчлененная), Сихотэ-Алинская система. Другие обозначения: *20* — простирание крупных антиклинорных структур; *21* — простирание синклинорных структур; *22* — главные простирания складчатых структур; *23* — глубина залегания кристаллического фундамента в местах под покровом мезо-кайнозойских отложений Зейско-Буреинской синеклизы по геофизическим данным; *24* — изостраты по различным горизонтам внутри мезозойских прогибов; *25* — тектонические разломы глубинного типа (длительного развития); *26* — тектонические разломы различного возраста; *27* — мезозойские гранитоиды; *28* — граница Сихотэ-Алинской зоны мезозойской складчатости.

что изучение конкретных структурных связей проявления магматической деятельности во времени и пространстве в различных геотектонических областях в настоящее время является первоочередной задачей, выполнение которой значительно приблизит нас к установлению законов развития магматизма и тектонических форм.

3. В строении палеозойских структур Восточно-Азиатской геосинклинальной области, имеющей в целом субширотное простирание, наблюдается четко выраженная асимметрия. По направлению от Сибирской платформы к Китайско-Корейской, ограничивающих с севера и юга эту геосинклинальную область, в верхнем палеозое происходит смещение крупных геосинклинальных прогибов с севера на юг. В северной Монголо-Охотской системе рассматриваемой геосинклинальной области в пермское время происходило формирование остаточных внутренних прогибов (типа брахигеосинклиналей), в которых накапливались грубообломочные, терригенные, угленосные и вулканогенные формации, а на юге, вдоль северного края Китайско-Корейской платформы, в Гобийско-Гиринской геосинклинальной системе, в то же время продолжалось развитие глубоких, линейных, протяженных на многие сотни километров эвгеосинклинальных прогибов, выполненных глинистыми и кремнистыми сланцами и вулканогенными породами типа спилито-кератофировой формации, до 8 *км* мощности.

Влияния меридиональных направлений (Тихоокеанского пояса) на морфологию структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы в докембрийский и палеозойский этапы ее развития не наблюдалось.

Рассмотренная в монографии история развития унаследованных палеозойских структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы не согласуется с представлением Штилле о всеобщем и одновременном проявлении фаз складчатости в земной коре.

История развития структур одной из крупнейших палеозойских геосинклинальных систем востока Азии подтверждает учение Н. С. Шатского о неравномерном, длительном и унаследованном развитии тектонических форм и складчатых процессов в геосинклинальных областях.

Отмеченные закономерности длительного унаследованного развития геосинклинальных структур и сопровождающих их формаций не являются свойственными лишь Монголо-Охотской геосинклинальной системе, а имеют место и в других палеозойских геосинклинальных областях Средней Азии (южные дуги Тянь-Шаня), Франции («Арморикансий ров») и других.

Иные закономерности в развитии формационных рядов имеют место в наложенных геосинклинальных системах, развившихся на жестком платформенном основании, где наблюдается четкая смена формационных рядов от спилито-кератофировых и кремнистых формаций к флишоидным в относительно короткий (две-три системы) период их развития (Удско-Шантарский синклинорий).

Для молодых геосинклинальных систем мезозойского и альпийского возраста, в которых процессы наложения проявились особенно широко, следует искать свои закономерности развития, отличные от длительно развивающихся палеозойских и более древних геосинклинальных систем, и не переносить закономерности, установленные на примере развития альпийских геосинклиналей, на более древние палеозойские и докембрийские геосинклинальные системы, как это широко принято в геологической литературе.

4. Мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса по своей форме, составу слагающих их отложений, а также по характеру и структурному положению сопровождающих их гранитных интрузий резко отличаются от крупных сложно построенных палеозойских геосинклинальных структур синклинориев и антиклинориев, протягивающихся на сотни километров.

Мезозойские отложения, выполняющие прогибы и впадины Монголо-[illegible]ского пояса, залегают резко несогласно на размытой поверхности ди-[illegible]рованны[illegible] [illegible]рорванных крупными гранитными интрузиями средне-

и верхнепалеозойских отложений, а также на более древних докембрийских породах.

На основании анализа взаимоотношений мезозойских структур со структурами палеозойского и докембрийского кристаллического основания автор приходит к выводу, что мезозойские структуры не являются продолжением (завершением) герцинского геосинклинального этапа, а связаны с самостоятельным мезозойским этапом тектонического развития, выделенным еще в 1933 г. Н. С. Шатским, и четко проявившемся в зоне Тихоокеанского пояса, особенно в его северной половине.

По основным классификационным признакам (составу формаций, морфологии структур и магматизму) мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса резко отличаются от геосинклинальных и платформенных структур, имеют короткий период развития (охватывающий одну или две системы) и заслуживают выделения их в самостоятельную категорию в систематике тектонических форм.

Одной из характерных черт мезозойских прогибов и впадин Монголо-Охотского пояса является закономерное изменение возрастного состава выполняющих их мезозойских отложений. В направлении с запада на восток по простиранию системы мезозойских прогибов по мере приближения к мезозоидам Тихоокеанского пояса, наблюдается постепенное увеличение возрастного объема выполняющих их осадков и «омоложение» возраста их верхней стратиграфической границы от триаса до верхнего мела включительно.

Развитие мезозойских прогибов сопряжено с крупными продольными и поперечными конседиментационными разломами, которые влияли на распределение мощностей отложений внутри прогибов.

Мезозойские отложения в прогибах смяты в брахисинклинальные, брахиантиклинальные и коробчатой формы складки, нередко асимметричные и осложненные многочисленными разломами и системами разломов различного масштаба. Внутри прогибов имеют место резкие угловые несогласия: в Восточном Забайкалье — между верхним триасом и нижней юрой и между средней и верхней юрой и нижним мелом, в Верхнем Приамурье и Западном Приохотье — между верхним триасом и нижней юрой и между нижним и верхним мелом.

Сравнение мезозойских структур Монголо-Охотского пояса с соседними районами показывает, что однотипные тектонические формы имеют широкое распространение на Востоке Азии, в зоне, непосредственно прилегающей к мезозоидам Тихоокеанского пояса, и поэтому автор предлагает для них название впадин и прогибов восточноазиатской группы.

Структуры восточноазиатской группы образуют крупные линейные системы впадин и прогибов, разделенные параллельными им крупными зонами поднятий древнего (палеозойского и докембрийского) кристаллического основания, лишенного или почти лишенного мезозойских отложений.

В пространственном развитии впадин и прогибов восточноазиатской группы, с одной стороны, четко выражена наложенность их на разнородные структурные элементы, с другой стороны,— унаследованность от строения фундамента.

Развитие этих форм связано с процессом revivatio (оживления) древних структур под влиянием мезозойских движений в краевой части Азиатского континента вдоль границы мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса, выражающимся в линейном короблении жесткого кристаллического основания и сопровождающимся крупными разломами, глубоко проникающими в земную кору и вызывающими процессы магмообразования, главным образом гранитного ряда.

Изменение мощности терригенных и вулканогенных мезозойских отложений, выполняющих прогибы, а также размеры и форма этих прогибов и состав гранитных интрузий, сопровождающих их развитие, зависят как

от степени удаленности от окраинной зоны мезозоид Тихоокеанского пояса, так и от строения фундамента.

По качественным признакам среди прогибов и впадин восточноазиатской группы могут быть выделены: прогибы монголо-охотского типа и прогибы и впадины забайкальского типа (см. классификационную таблицу).

5. Мезозойские гранитные интрузии, сопровождающие развитие структур восточноазиатской группы в пределах Монголо-Охотского пояса, имеют значительно меньшее распространение, чем палеозойские гранитоиды, и резко отличаются от них по структурным признакам, форме тел, структурному положению и взаимоотношению с вмещающими мезозойскими и более древними породами.

Мезозойские гранитоиды Монголо-Охотского пояса представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, преимущественно порфировидными, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, плагио-порфирами, кварцевыми диоритами, диоритами, монцонитами и сиенитами. Значительно распространены также аляскитовые граниты и сопровождающие их аплиты и пегматиты.

Для всех перечисленных разновидностей характерным является кристаллизация их в условиях малых глубин, на что указывает изменчивая степень раскристаллизации, резко выраженные эндоконтактовые изменения (переход гранитов в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры в периферических зонах интрузивных тел и т. д.), а также многофазное их внедрение, наличие субвулканических тел и экструзивных образований.

Из имеющихся в литературе примеров мезозойские гранитоиды Монголо-Охотского пояса можно сравнить с мезозойскими гранитоидами Охотского вулканического пояса, которые Е. К. Устиев относит к выделенной им в последнее время формации вулкано-плутонов. Они также сходны с оловоносными герцинскими гранитоидами Западной Европы, которые Клоос, Риттман, а также Штилле относят к так называемой вулканической ассоциации.

