

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1972

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1972 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Передовая	3
М. В. Муратов, Ю. М. Пушаровский, В. П. Колчанов. Развитие тектонической картографии в СССР	5
Ю. М. Пушаровский. Принципы тектонического районирования океанов	18
Ю. М. Шейнманн. Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли	29
И. П. Гамкрелидзе. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления	45
В. А. Благодрагов, Н. С. Зайцев. Джидинская зона ранних каледонид Монголии	55
Н. И. Халевин. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным	65
П. К. Куликов, А. П. Белоусов, А. А. Латыпов. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система	79
Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин, А. С. Перфильев. Султан-Уиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня	88
И. В. Архипов. Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое	97
Ш. А. Азизбеков, М. И. Рустамов. Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий (на примере Мегри-Ордубадского батолита)	106
Годовой указатель	118

GEOTECTONICS

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1972 r.

CONTENTS

Leader	3
M. V. Mouratov, Yu. M. Puscharovsky, V. P. Kolchanov. Development of tectonic cartography in the USSR	5
Yu. M. Puscharovsky. Principles of tectonic regionalization of the oceans	18
Yu. M. Sheinmann. Differences between the continental and oceanic lithospheres and a differentiation of the Earth	29
I. P. Gamkrelidze. Planetary jointing of dislocated strata and associated phenomena	
V. A. Blagonravov, N. S. Zaitzev. Dzhidinsk zone of Early Caledonides in Mongolia	45
N. I. Khalevin. Deep structure of the Urals and adjacent regions according to geophysical data	55
P. K. Kulikov, A. P. Belousov, A. A. Latypov. The West-Siberian Triassic rift system	65
R. G. Garetzky, L. G. Kiriukhin, A. S. Perfiliev. Sultan-Wizdat and the Urals-Tien Shan interrelations problem	79
I. V. Arkhipov. Structure and evolution of the northern zone in the Alpine folded area during the Early Mesozoic	97
Sh. A. Azizbekov, M. I. Rustamov. Tectonic environments for the formation of granitoid intrusions (as illustrated by the Megri-Ordubad batholith)	106
Index for the year	118



Пятьдесят лет — относительно небольшой срок в истории, но он грандиозен и необычайно насыщен свершениями в жизни нашего первого в мире государства социализма — Союза Советских Социалистических Республик. Огромный скачок от отсталой царской России к могучему высокоразвитому государству виден во всех отраслях народного хозяйства и во всех без исключения разделах современной науки, в том числе и геологии.

В дореволюционной России геологическая служба страны была представлена единственным учреждением — Геологическим комитетом, имевшим небольшой штат сотрудников; геологические исследования скромного масштаба велись, кроме того, Академией наук и геологическими кафедрами ряда университетов (Петербургского, Московского, Харьковского, Киевского, Одесского, Казанского, Тартуского и др.). Геологическими съемками была покрыта очень небольшая часть страны, и обобщающие геологические карты имелись только для Европейской части. Мелкомасштабные геологические карты Азиатской части страны изданы только в первые годы после революции. Детальными геологическими съемками были покрыты лишь некоторые нефтеносные районы Кавказа, Донецкий бассейн и немногочисленные рудные районы.

Было ясно, что такая геологическая база не позволит молодому советскому государству совершить то продвижение вперед, которое требовалось для сохранения экономической независимости нашей страны. Еще в 1919 г. В. И. Ленин писал: «Только на минеральном топливе может быть прочная постройка крупной промышленности, способной служить базой для социалистического общества». За годы существования нашего государства была создана мощнейшая государственная геологическая служба, занимающаяся геологической съемкой, поисками и разведкой полезных ископаемых на территории Советского Союза и содействующая изучению геологического строения многих зарубежных государств Азии, Африки и Латинской Америки.

В итоге работы геологов страны была создана та мощнейшая минерально-сырьевая база СССР, которая определила экономическую независимость нашего государства, позволила ему совершить индустриализацию и занять первые места по запасам многих видов минерального сырья. Этому способствовала рациональная организация геологической службы в Советском Союзе. В каждой союзной республике за годы советской власти создано республиканское геологическое управление, а в пределах Российской Федерации, Украины и Казахстана — многочисленные районные геологические управления и производственные тресты. Для ведения научно-исследовательских работ в области геологии и полезных ископаемых только в Москве и Ленинграде создано более десятка крупных геологических институтов. Организованы геологические учреждения

в научных центрах Сибири, Дальнего Востока, Урала, в Карелии, Татарской АССР, Башкирской АССР, Коми АССР, Якутской АССР, Бурятской АССР, на Кольском полуострове и во многих других местах.

Незизмеримо выросла роль научных исследований в области геологии в Академии наук СССР, ее Сибирском отделении, Дальневосточном и Уральском научных центрах и в Академиях наук союзных республик — Украинской ССР, Белорусской ССР, Латвийской ССР, Эстонской ССР, Литовской ССР, Молдавской ССР, Грузинской ССР, Армянской ССР, Азербайджанской ССР, Туркменской ССР, Узбекской ССР, Таджикской ССР, Киргизской ССР и Казахской ССР. Многие из республиканских академий имеют в своем составе не один, а несколько геологических институтов. Особенно крупные геологические исследования ведутся Украинской, Азербайджанской, Узбекской и Казахской академиями наук. Хорошо известны успехи и достижения геологов республик Закавказья и Средней Азии, благодаря которым открыты и разведаны многие сотни месторождений полезных ископаемых.