Внедрение мезозойских гранитов в пределах Монголо-Охотского пояса было многократным и неодновременным в различных его частях. В направлении с запада на восток по мере приближения к области мезозоид Тихоокеанского пояса, в различных частях по простиранию Монголо-Охотского пояса наблюдается закономерное «омоложение» возраста гранитоидов от нижнемезозойского до верхнемелового и третичного.

Внедрение мезозойских гранитоидов не ограничивается только зоной Монголо-Охотского пояса, а имеет место далеко за его пределами — в восточной части Азиатского континента, прилегающей к Тихоокеанскому поясу мезозоид: в области Алданского щита Сибирской платформы и протерозоид Станового хребта, а также в Монголии, на северо-востоке Китая в Яньшаньской зоне и Катазии.

На основании имеющихся материалов по изучению мезозойских гранитоидов Прибайкалья, Монголо-Охотского пояса, Станового хребта и Алданского щита намечается общая закономерность направленного изменения масштаба внедрений гранитной магмы и ее состава. Она выражается в постепенном уменьшении размеров и количества гранитных тел и повышения их щелочности в направлении от побережья Тихого океана, то есть от окраинного пояса мезозоид Тихоокеанского пояса, в глубь континента, по простиранию системы мезозойских структур восточноазиатской группы, наложенных на более древнее основание.

Отмеченная выше изменчивость в морфологии и времени развития мезозойских структур восточноазиатской группы, а также сопровождающих их развитие гранитоидов по направлению от континента к побережью Тихого океана, свидетельствует о прямой и непосредственной связи образования этих структур с мезозоидами Тихоокеанского пояса.

По времени своего развития впадины и прогибы восточноазиатской группы почти полностью совпадают с развитием мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса.

Основные выводы. Особенности структурного положения внегеосинклинальных прогибов и впадин восточноазиатской группы на восточной окраине Азии к западу от мезозоид Тихоокеанского пояса и их внутреннее строение позволяют прийти к новым выводам по тектонике Монголо-Охотского пояса и выявлению некоторых закономерностей пространственного размещения олово-вольфрамовых и других месторождений.

1. На основании вышеизложенных геологических материалов, характеризующих историю развития как палеозойских, так и мезозойских структур протяженной Монголо-Охотской зоны, автор приходит к выводу, что эту структурную зону не следует рассматривать как ответвление мезозоид Тихоокеанского пояса, как это показано на тектонических картах СССР издания 1953 и 1956 гг., а также на тектонической карте СССР, вышедшей в 1961 г. под редакцией А. А. Богданова, а относить ее к палеозойским складчатым системам востока Азии, с которыми она составляет единое целое. Главная часть структурных форм Монголо-Охотской зоны закончила свое геосинклинальное развитие в перми и поэтому ее следует относить к герцинидам.

В периферической части Монголо-Охотской геосинклинальной системы, непосредственно прилегающей с запада к Хингано-Буреинскому срединному массиву, можно выделить сравнительно узкую Зее-Селемджинскую складчатую зону более ранней консолидации, в которой геосинклинальное развитие закончилось в девонское время.

Мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса являются формами, наложенными на герцинский и более древний фундамент, образование которых связано с самостоятельным мезозойским геотектоническим этапом.

По основным классификационным признакам (составу формаций, морфологии структур и магматизму) мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса резко отличаются и от геосинклинальных, и от платформенных структур, имеют короткий период развития (охватывающий одну или две системы), выделяются автором в самостоятельную категорию в систематике тектонических форм — впадин и прогибов восточноазиатской группы — и подразделяются на монголо-охотский и забайкальский типы.

2. С мезозойскими гранитоидами, сопровождающими развитие впадин и прогибов восточноазиатской группы, связаны месторождения различных цветных металлов, редких элементов и полудрагоценных камней. С гранитами, внедрение которых сопутствовало развитию прогибов монголо-охотского типа и разделяющих их поднятий, устанавливается прямая связь месторождений олова, вольфрама, золота и других редких элементов. С гранитоидами и малыми интрузиями гранитного ряда, сопутствующими развитию впадин и поднятий забайкальского типа, связаны месторождения молибдена, полиметаллов и золота, а также флюорита, сурьмы и некоторых других элементов.

Среди специалистов по металлогении в настоящее время существует мнение о принадлежности поясов олово-вольфрамовой минерализации к центральным частям геосинклиналей, характеризующимся развитием мощных терригенных толщ. Приведенные данные позволяют существенно дополнить это представление выдвижением нового типа структурных связей месторождений олова и вольфрама с зонами развития прогибов и поднятий монголо-охотского типа восточноазиатской группы.

В 1926 г. А. Е. Ферсман на юго-востоке СССР выделил Монголо-Охотский пояс в качестве определенной геохимической зоны, приуроченной к молодым гранитным интрузиям. Наши современные знания геологии Азиатского континента позволяют выделить на востоке Азии за границей собственно мезозоид Тихоокеанского кольца три однотипных структурно-

металлогенических пояса: Монголо-Охотский, Яньшаньский и Катазиатский, к которым приурочены оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения Азии.

Таким образом, выделение нового типа структурных связей для поисков мезозойских оловянно-вольфрамовых месторождений в периферической зоне Тихоокеанского пояса приобретает практическое значение.

3. Не менее тесная структурная связь с зонами развития наложенных мезозойских впадин забайкальского типа и сопровождающих их малых интрузий гранитного ряда намечается для полиметаллических и других месторождений цветных и редких металлов и флюорита, расположенных как в пределах выделенных крупных структурно-металлогенических поясов, так и в других частях периферической зоны Тихоокеанского пояса.

Детальное изучение наложенных мезозойских структур восточноазиатской группы, а также сопровождающих их больших и малых интрузий гранитоидов позволит выделить более дробные границы металлогенических зон в Яньшаньском и Катазиатском поясах, как это делается на относительно хорошо изученной территории Монголо-Охотского пояса (в Забайкалье) и в других местах.

ЛИТЕРАТУРА

Алексейчик С. Н. О возрасте граувакковой формации Монголии.— Докл. АН СССР, 1947, **58**, № 8.

Анерт Э. Э. Путешествие по Маньчжурии.— Записки Русск. геогр. об-ва по общей географии, 1904, **35**.

Анерт Э. Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск, Изд-во «Книжное дело», 1928.

Анерт Э. Э. Materials for the historic geology of North Manchuria — Ежегодник Клуба естествозн. и геогр. Харбин, 1933, **1**.

Арсеньев А. А. 1. Мезозойские континентальные отложения Олекмо-Витимской горной области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, **29**, вып. 6.

Арсеньев А. А. 2. Щелочные породы Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1954, **95**, № 2.

Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М. Геологическое строение Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 128, серия геол. (№ 49).

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. М.— Л., ГОНТИ, 1941.

Архангельский А. Д. Тектоническое районирование области мезокайнозойского угленакопления в Западном Приамурье.— Докл. АН СССР, 1957, **117**, № 2.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, **11**, вып. 4.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В. и Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники. Вкн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., 1960. (Междунар. геол. конресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18).

Афанасьев Г. Д. Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана.— Труды Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., 1939, **1**.

Бацевич Л. А. Материалы для изучения Амурского края в геологическом и горнопромышленном отношении. СПб., 1894.

Белов И. В. Шошониты Боргойской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.

Белов И. В. Лавы Джидинских вулканов.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 4.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В. и др. Геологическая съемка в Верхнеудинском районе Забайкалья в 1930 г.—Труды Всес. геол.- развед. объед., 1932, вып. 157.

Беляевский Н. А., Золотов М. П., Красный Л. И., Нагибина М. С. Общие черты геологического строения южной части Дальнего Востока. В кн.: «Тезисы докладов и выступлений на Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока». Хабаровск, 1956.

Беляевский Н. А., Иициксон М. И., Красный Л. И., Музылев С. А. Геологическое районирование южной части Дальнего Востока.—Материалы по геол. и полезным ископ. Советского Союза, 1950.

Беляков Е. А., Рутштейн И. Г., Тулохонов М. И. Стратиграфия пермских отложений Восточного и Центрального Забайкалья. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.

Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941 (Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 10).