Усиленное внимание к научным исследованиям, постоянная поддержка их со стороны партии и правительства способствовали тому, что по многим разделам геологии советские ученые заняли ведущие позиции. Это касается, в частности, и развития советской геотектоники.

Советскими геологами вместе с геофизиками много сделано для установления закономерностей строения земной коры материков и выявления истории ее развития, связей структур и магматизма и обнаружены многие закономерности распространения полезных ископаемых. В настоящее время широким фронтом ведутся исследования в области изучения тектоники дна океанов и морей.

Существенны достижения советских геологов в области составления разнообразных по задачам и методам тектонических карт.

Колоссальный объем работ по тектонике определил необходимость создания специального журнала Академии наук СССР — «Геотектоника», существующего с 1965 года. Основной задачей его является отражение результатов тектонических исследований в нашей стране.

Ряд статей, публикуемых в этом номере, посвящен рассмотрению итогов работ советских тектонистов по отдельным разделам науки.

УДК 084.3+551.242

М. В. МУРАТОВ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, В. П. КОЛЧАНОВ**РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ В СССР**

В статье рассматривается развитие тектонической картографии в СССР от первых схем до новейших публикаций многокрасочных и многолистных тектонических карт, общее число которых составляет ныне свыше 100. Наряду с обзорными картами, охватывающими всю территорию СССР, известны многочисленные региональные тектонические карты республик, краев, областей СССР. На примере ряда карт иллюстрируются основные принципы легенды и методика их составления. Советские геологи являются пионерами в создании тектонических карт океанических пространств; значительный вклад внесен ими в создание палеотектонических, тематических и специализированных тектонических карт. В настоящее время советские исследователи возглавляют Подкомиссию по тектонической карте мира Международного геологического конгресса, которой опубликована Международная тектоническая карта Европы, составлено второе издание этой карты и ведутся работы по созданию Международной тектонической карты мира. Необходимость дальнейших работ по составлению тектонических карт разного типа и разных масштабов диктуется их важной ролью в решении задач прогнозирования и поисков месторождений самых различных полезных ископаемых.

Подводя итоги пройденному пути, в юбилейные дни 50-летия образования Советского Союза советские геологи с удовлетворением могут отметить свои успехи в изучении геологического строения СССР, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, обеспечении растущей промышленности и гигантского по масштабам строительства минерально-сырьевой базой, в развитии в нашей стране всех направлений современной геологии. Это относится, в частности, к тектонике и тому ее разделу, который именуется тектонической картографией.

Ни одно из региональных геологических исследований не обходится ныне без изучения и описания структуры рассматриваемого района и истории ее формирования. Описания обычно сопровождаются различными схемами, рисунками, разрезами и картами. Однако тектоническая карта сама по себе может служить самостоятельным источником информации, рассказывающим на языке условных обозначений о главных чертах строения и развития любой территории в ее пределах. В то же время основа, на которой создается тектоническая карта, ставит определенные ограничения ее содержанию. Нагрузка карты не может быть беспредельной, иначе карта утратит свою наглядность. Поэтому тщательной разработки требует легенда карты с целью выделения и наиболее четкого отражения — обычно с помощью раскраски — основных элементов тектоники и иными обозначениями — остальных особенностей строения. Вполне понятно, что характер и объем информации зависят не только от степени изученности охватываемой площади и легенды карты, но и от ее масштаба.

Принципы и методы составления тектонических карт давно привлекали к себе внимание советских исследователей и достаточно подробно освещены в ряде работ (Архангельский, Шатский, 1933; Херасков, 1948; Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Яншин, 1965; Спизарский, Боровиков, 1967; Пущаровский, 1971, и др.). Для ранних этапов развития тектониче-

ской картографии, примерно до 20-х годов XX в., наиболее характерны структурные и региональные тектонические карты, составлявшиеся для сравнительно небольших районов, целиком расположенных в пределах одной тектонической единицы (например, в пределах какой-либо складчатой области или плиты). По мере накопления фактических данных все более возрастал интерес к созданию обзорных карт, позволяющих показать не только строение рассматриваемой площади, но и ее положение в рамках более широкой области. В настоящее время наиболее распространены обзорные и региональные тектонические карты. Легенды их имеют много общего, отличаясь более широким набором основных подразделений для обзорных карт и большей дробностью и детальностью расчленения части таких подразделений для региональных карт, составляемых в общем в более крупном масштабе.