Билибин Ю. А. К тектонической характеристике Нижнезейской депрессии.— Сов. геология, 1947, сб. 26.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Бобров В. А., Куликов М. В. Пермская система и ее стратиграфическое расчлене-

ние в Забайкалье. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.
Богданов Н. А. Схема стратиграфии докембрийских отложений хребтов Джагды и Тукурингра.— Сов. геология, 1958, № 4.
Богданов Н. А. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, **35**, вып. 2.
Богданович К. И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска. В кн.: «Памяти И. В. Мушкетова». Сборник статей. СПб., 1905.
Борисяк. А. А. Геологический очерк Сибири. Пг., 1923.
Борсук М. И. Ископаемая флора третичных и верхнемеловых отложений Приамурья и стратиграфия их на основе палеоботанических данных.— Изв. Главн. упр. геол. фондов, 1948, вып. 6.
Быков Г. Е. К геоморфологии восточной части хребта Тукурингра.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1935, **67**, вып. 5.
Быков Г. Е. К стратиграфии осадочных отложений верхней части бассейна реки Зеи в связи с их угленосностью.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.
Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии.— Труды геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 54.
Верещагин В. Н. Геологические исследования в районе среднего течения р. Хилка.— Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 24.
Войновский-Кригер К. Г. Находки среднего палеозоя и морского мезозоя в бассейне реки Газимура в Восточном Забайкалье.— Вестник Геол. ком., 1927, **2**, № 2.
Войновский-Кригер К. Г. Геологические исследования в бассейнах рек Талман-Борзи и Урулюнгуя в Восточном Забайкалье.— Труды Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 37.
Воларович Г. П. 1. Геологический очерк Малого Хингана.— Труды Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., 1938, **1**.
Воларович Г. П. 2. К геологии и металлогении Верхне-Мынского района (Верхняя Селемджа).— Материалы по геол. Дальнего Востока, 1938, вып. 2.
Воларович Г. П. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. В кн. «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г.», т. 2, М., ОНТИ, 1939.
Воларович Г. П. К палеографии мезозоя южной части Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3.
Волин А. В. Существуют ли послеюрские граниты в Селенгинской Даурии.— Изв. Главн. геол.-развед. упр., 1930, **49**, № 9.
Волхонин В. С., Лишневский Э. Н., Тарков А. П., Судаков С. П. Нижнемеловые отложения юга Зее-Буреинской впадины в связи с их возможной нефтегазоносностью.— Геол. и геофиз., 1961, № 5.
Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Закономерности размещения рудных полей в различных структурно-фациальных зонах Восточного Забайкалья. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Вопросы современной зарубежной тектоники. Сборник статей под ред. В. Е. Хаина. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
Вялов О. С. О мезозоидах в Азии.— Докл. АН СССР, 1937, **16**, № 2.
Вялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса. 1937 г.», т. 2, М., ОНТИ, 1939.
Ганешин Г. С. Происхождение Шантарских островов.— Природа, 1956, № 4.
Гедройц А. Э. Геологические исследования в Восточном Забайкалье. (Литература и описание обнажений).— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1909, вып. 27.
Геологическое строение СССР. Т. I — III. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Геология и полезные ископаемые северной части Северо-Востока Китая. Отчет геол. группы Хайлунцзянской комплексной экспед. Пекин — Харбин, 1958. (Перевод с китайского).
Геология СССР. Т. XXXVI. Читинская область, ч. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Герасимов А. П. Геологические исследования в Забайкалье.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. XVIII; 1910, вып. XXIII.
Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометальных зон и поясов (на примерах Алтая, Восточного Казахстана и Забайкалья).— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2—3.
Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-охотский глубинный разлом. — Докл. АН СССР, 1961, **137**, № 5.
Горжевский Д. И., Шашкин К. С. О триасовых отложениях Западной части Верхнего Приамурья.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 4.
Григорьев Ив. Ф. О характерных признаках оловоносных гранитов в районах Онон-

ского Ималкинского и Зун-Ундурского оловянных месторождений Восточного Забайкалья и сравнение их с оловоносными гранитами других районов СССР.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1940, 20.

Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Мезозойские гранитоиды Забайкалья и связь с ними редкометального оруденения. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье. В кн.: «Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья». М., 1956. (Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР. вып. 3).

Деньгин Ю. П. 1. Геологические исследования в бассейне верхнего течения реки Онон-Борзи. В кн.: «Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1926/27 г.». Л., 1929.

Деньгин Ю. П. 2. Геологические исследования в бассейне среднего течения р. Чикоя.— Материалы по общей и прикл. геол., 1929, вып. 131.

Дзевановский Ю. К. Геология восточной окраины Алданской плиты. Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири. Алдан, 1946.

Дзевановский Ю. К. Мезозойские граниты хребта Станового и их структурное положение.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, № 7.

Дзевановский Ю. К., Кислякова М. В. Алгачинская юра Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3.

Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности.— Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 23.

Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26.

Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергеня и их лавах. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2, М.— Л., 1939.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941.

Зверев В. Н. Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Амурско-Зейского водораздела.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири. Амурско-Приморский район. 1911, вып. 11.

Зверев В. Н. Геологические исследования в северо-западной части Амурско-Зейского водораздела.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири. Амурско-Приморский район, 1912, вып. 14.

Иванов А. Х. 1. Геология и полезные ископаемые Кобдоского района Монгольского Алтая.— Труды Монгольск. комис. АН СССР, 1953, вып. 2.

Иванов А. Х. 2. Восточное Прикосоголье. Монгольская Народная Республика. Геологическое описание.— Труды Монгольск. комис. АН СССР, 1953, вып. 3.

Иванов Б. А. Новые данные о геологическом строении Восточного Забайкалья.— Сов. геология, 1940, № 10.

Иванов Б. А. 1. Схема геологического районирования Восточной Сибири.— Иркутск. Изд-во Вост.-Сиб. геол. упр., 1949.

Иванов Б. А. 2. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Иркутск, 1949. (Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32).

Иванов Д. В. Амурско-Зейский водораздел.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. 12.

Иванов Д. В. Хребет Джагды. Орогеологический очерк бассейна Уньи и Бома в связи с условиями их золотоносности.— Горный журнал, 1905, 4, № 10.

Ильин К. Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерности распределений полезных ископаемых. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.

Иициксон М. И., Матвеенко В. Т., Радкевич Е. А. Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.

Иициксон М. И. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудных месторождений, 1960, № 1.

Казанский П. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в западной части Амурской обл. в 1914 г.— Изв. геол. ком., 1915, 34, № 5.

Канищев А. Д. О верхнепалеозойской фауне р. Чикой.— Бюлл. научно-техн. горн. об-ва, Чита, 1958, № 4.

Канищев А. Д. Стратиграфия палеозойских отложений Чикой-Ингодинского района. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.

Катушенок И. И., Нагибина М. С. Геологическое строение района верхнего течения реки Урюмкан. Очерки по геологии Сибири, 1945, вып. 13.

Кипарисова Л. Д. К стратиграфии морского триаса в Восточном Забайкалье.— Труды Главн. геол.— развед. упр., 1932, вып. 111.
Кипарисова Л. Д. К стратиграфии нижнего триаса Южно-Уссурийского Приморья.— Докл. АН СССР, 1945, **49**, № 6.
Кичигина О. М. Пермские и меловые отложения Белектуйского района (Восточное Забайкалье).— Труды Всес. геол.- развед. объед., 1933, вып. 337.
Князев Г. И. О концепции симметричного строения мезозойского подвижного пояса Восточного Забайкалья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1959, вып. 2.
Князев Г. И. Закономерности размещения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Князев Г. И. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия Приаргунья. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.
Козеренко В. Н. 1. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
Козеренко В. Н. 2. О некоторых основных вопросах геологического строения Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
Козеренко В. Н., Лазько Е. М. К вопросу о геологических условиях формирования гранитоидов.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2—3.
Козеренко В. Н., Лазько Е. М., Митич Г. Б. О возрасте древних свит Приаргунья (Восточное Забайкалье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
Козеренко В. Н., Старченко В. В. Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья (тезисы докладов). В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Козубова Л. А. О каледонском магматизме в Центральном Забайкалье.— Бюлл. Научно-техн. горн. об-ва, Чита, 1960, № 5.
Комаров Ю. В. Мезозойский магматизм и полиметаллическое оруденение бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья.— Автореф. дисс. Иркутск, 1959.
Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— Изв. Ан СССР, серия геол., 1952, № 4.
Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы.— Труды Центр. научно-исслед. геол.- развед. ин-та, 1935, вып. 41.
Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия СССР. Т. I. Докембрий». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Кормилицын В. С. и др. Основные особенности металлогении Забайкалья. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 7.
Котельников Л. Г. Послеюрские эффузивы северного склона хр. Тукурингра на Дальнем Востоке. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. М., ОНТИ, 1939.
Красный Л. И. Новые данные по геологии и металлогении Нижнего Приамурья.— Сов. геология, 1940, № 7.
Красный Л. И. К геологии Тугурского полуострова.— Докл. АН СССР, 1949, **65**, № 4.
Красный Л. И. Об открытии девонской фауны на Шантарских островах.— Докл. АН СССР., 1953, **93**, № 2.
Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— Докл. АН СССР, 1956, **107**, № 1.
Красный Л. И. 1. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1958, № 1.
Красный Л. И. 2. Основные черты тектоники Западного Приохотья.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
Красный Л. И. 1. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М., Госгеолтехиздат, 1960. (Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 34).
Красный Л. И. 2. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Л., 1960. (Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 37).
Красный Л. И., Кириков Д. А., Мошкин В. Н., Нагибина М. С. и Сей И. И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист N 52 (Зея). 1959.
Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Красный Л. И., Никифорова И. К. Стратиграфия и литология юрских и нижнемеловых отложений Западного Приохотья. В кн.: «Тезисы докладов и выступлений на Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока». Хабаровск, 1956.

Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 3.
Красный Л. И., Чемеков Ю. Ф., Бульванкер Э. Э. Первые находки кембрия на хребте Джагды (Хабаровский край).— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 4.
Красный Л. И., Чемеков Ю. Ф., Модзалевская Е. А. Девонские отложения хребтов Джугджур и Прибрежного.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1955, № 1.
Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Л.— М., Гос. научн-техн. геол.. развед. изд-во, 1932.
Кропоткин П. А. Две поездки в Маньчжурию в 1864 г.— Записки Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1865, кн. 8.
Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. В кн.: «Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья» т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
Крымгольц Г. Я. Морская юрская фауна Восточного Забайкалья.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1938, 67, вып. 2.
Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород.— Труды Горно-геол. ин-та Зап. - Сиб. фил. АН СССР 1949, вып. 5.
Лазарев А. З. 1 Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса. 1937 г.», т. 2, М., ОНТИ, 1939.
Лазарев А. З. 2. Допалеозой Дальневосточного края. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г.,» т. 2. М., ОНТИ, 1939.
Лебедев А. П. Эпидотовый диорит из Восточной Сибири.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7—8.
Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Леонов Г. П. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Верхнего Амура.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1959, 34, № 5.
Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
Логачев Н. А., Кравченко Е. В. Размещение базальтов в Тункинской впадине.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 3.
Лодочников В. Н. О базальтах юго-западного Прибайкалья.— Сов. геология, 1938, 8, № 5.
Локерман А. А. Основные черты геологии Приаргунья (Восточное Забайкалье). Автореф. дисс. Львов, 1960.
Локерман А. А., Ленок Л. Н., Кулашев А. И., Синицин С. М. Стратиграфия нижнепалеозойских отложений Восточного Забайкалья. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.
Локерман А. А., Радченко Г. П. Пермские отложения в Приаргунье (Восточное Забайкалье).— Бюлл. научно-техн. горн. об-ва, Чита, 1960, № 5.
Лурье М. Л. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана. В кн.: «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». Л., Госгеолиздат, 1952.
Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана. (Стратиграфия и магматизм).— Изв. АН СССР, серия геол., 1950 , № 6.
Лурье М. Л., Обручев С. В. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
Луцкина Н. В. Малые интрузии Малого Хингана мелового возраста.— Вестник Ленингр. ун-та, 1957, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
Лучицкий И. В. О структурах Центрального Забайкалья.— Сов. геология, 1940, № 1.
Лучицкий И. В. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 1.
Лучицкий И. В. Габбровая интрузия Малханского хребта.— Вестник Моск. ун-та, 1947, вып. 5.
Лучицкий И. В. О возрасте и структурном положении мезозойских гранитных интрузий верховий Амура и Станового хребта.— Докл. АН СССР, 1949, 65, № 2.
Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950. (Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 12).
Лучицкий И. В. Геологическое строение низовий и среднего течения реки Онон. Очерки по геологии Сибири, 1954, вып. 17.
Лучицкий И. В., Крестовников В. Н. О стратиграфии палеозойских отложений верховьев Амура.— Докл.. АН СССР, 1950, 75, № 2.
Лучицкий И. В. , Нагибина М. С. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, вып. 1.
Лучицкий И. В., Нагибина М. С. Материалы по петрографии изверженных и метаморфических пород бассейна р. Тырмы. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Лучицкий И. В., Нагибина М. С. Гранитные интрузии Малханского хребта.— Вестник Моск. ун-та, 1947, № 4.
Лучицкий И. В., Нагибина М. С., Зиновкин А. Д. Интрузии Восточного Забайкалья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, вып. 2—3.
Львов А. В. О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских альпах.— Советская Азия, 1930, № 3—4, 5—6.
Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.— Л., ОНТИ, 1938.
Макаренко Ф. А. Новые данные по стратиграфии и распространению силура на Дальнем Востоке (Зейско-Селемджинское междуречье). В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938
Макеров Я. А. Золотая гора.— Материалы по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, 1924, № 36.
Максимов Б. А. Геологический очерк района гольца Сохондо.— Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, 1935, вып. 9.
Максимов Б. А. О залегании нижнего мела в Забайкалье.— Проблемы сов. геол. 1937, № 3.
Малявкин С. Ф. Геологические исследования в Зейско-Депском районе Амурской области.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири. Амурско-Приморский район, 1911, вып. 12.
Малявкин С. Ф. Угленосные области Восточной Сибири и Приморья. СПб., Изд-во Геол. ком., 1913.
Маринов Н. А. Новые данные о находке триасовых отложений в Восточном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 6.
Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Маринов Н. А., Хасин Р. А. Новые данные о пермских отложениях восточной части Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 1947, 58, № 2.
Мартинсон Г. Г. О разновозрастности континентальных отложений Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— Автореф. дисс. Л., 1957.
Маслов В. П., Зиновкин А. Д. Геологический очерк бассейна р. Даи и юго-восточного склона Борщевочного хребта. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940. (Очерки по геологии Сибири, вып. 12).
Материков М. П. Материалы к петрографии Верхней Селемджи. Дальневосточный филиал АН СССР, 1939.— Материалы по геол. Дальнего Востока, вып. 4.
Мелиоранский В. А. 1. Геолого-петрографические исследования в Приаргунском районе.— Труды Всес. геол.-развед. объед., 1932, вып. 128.
Мелиоранский В. А. 2. О возрасте молодых гранитов северо-восточной части Нерчинского округа.— Изв. Всес. геол.-развед. объед., 1932, 51, вып. 75.
Мелиоранский В. А. Материалы к истории вулканизма Восточного Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия 7, 1934—1935, № 9.
Модзалевская Е. А. Средний палеозой бассейна верхнего Амура.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1958, № 5.
Модзалевская Е. А., Бутусова И. П. О находке отложений позднего триаса в бассейне верхнего Амура.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, № 10.
Модзалевская Е. А., Кириков Д. А. Палеозойские и допалеозойские отложения бассейна р. Зеи.— Сов. геология, 1959, № 3.
Мокринский В. В. Особенности процесса образования структурных форм в угленосных осадках Южной Якутии. (Выступление на Втором угольном геол. совещании. Март 1955 г.)— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
Музылев С. А. 1. Геологические исследования в окрестностях Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). — Труды Всес. геол.-развед. объед., 1932, вып. 136.
Музылев С. А. 2. Условия залегания рыбных битуминозных сланцев в Восточном Забайкалье (к вопросу о возможности нефтепроявлений в Забайкалье).— Изв. Всес. геол.-развед. объед., 1932, 51, вып. 47.
Музылев С. А. Геологический разрез через Малый Хинган. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
Музылев С. А.,Ициксон М. И., Циксон Г. В., Глушков А. П., Лови Б. А. Геологическое строение и вопросы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Мушников А. Ф. 1. О некоторых основных вопросах геологического строения юго-восточного Забайкалья.— Ученые записки Львовск. ун-та, серия геол., 1958, 38, вып. 11.
Мушников А. Ф. 2. Стратиграфия и тектоника юрских отложений юго-восточного Забайкалья. Автореф. дисс. Львов, 1958.
Мушников А. Ф. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.

Мушников А. Ф., Рутштейн И. Г. Новые данные по стратиграфии юрских морских отложений Восточного Забайкалья.—Бюлл. научно-техн. горн. об-ва, Чита, 1958, № 4.
Нагибина М. С. 1. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
Нагибина М. С. 2. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
Нагибина М. С. Вулканогенный комплекс гольцов «Сохондо» (Забайкалье).— Вестник Моск. ун-та, 1947, № 2.
Нагибина М. С. Эффузивно-осадочная свита междуречья Хилок — Чикой — Ингода (Западное Забайкалье).— Вестник Моск. ун-та, 1948, № 3.
Нагибина М. С. О возрасте вулканогенной формации Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 128, геол. серия (№ 49).
Нагибина М. С. Забайкалье. В кн.: «Очерки докембрия отдельных районов Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1952.
Нагибина М. С. 1. О возрасте палеозойских отложений низовий р. Уркана (бассейн р. Зеи).— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
Нагибина М. С. 2. Тектоническая карта Забайкалья и Верхнего Приамурья. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во Главн. упр. геодезии и картогр., 1953.
Нагибина М. С. Материалы по стратиграфии палеозоя Зее-Селемджинского междуречья. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Нагибина М. С. 1. Геологическое строение левобережья р. Амура от с. Кузнецово до г. Благовещенска. В кн.: «Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья».М., Изд-во АН СССР, 1956.
Нагибина М. С. 2. Схема стратиграфии юры и мела Верхнего Приамурья. В кн.: «Тезисы докладов и выступлений на Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока». Хабаровск, 1956.
Нагибина М. С. 3. Тектоническая карта Забайкалья и Верхнего Приамурья. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Нагибина М. С. 1. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, **33**, вып. 3.
Нагибина М. С. 2. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений верхнего течения р. Амура.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 7.
Нагибина М. С. 1. Верхнемеловые вулканогенные образования верхнего Приамурья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 3.
Нагибина М. С. 2. Геологическое строение северного Дунбея. В кн.: «Амурская Советско-Китайская комплексная экспедиция». (Геологическая экспедиция Большого Хингана). Чаньчунь, Изд-во АН КНР, 1959.
Нагибина М. С. 3. История мезозойского вулканизма Верхнего Приамурья и Забайкалья и положение вулканогенных формаций в тектонической структуре Монголо-Охотского пояса. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван. Изд-во АН Армянской ССР, 1959.
Нагибина М. С. 4. Схема тектоники северной Маньчжурии.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 5.
Нагибина М. С. 1. История развития структур Монголо-Охотского пояса. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18).
Нагибина М. С. 2. Структурное положение мезозойских гранитных интрузий в пределах Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Нагибина М. С. Вопросы стратиграфии мезозоя Восточного Забайкалья и прилегающих территорий. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.
Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Проблемы региональной тектоники.— Труды ГИН, 1963, вып. 92.
Нагибина М. С., Болховитина Н. А. Стратиграфия мезозойских отложений Верхнезейского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1.
Нагибина М. С., Крестовников В. Н., Гатинский Ю. А. и Чжан Бу-чунь. Новые находки палеозойской фауны в хребте Малый Хинган (китайский).— Докл. АН СССР, 1958, **123**, № 5.
Нагибина М. С., Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта.— Докл. АН СССР, 1961, **136**, № 2.

Налетов П. И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист М-48 (Улан-Удэ). Объяснительная записка. М., Госгеолиздат, 1956.
Налетов П. И., Шалаев И. А., Деуля Т. Т. Геология Джидинского района.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1941, вып. 27.
Нечаева Е. А. Щелочные породы хребта Цаган-Хунтей в Западном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 3.
Никифорова И. К. Геологическое строение верхнеюрских и нижнемеловых отложений Удско-Торомского района Западного Приохотья. В кн.: «Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока.— Труды Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., 1960, 6.
Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
Обручев В. А. Юрские растительные остатки с р. Зеи.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1891, 22, № 2—3.
Обручев В. А. Геологические исследования вдоль линии Забайкальской железной дороги. Предварительный отчет.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1897, вып. 6.
Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1898 гг., ч. 1.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1914, вып. 22.
Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии.— Природа, 1922, № 8—9.
Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. М., Госиздат, 1927.
Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л., Изд. Гос. геогр. об-ва, 1929.
Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период 1—5. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1931—1938.
Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 1—3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
Обручев В. А. Важнейшие проблемы геологического изучения Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 2.
Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Обручев В. А., Герасимов А. П., Гедройц А. Э. Геологические исследования и разведки в Забайкальской области в 1895—1898 гг.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1899, вып. 19.
Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 1949, 68, № 5.
Озерский А. Д. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья СПб., 1867.
Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей.— Труды Дальневост. Фил. АН СССР, серия геол., 1960, 4.
Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
Оттен Ф. Ф., Деев Ю. П. Угольные месторождения Забайкалья. В кн.: «Минеральные ресурсы Восточной Сибири», т. 1. Иркутск, ОГИЗ, 1937.
Павловский Е. В. Впадина озера Байкал. — Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 2.
Павловский Е. В. Проблема происхождения впадины оз. Байкал. — Природа, 1941, № 3.
Павловский Е. В. 1. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1948, вып. 99, геол. серия (№ 31).
Павловский Е. В. 2. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
Павловский Е. В. 1. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., 1960. (Междунар. геол. конгресс XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8).
Павловский Е. В. 2. Проблема возраста кристаллических сланцев Центрального массива Франции.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
Павловский Е. В. 3. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 5.
Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя

Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
Павловский Е. В., Ефремов И. А. Геологический очерк западной котловины озерного района Приамурья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1934, 4.
Павловский Е. В., Лучицкий И. В. Восточное Забайкалье. Геолого-петрографический очерк Газимурозаводского района. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940. (Очерки по геол. Сибири, вып. 10).
Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири.— Труды Иркутск. ун-та, серия геол., 1951, 5, вып. 2.
Павловский Е. В., Фролова Н. В. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири № 18, Изд-во АН СССР, 1955.
Павловский Е. В., Хренов П. М., Беличенко В. Г. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Падалка Г. Л. К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1944, 45, № 8.
Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1958, № 1.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
Пейве А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
Петров В. П., Финько В. И. Муллит и кордиерит в ксенолитах песчаника в базальтах Зейско-Буреинской депрессии.— Труды ИГЕМ, 1957, вып. 17.
Петрусевич М. Н., Казик Л. И. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 1 000 000. Лист N 51 (Сковородино). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Подкаминер О. С. Строение Южно-Тукурингрского разлома в районе проектируемой Зейской ГЭС.— Информ. сб. Ленингр. отд. Гидроэнергопроекта, 1956, № 8.
Попов В. И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, Гос. изд-во научно-техн. и соц.-эконом. лит. Узбекской ССР, 1940.
Попов С. Д. Геологическое описание Центрально-Зейского района.— Труды Сов. по изуч. производ. сил. СССР, серия восточно-сибирская, 1935, вып. 3.
Портнягин Э. А. Мезопалеозойская история развития Монголо-Охотского глубинного разлома в западной части Верхнего Приамурья.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1962, № 1.
Пресняков Е. А. Геологические исследования в Приаргунье. (Предв. отчет о работах 1926 и 1927 гг.)— Труды Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 37.
Принада В. Д. Мезозой Западного Приамурья.— Изв. Главн. упр. геол. фондов, 1948, вып. 6.
Принада В. Д. Мезозойская флора Забайкалья и ее стратиграфическое распределение. Иркутск, Обл. изд-во, 1950.
Проблема образования гранитов. Сб. 1—2. Изд-во иностр. лит., 1950.
Пущаровский Ю. М. 1. О тектоническом строении Приверхоянского краевого прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.
Пущаровский Ю. М. 2. Схема тектонического районирования северо-востока СССР.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Тектоника СССР, т. 5).
Радкевич Е. А. Оловорудные месторождения, богатые сульфидами и силикатами железа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 3.
Радкевич Е. А. 1. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Радкевич Е. А. 2. Разрывные нарушения разных типов и их влияние на металлогенические особенности рудоносных территорий Тихоокеанского рудного пояса. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса», вып 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Раков Н. А. Об интрузии и металлогении Верхне-Селемджинского района. — Материалы по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока. Госгеолиздат, 1946.

Риппас П. Б. Геологические исследования в бассейнах рек Уньи и Бома в 1901 г.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири. Амурско-Примор. золотоносный район, 1904, вып. 4.
Риппас П. Б. Геологические исследования в восточной части хр. Тукурингра.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири. Амурско-Примор. золотоносный район, 1906, вып. 6.
Руднев В. П. Геологические исследования в 1930 г. в юго-восточном Забайкалье. Ст. Шарасун, ст. Дырбылкей и пос. Соктуй.— Труды Всес. геол.-развед. объед., 1931, вып. 152.
Рябинин А. Н. К вопросу о фауне и возрасте динозавровых слоев на р. Амуре.— Записки Мин. об-ва, 1930, 50, вып. 1.
Рябухин Г. Е. Байкальский нефтеносный район.— Нефт. хоз-во, 1934, 26, № 7.
Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной области.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1954, 1.
Синицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
Смирнов А. М. Мезозойские эффузивно-туфогенные комплексы и стратиграфия ангарских отложений Восточной Азии.— Записки Харбинск. об-ва естествоиспыт. и этногр., 1946, № 4.
Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии.—Записки Харбинск. об-ва естествоиспыт. и этногр., 1954, № 13.
Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
Смирнов А. М. Геологическое развитие и структурные особенности зоны сочленения Китайской платформы и Тихоокеанского складчатого пояса.— Автореф. дисс. Владивосток, 1960.
Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья.— Труды Всес. геол.-развед. объед., 1933, вып. 327.
Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья.— Проблемы сов. геол., 1936, 6, № 10.
Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.— Л., Госгеолиздат, 1944.
Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
Сморчков И. Е. Характерные особенности оловоносных гранитов Зеренского хребта (Восточное Забайкалье).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 25, петрогр. серия (№ 8).
Сморчков И. Е. Кислые интрузии Зеренского района (Восточное Забайкалье) в связи с их оловоносностью.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 55, петрогр. серия (№ 16).
Соколов Д. С. О морских юрских отложениях Восточного Забайкалья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, 14, вып. 2.
Соколов Д. С. О верхнепалеозойской складчатости Восточного Забайкалья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 2.
Соколов Д. С. Основные черты геологической истории Восточного Забайкалья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, 18, вып. 5—6.
Соловьев С. А. Сессия по сейсмичности и тектонике Прибайкалья и смежных территорий.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 10.
Стальнов Г. И. Полезные ископаемые Забайкалья.— Материалы по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока, 1922—1923, вып. 27.
Старченко В. В. О возрасте и геологическом положении мезозойских осадочных и вулканогенных образований южной части Центрального Забайкалья.— Бюлл. Научно-техн. горн. об-ва, Чита, 1958, № 4.
Старченко В. В. Особенности тектонического развития и металлогении Центрального Забайкалья. В кн.: «Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Примор. кн. изд-во, 1960
Старченко В. В., Беляков Е. А. Стратиграфия средневерхнеюрских отложений Центрального Забайкалья. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.
Старченко В. В., Краснов В. П., Аргутин А. В., Варламов В. А. Предварительные данные о строении и возрасте так называемого Кыринского интрузивного комплекса. —Бюлл. Научно-техн. горн. об-ва, Чита, 1956, № 2.
Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
Строна А. А. Спессартиты, вогезиты, керсантиты, амфиболовые диабазы и монциониты из западной части Амурской области. — Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 5.
Сулимов И. Н. Перспективы газоносности Зее-Буреинской депрессии.— Труды Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1960, № 2.
Сулимов И. Н. О сопоставлении разрезов нижнемеловых отложений Зее-Буреинской, Сунляуской и Восточно-Гобийской впадин.— Новости нефт. техн. и геол., 1961, № 8.
Тетяев М. М. К тектонике Восточной Сибири.— Геол. вестник 1918—1921, 4, № 1—6.
Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья.— Вестник Геол. ком., 1927, 2, № 8—9.

Тетяев М. М. Угольные месторождения Забайкалья в новом освещении.— Вестник Геол. ком., 1928, 3, № 3.
Тетяев М. М. О послеюрских гранитах в Селенгинской Даурии и о некоторых геологических наблюдениях и выводах.— Изв. Главн. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 9.
Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.— Л., ГОНТИ, 1938.
Тихомиров Н. И., Ефимов А. Н., Казицин В. Ю., Козубова Л. А., Панов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Тихомиров И. Н., Харкевич Д. С. Новые данные о проявлениях мезозойского интрузивного магматизма в Забайкалье и признаки металлогенической специализации интрузий. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморск. изд-во, 1960.
Турищев И. Е. Нижнемеловые отложения юго-восточной части Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 1954, 99, № 3.
Тучков И. И. Новая стратиграфическая схема мезозойских отложений Нижнего Приамурья.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1960, № 3.
Устиев Е. К. Современный вулканизм в глубине Азиатского материка.— Природа, 1955, № 11.
Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
Устиев Е. К. и др. Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского пояса. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Фаворская М. А. О геологическом положении верхнемезозойских и кайнозойских магматических образований на территории Южного Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
Фаворская М. А. Этапы развития молодого вулканизма Южного Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.
Фельдман В. И. Геологическое строение части бассейнов средних течений рек Ингоды и Хилка.— Труды Читинск. геол. упр., 1958, вып. 2.
Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс.— Поверхность и недра, 1926, 4, № 3.
Ферсман А. Н. Геохимические проблемы Союза. Избр. труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
Финько В. И. Геолого-петрографическая характеристика и генезис огнеупорных глин Зейско-Буреинской депрессии. Автореф. дисс. М., 1958.
Финько В. И., Заклинская Е. Д. К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Зейско-Буреинской депрессии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 2.
Флоренсов Н. А. 1. Горючие сланцы Забайкалья. В кн.: «Минеральные ресурсы Восточной Сибири», т. I. Иркутск, Изд-во Вост.-Сиб. геол. упр., 1937.
Флоренсов Н. А. 2. К геологии верхней части бассейна р. Аги.— Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, 1937, вып. 12.
Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
Флоренсов Н. А. 1. Геологическое строение Бурят-Монголии. В кн.: «Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР», вып. 1. Улан-Удэ, Бурят-Монгольское изд-во, 1954.
Флоренсов Н. А. 2. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1954, вып. 1.
Флоренсов Н. А. 3. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1954.
Флоренсов Н. А. 4. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР. В кн.: «Материалы Бурят-Монгольской комплексной экспедиции», вып. 1. Улан-Удэ, Бурят-Монгольское изд-во, 1954.
Флоренсов Н. А. 1. К геологии межгорных впадин Прибайкалья и Ближнего Забайкалья. — Материалы по изуч. производ. сил Бурят-Монгольской АССР, 1956, вып. 2.
Флоренсов Н. А. 2. Некоторые структурные особенности угленосных толщ Прибайкалья.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
Флоренсов Н. А. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 4.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Флоренсов Н. А., Ларина В. А. Гусиноозерское месторождение угля. — Труды Вост.— Сиб. геол. треста, 1937, вып. 13.
Фролова Н. В. 1. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
Фролова Н. В. 2. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Труды Иркутск. ун-та, 1951, 5, серия геол., вып. 2.
Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Фролова Н. В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». 1956. Докембрий. М.— Л., 1958.
Фролова Н. В., Завалишин М. А. Материалы по изучению геологической истории докембрия Восточной Сибири.— Труды Иркутск. ун-та, 1959, 14, серия геол., вып. 4.
Хаин В. Е. К вопросу о законах развития мобильных (геосинклинальных) поясов земной коры.— Сов. геология, 1946, сб. 11.
Хаин В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
Хаин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и развития складчатости (автореферат доклада) — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, 27, вып. 1.
Хасин Р. А. Киммерийские граниты Восточной Монголии.— Сов. геология, 1947, сб. 24.
Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны.— Проблемы сов. геол., 1935, № 4.
Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
Херасков Н. П. Проблема западной границы азиатской части Тихоокеанского пояса. В кн.: «Материалы 1 Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Крашенинников Г. Ф., Пеннинский Д. Д. Геология Буреинского бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1939, вып. 149.
Хлапонин А. И. Верхне-Амурский район Зейского округа Дальне-Восточного края. Описание градусо-листа 53 — 54° с. ш. и 124 — 125° в. д.—Труды Всес. геол.-развед. объед., 1932, вып. 231.
Холмов Г. В. Зейская геохимическая экспедиция. В кн.: «Экспедиции АН СССР в 1933 г.», М.— Л., Изд-во АН СССР, 1934.
Хуан Бо-цинь (Хуан Цзи-цин). Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
Хуан Цзи-цин. Некоторые особенности геотектоники Китая. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит., 1960.
Хуан Цзи-цин. Основные черты тектонического строения Китая (предварительные выводы).— Сов. геология, 1961, № 9.
Худяков — Павлов Н. А. Опыт расчленения гранитоидов на Газимуре (Восточное Забайкалье).— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 20.
Чайковский В. К. Связь эндогенного оруденения с магматизмом в процессе развития геосинклиналей.— Сов. геология, 1961, № 3.
Чернов Ю. А. Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 2.
Черский И. Д. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 г. в Китойских и Тункинских альпах.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1873, № 5, Карта.
Черский И. Д. К геологии внутренней Азии.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1886, 17, вып. 2.
Чураков А. Н. Геологические наблюдения на Дальнем Востоке. В кн.: «Экспедиции АН СССР за 1934 г.», М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
Чураков А. Н. Докембрий Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. I. Докембрий. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Чэнь Го-да. 1. Некоторые проблемы тектонического районирования с точки зрения философии и методологии.— Кэсюе тунбао, 1960, № 17. Текст на кит. яз.
Чэнь Го-да. 2. Теория оживления платформы и ее значение для поисков полезных ископаемых. Пекин. Геол. изд-во, 1960. Текст на кит. яз.
Чэнь Цзин-вэй. Геология и петрография домезозойских отложений района междуречья Хаула и Аргуни.— Автореф. дисс., М., 1961.
Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
Шатский Н. С. 1. Геологические исследования и поиски газов и нефти в южном Прибайкалье. В кн.: «Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геолого-разведочного института за 1931 г.» Л.— М., 1933.
Шатский Н. С. 2. К тектонике юго-восточного Прибайкалья.— Проблемы сов. геол., 1933, 1, № 2.
Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, 1937 г.», т. 2. М., ОНТИ, 1939.
Шатский Н. С. 1. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
Шатский Н. С. 2. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
Шатский Н. С. 3. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3 — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.
Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Шатский Н. С., Давыдова Т. Н. О мезозое северной части Буреинского каменноугольного бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1937, вып. 123. Материалы по геол. Буреинского каменноугольного бассейна, вып. 2.
Шахварстова К. А Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 5.
Шахварстова К. А. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. Очерки по геологии Сибири, 1954, вып. 17.
Шейнманн Ю. М. Геологическая съемка Забайкалья.— Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, 1930, № 1.
Шейнманн Ю. М. Некоторые черты тектоники юго-востока Сибири.— Проблемы сов. геол., 1933, 1, № 2.
Шейнманн Ю. М. О термине «цикл складчатости». Проблемы сов. геол., 1934, 1, № 3.
Шейнманн Ю. М. 1. О характере движений, создавших современный рельеф Средней Азии.— Проблемы сов. геол., 1937, № 3.
Шейнманн Ю. М. 2. Сравнение позднего докембрия Прибайкалья и Северного Китая.— Проблемы сов. геол., 1937, № 5—6.
Шейнманн Ю. М. 3. К истории Синийского щита.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
Шейнманн Ю. М. Циклы складчатости Восточной и Западной Евразии.— Изв. АН СССР. 1946, серия геол., № 5.
Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатых поясов Тихоокеанского кольца.— Материалы по геол. и полезным ископ. северо-востока СССР, 1958, вып. 12.
Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные об их металлогении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
Шмидт Б. Ф. Отчет начальника экспедиции геологических исследований Амура.— Вестник Русск. географ. об-ва, 1859, ч. 25, № 2, 1860, ч. 28, № 1.
Шолкин К. Д. Геологическое строение Читинской области. В кн.: «Тезисы докладов к Совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Чита, 1961.
Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951 (Тектоника СССР, т. 3).
Щульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Записки Всес. геогр. об-ва, 1948, 3.
Щеглов А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья. В кн.: «Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Яворовский П. К. Краткий очерк геологического строения берегов Амура от ст. Черняевой до ст. Благовещенск по наблюдениям 1900 г.— Геол. исслед. в золотоносных областях Сибири. Амурско-Приморский золотоносный район, 1902, вып. 3.
Яворовский П. К. Краткий очерк южной части Зейско-Буреинской третичной площади.— Геол. исслед. в золотоносных обл. Сибири, Амурско-Примор. золотоносный район, 1911, вып. 11.
Якжин А. А. 1. Геолого-структурное положение металлогенических провинций Забайкалья и южной части Дальнего Востока.— Труды Моск. геол.- развед. ин-та, 1955, 28.
Якжин А. А. 2. Некоторые черты геологической структуры Восточного Забайкалья.— Разведка и охрана недр, 1955, № 2.
Ярмолюк В. А. Протерозой восточной части Алданской плиты.— Материалы по геол. и полезным ископ. Дальнего Востока. Госгеолиздат, 1946.
Ярмолюк В. А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. В кн.: «Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
Berkey Ch. P., Morris F. K. Geology of Mongolia. Natural history of Central Asia, v. 2. N. Y., 1927.
Chang Wen-yu. On the mechanism of block-faurting of the Chinese craton — Scient. sinica, 1961, 10, № 3.
Cloos H. Bau und Bevegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa.— Fortschr. Geol. u. Paläontol., 1928, 7, N 21.
Cloos H. 1. Einführung in die Geologie. Berlin, 1939.
Cloos H. 2. Hebung. Spaltung. Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1939, 30
De Launay L. La science géologique. Paris, 1913.
Grabau A. Stratigraphy of China, pt. 2. Peking, 1928.
Kennedy W. Q. Crustal layers and the origin of ore deposits.— Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1948, Heft 1.

Kennedy W. Q., Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas.— Bull. volcanol., ser. 2, 1938, 3.
Rittmann A. Orogenése et volcanisme.— Arch. sci., 1954, 4.
Rittmann A. Mountain-building and volcanism.— Proc. Geol. Soc. London, 1954, 1955, N 1516—1529.
Rittmann A. On the serial character of igneous rocks.— Egypt. J. Geol., 1957, 1, N 1.
Rittmann A. 1. Geosynclinal volcanism, ophiolites and barramiys rocks.— Egypt. J. Geol., 1958, 2, N 2.
Rittmann A. 2. Physico-chemical intepretation of the terms magma, migma, crust and substratum.— Bull. volcanol., ser. 2, 1958, 19.
Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
Stille H. Das mitteleuropäischen variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropaischen.— Geol. Jahrb. 1951, Beiheft 2.
Süss E. Das Antlitz der Erde. Wien, 1901—1909.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5
Введение 7
Тектоническое районирование Монголо-Охотского пояса 12

Часть I

Интрузивные комплексы и их структурное положение

Докембрийские интрузивные образования 18
Докембрийские интрузивные образования Янканского и Тукурингро-Джагдинского антиклинориев 18
Докембрийские интрузивные образования Гонжинского выступа и Приаргунского антиклинория 26
Докембрийские интрузивные образования Зее-Селемджинской складчатой зоны. 26
Основные черты истории развития интрузивной деятельности в докембрии 30
Палеозойские интрузивные образования 33
Нижнепалеозойские интрузивные комплексы 34
Общая характеристика химического состава и структурного положения нижнепалеозойских интрузивных комплексов 49
Гранитоиды Буреинского интрузивного комплекса 51
Средне- и верхнепалеозойские интрузивные комплексы 66
Интрузивные комплексы ультраосновного, основного и среднего состава . . 66
Интрузивные комплексы гранитоидов 71
Время внедрения гранитоидов 78
Гранитоиды Зее-Селемджинской складчатой зоны 79
Сравнительная петрохимическая характеристика средне- и верхнепалеозойских интрузивных пород 89
Общая характеристика интрузивных комплексов палеозоя Верхнего Приамурья и Северного Дунбея 93
Общая характеристика проявлений магматической деятельности в палеозое в связи с развитием тектонических форм Монголо-Охотской геосинклинальной системы 98
Мезозойские интрузивные образования 104
Интрузии гранитоидов в крупных мезозойских прогибах 106
Граниты Амуро-Зейского и Ольдойского прогибов 107
Малые интрузивные тела Южно-Янканского и Южно-Тукурингрского глубинных разломов 129
Жильные породы различного происхождения в мезозойских прогибах верховьев Амура 133
Возраст гранитоидов верхнего течения Амура 138
Гранитоиды, приуроченные к прогибу Большого Хингана 139
Малые интрузивные тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров, пересекающие вулканогенно-осадочные отложения в прогибе Большого Хингана 144
Возраст гранитов прогиба Большого Хингана 145
Мезозойские гранитоиды, расположенные в пределах поднятий домезозойского кристаллического фундамента 147
Гранитоиды Приаргунского поднятия 147
Гранитоиды Верхне-Ганьхинского поднятия 152
Мезозойские малые интрузии Гонжинского выступа 157
Мезозойские малые интрузии Зее-Селемджинской складчатой зоны 166
Мезозойские интрузии Хингано-Буреинского срединного массива 172

Мезозойские гранитоиды и другие интрузивные породы Тукурингро-Джагдинского поднятия 176
Общая характеристика мезозойских интрузивных пород Верхнего Приамурья и Северного Дунбея 178
Структурное положение и возраст мезозойских интрузивных пород Монголо-Охотского пояса и сопредельных районов 189

Часть II

Тектоника

Краткий обзор истории развития взглядов на тектонику Монголо-Охотского пояса 196
Морфология структур 213
Докембрийские и нижнепалеозойские структуры 213
Тукурингро-Джагдинская и Янканская геоантиклинальные зоны . . . 213
Борщевочная геоантиклинальная зона 217
Приаргунская геоантиклинальная зона и Гонжинский выступ 218
Докембрийские и нижнепалеозойские структуры Зее-Селемджинской складчатой зоны 223
Селемджино-Благовещенский антиклинорий 224
Октябрьско-Ново-Иннокентьевский антиклинорий. 226
Докембрийские и нижнепалеозойские структуры Хингано-Буреинского срединного массива 229
Общая характеристика докембрийских и нижнепалеозойских структур Монголо-Охотского пояса 231
Среднепалеозойские структуры 238
Верхне-Амурский синклинорий 239
Ниланский синклинорий 244
Синклинорий Большого Хингана 245
Тукурингро-Джагдинский и Янканский антиклинории 247
Приаргунский антиклинорий 248
Зее-Селемджинская складчатая зона 250
Норский синклинорий 252
Сухотинский синклинорий 258
Мало-Хинганский синклинорий 260
Удско-Шантарский синклинорий 261
Общая характеристика среднепалеозойских структур Монголо-Охотской складчатой системы 263
Верхнепалеозойские структуры 268
Мезозойские структуры 274
Восточное Забайкалье 275
Ингодино-Шилкинский прогиб 275
Пришилкинский прогиб 276
Восточно-Забайкальский прогиб 278
Приразломные мульды, выполненные верхнеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями 286
Мезозойские деформации в пределах поднятий палеозойского или более древнего основания 288
Мезозойские (юрские) структуры Приаргунского поднятия 289
Борщевочное поднятие 290
Верхнемезозойские структуры 290
Верхнее Приамурье и Северный Дунбей 292
Нижне-Шилкинский прогиб 293
Ольдойский прогиб 293
Петровская горст-антиклиналь 307
Усть-Шилкинский и Северный прогибы 310
Амуро-Зейский прогиб 313
Прогиб Большого Хингана 336
Верхне-Ганьхинское поднятие 344
Таяншунский прогиб 346
Люотунское поднятие 348
Мезозойские (юрские и нижнемеловые) структуры северо-восточной Зее-Селемджинской складчатой зоны 350
Мезозойские структуры Тукурингро-Джагдинского поднятия 355
Западное Приохотье 357
Верхне-Зейский прогиб 357
Удский прогиб 359
Торомский прогиб 361

Верхнемезозойские структуры восточной части Монголо-Охотского пояса . . 365
Мезо-кайнозойские структуры восточной части Монголо-Охотского пояса . . 369
Зейско-Буреинская синеклиза 372
Сводовое поднятие Малого Хингана 376
Синеклиза Сунляу 376
Сравнение различных типов кайнозойских и мезо-кайнозойских структур 380
Разломы Монголо-Охотского пояса 383
Палеозойские и более древние разломы 385
Мезозойские разломы 387
Внутреннее строение разломов 390
Общая характеристика мезозойских структур Монголо-Охотского пояса и их положение в систематике тектонических форм 401
История развития структур Монголо-Охотской складчатой системы 417
Протерозойская стадия 417
Байкальская стадия 418
Нижнепалеозойская стадия 419
Среднепалеозойская стадия 421
Верхнепалеозойская стадия 427
О некоторых общих закономерностях развития Восточно-Азиатской палеозойской геосинклинальной области 429
Мезозойский этап развития структур 432
Кайнозойский этап развития структур 433
Заключение 438
Литература 446

CONTENTS

Foreword 5
Introduction 7
Tectonic regions of the Mongolo-Okhotsk belt 11

Part I.

Intrusive complexes and their structural position

Pre-Cambrian intrusive formations 18
Pre-Cambrian intrusive formations of Yankansk and Tukuringro-Dzhagdinsk anticlinoria 18
Pre-Carmbrian intrusive formations of Gonzhinsk protrusion and Priargunsk anticlionorium 26
Pre-Cambrian intrusive formations of Zee-Selemdzhinsk folded zone 26
Main features in the history of the development of intrusive activity during the Pre-Cambrian 30
Paleozoic intrusive formations 33
Lower Paleozoic intrusive complexes 34
General characteristics of the chemical composition and structural position of Lower Paleozoic intrusive complexes 49
Granitoids of Bureinsk intrusive complex 51
Middle and Upper Paleozoic intrusive complexes 66
Intrusive complexes of ultrabasic, basic and intermediate composition 66
Granitoid intrusive complexes 71
Time of granitoid intrusion 78
Granitoids of Zee-Selemdzhinsk folded zone 79
Comparative petrochemical characteristics of Middle and Upper Paleozoic intrusive rocks 89
General characteristics of Paleozoic intrusive complexes in Upper Priamurie and Northern Dunbei 93
General characteristics of magmatic activity manifestations during the Paleozoic in relation to the development of tectonic forms of the Mongolo-Okhotsk geosynclinal system 98
Mesozoic intrusive formations 104
Intrusions of granitoids in large Mesozoic depressions 106

Granites of Amuro-Zeisk and Oldoisk depressions 107
Minor intrusions of Yuzhnoyankans and Yuzhnotukuringrsk deep faults 129
Vein rocks of different origin in Mesozoic depressions of the upper reaches of Amur 133
Age of granitoids in the upper reaches of Amur 138
Granitoids occurring in Great Khingan depression 139
Minor intrusive bodies of granite-porphyries and quartz porphyries, crossing volcanogene-sedimentary deposits in Great Khingan depression 144
Age of granites in Great Khingan depression 145
Mesozoic granitoids in the uplifts of Pre-Mesozoic crystalline basement 147
Granitoides of Priargunsk uplift 147
Granitoids of Verkhne-Gankhinsk uplift 152
Mesozoic minor intrusions of Gonzhinsk protrusion 157
Mesozoic minor intrusions of Zee-Selemdzhinsk folded zone 166
Mesozoic intrusions of Khingano-Bureinsk median massif 172
Mesozoic granitoids and other intrusive rocks of Tukuringro-Dzhagdinsk uplift 176
General characteristics of Mesozoic intrusive rocks in Upper Priamurie and Northern Dunbei 178
Structural position and age of Mesozoic intrusive rocks of Mongolo-Okhotsk belt and adjacent areas 189

Part II.

Tectonics

Brief review of the history of the evolution of concepts on the tectonics of the Mongolo-Okhotsk belt 196
Morphology of structures 213
Pre-Cambrian and Lower Paleozoic structures 213
Tukuringro-Dzhagdinsk and Yankansk geanticlinal zones 213
Borschevochnaia geanticlinal zone 217
Priargunsk geanticlinal zone and Gonzhinsk protrusion 218
Pre-Cambrian and Lower Paleozoic structures of Zee-Selemdzhinsk folded zone 223
Selemdzhino-Blagoveschensk anticlinorium 224
Oktiabrsko-Novoinnokentievsk anticlinorium 226
Pre-Cambrian and Lower Paleozoic structures of Khingano-Bureinsk median massif 229
General characteristics of Pre-Cambrian and Lower Paleozoic structures of Mongolo-Okhotsk belt 231
Middle Paleozoic structures 238
Verkhne-Amursk synclinorium 239
Nilansk synclinorium 244
Great Khingan synclinorium 245
Tukuringro-Dzhagdinsk and Yankansk anticlinorium 247
Priargunsk anticlinorium 248
Zee-Selemdzhinsk folded zone 250
Norsk synclinorium 252
Sukhotinsk synclinorium 258
Lessre-Khingan synclinorium 260
Udsko-Shantarsk synclinorium 261
General characteristics of Middle Paleozoic structures of Mongolo-Okhotk folded system 263
Upper Paleozoic structures 268
Mesozoic structures 274
Eastern Transbaikal region 275
Ingodino-Shilkinsk depression 275
Prishilkinsk depression 276
Eastern Transbaikal depression 278
Near-fault troughs filled by Upper Jurassic volcanogene-sedimentary deposits 286
Mesozoic deformations within uplifts of the Paleozoic or older basement . . 288
Mesozoic (Jurassic) structures of Priargunsk uplift 289
Borschovochnoe uplift 290
Upper Mesozoic structures 290
Upper Priamurie and Northern Dunbei 292
Nizhneshilkinsk depression 293
Oldoisk depression 293
Petrovsk horst-anticline 307
Ust-Shilkinsk and Severny depressions 310
Amuro-Zeisk depression 313
Great Khingan depression 336

Verkhne-Ganzhinsk uplift 344
Taianshunsk depression 346
Liuotunsk uplift 348
Mesozoic (Jurassic and Lower Cretaceous) structures of Zee-Selemdzhink folded zone 350
Mesozoic structures of Tukuringro-Dzhagdinsk uplift 355
Western Priokhotie 356
Verkhnezeisk depression 357
Udsk depression 359
Toromsk depression 361
Upper Mesozoic structures in the eastern part of Mongolo-Okhotsk belt . . . 365
Meso-Cenozoic structures on the eastern part of Mongolo-Okhotsk belt 369
Zeisk-Bureinsk syneclise 372
Arched uplift of Lesser Khingan 376
Sunliau syneclise 376
Comparison of different types of Cenozoic and Meso-Cenozoic structures . . 380
Faults of Mongolo-Okhotsk belt 383
Paleozoic and older faults 385
Mesozoic faults 387
Internal structure of the faults 390
General characteristics of Mesozoic structures of the Mongolo-Okhotsk belt and their position in the systematics of tectonic forms 401
History of the development of structures in the Mongolo-Okhotsk folded system 417
Proterozoic stage 417
Baikalian stage 418
Lower Paleozoic stage 419
Middle Paleozoic stage 421
Upper Paleozoic stage 427
On some general laws in the development of the East-Asiatic Paleozoic geosynclinal area 429
Mesozoic stage in the development of structures 432
Cenozoic stage in the development of structures 433
Conclusion 438
Bibliography 446

Марина Сергеевна Нагибина

Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса
Труды Геологического ин.-та, в. 79.

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор Издательства *А. А. Арсеньев.* Контрольный редактор *С. Т. Попова*
Технический редактор *Ю. В. Рылина*

РИСО АН СССР № 36—55В. Сдано в набор 20/VI 1963 г.
Подписано к печати 13/XI 1963 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 29+11 вкл. Усл. печ. л. 39,73+11 вкл. Уч.-изд. л. 41,9(39,8+2,1 вкл.) Тираж 1000 экз.
Т-12682. Изд. № 1165. Тип. зак. № 2352
Цена 3 р. 11 к.

Издательство Академии наук СССР, Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
2	1 св.	SCIIENCES	SCIENCES
194	24 сн.	омоложение	оживление
294	8 сн.	5. Морские и песчано-аргиллитовые	5. Морские песчано-аргиллитовые
409	25 сн.	брахиосинклиналь	брахисинклиналь
415	3 св.	структурно-металлических	структурно-металлогенических
440	10 св.	«Обычно....структурам».	Обычно.....структурам
461	7 сн.	северо-восточной Зее-Селе—	Зее-Селе —

440—441 К фиг. 164: в подписи на 5 строке сн. слово в местах заменить в метрах;

На карте в окрестностях пос. Гутай пропущен контур Пермского прогиба.

Нагибина М. С. ГИН, вып. 79.