В настоящее время работа по составлению тектонических карт отдельных частей Советского Союза ведется в различных научно-исследовательских институтах, во всех республиках, разными коллективами геологов и геофизиков. Много внимания при этом уделяется изучению и изображению глубинного строения земной коры и разработке специальной методики составления детальных тектонических карт. При этом во все большем масштабе используются данные геофизических, а также геохимических исследований, материалы по изучению интрузивных пород и вулканизму, данные о метаморфизме и металлогении. Специальные работы ведутся также по методике составления тектонических карт морского дна, для которых требуется прежде всего интерпретация батиметрических, геоморфологических и геофизических данных. При составлении тектонических карт обобщается большой материал по строению различных площадей земной коры. Сама по себе эта работа приводит к выявлению многих общих закономерностей строения и структурного развития земной коры. Таким образом, помимо непосредственного результата, выражающегося в составлении тектонических карт определенных территорий, эта работа имеет общетеоретическое значение, позволяя обосновать многие важные общие выводы.

В настоящей статье рассматриваются различные тектонические карты, опубликованные в СССР, которых к настоящему времени известно свыше 100. Поэтому в первую очередь внимание обращено на многокрасочные и многолистные карты, наиболее рельефно отражающие достижения советской тектонической картографии.

ОБЗОРНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Первые шаги в изучении тектоники дореволюционной России и Советского Союза связаны с именами А. П. Карпинского, положившего начало выделению крупнейших тектонических элементов Европейской части СССР и изучению истории их развития, и А. Д. Архангельского, в 1923 г. разработавшего на этой же площади основные представления о платформах и описавшего главные элементы тектоники Восточно-Европейской платформы. В эти же годы сведения о тектонике других районов СССР появились в трудах В. А. Обручева и Н. С. Шатского. Одна из первых попыток тектонического районирования СССР принадлежит М. М. Тетяеву (1933), выделившему альпийскую, герцинскую, каледонскую и предкембрийскую складчатые зоны, показанные на карте масштаба 1 : 16 800 000 различными цветами. Основным принципом районирования явился по сути дела возраст самых молодых дислокаций, установленных в той или иной зоне. Исходя из этого довольно формального признака, М. М. Тетяев отнес, например, к альпийской зоне почти всю южную половину Европейской части СССР. Никакой иной нагрузки карта не несет. Однако в том же году была опубликована тектоническая схема СССР

А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), значительно детальнее расчленяющая территорию СССР, благодаря более разносторонним и глубже разработанным критериям, особенно принципу выделения областей с различным временем окончания основной складчатости. В этой же работе ими были изложены общие представления о складчатых областях и платформах (плитах) и сделаны важнейшие выводы о превращении геосинклинальных областей в результате процессов складчатости в основании платформ различного возраста. На территории СССР были выделены древние Восточно-Европейская и Сибирская платформы с докембрийским складчатым фундаментом, а также, следуя обоснованным выводам Э. Зюсса, М. Бертрана, Г. Штилле и других исследователей о тектоническом расчленении Западной Европы, области каледонской, варисцидской, мезозойской (киммерийской) складчатости и Альпийская геосинклинальная область. Для обоснования выделения мезозойской складчатости ими были использованы новейшие для того времени материалы экспедиции С. В. Обручева в Верхоянье и верховья Колымы. Наконец, в пределах Сибирской платформы они обособили выделенную незадолго до этого Н. С. Шатским область байкальской складчатости в Прибайкалье и на Енисейском кряже. Эта схема послужила основой для последующих расчленений территории СССР и сыграла важную роль в дальнейшем развитии в Советском Союзе тектонической картографии.

В последующие, особенно послевоенные годы, значительные площади СССР были покрыты детальной и обзорной геологической съемкой. Полученные многочисленные сведения по тектонике отдельных районов и геофизические данные были использованы и обобщены большим коллективом под руководством Н. С. Шатского при составлении первой многокрасочной Тектонической карты СССР масштаба 1 : 4 000 000 (1952), изданной в качестве учебного пособия для высших учебных заведений. При ее создании были использованы многие из тех же принципов, что и для предыдущей схемы, но на основании новейшего и очень большого материала по геологическому строению различных частей Советского Союза. Впервые была применена совершенно новая методика изображения тектонической структуры складчатых областей при помощи выделения структурных этажей, охватывающих определенные и естественные комплексы горных пород. Для платформенных областей широко использовался метод показа глубины залегания складчатого основания с помощью изолиний. Помимо территории СССР в рамки карты попали значительные части смежных пространств, тектоника которых также получила свое отражение. Ряд районов изображен на карте в генерализованном виде, что было вполне оправдано целевым назначением карты. Эта карта не только явилась ценным и нужным пособием, но и пробудила широкий интерес к вопросам тектонического районирования СССР, определив в то же время основные характеристики каждого района.

На основе этой карты затем была издана улучшенная и дополненная новейшими материалами Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000 (1956). Она также была составлена большим коллективом геологов под руководством и общей редакцией Н. С. Шатского, удостоенного за эту работу в 1957 г. Ленинской премии. В качестве основных структур континентальной земной коры на ней, как и на предыдущих картах, выделены складчатые области и платформы, а главным признаком для их расчленения по-прежнему остается возраст складчатости, определяемый временем последних интенсивных движений геосинклинального типа. Соответственно разновозрастные складчатые области выделены на карте разными цветами, а структурные этажи в пределах каждой из них и ступени различной глубины залегания фундамента платформ — оттенками основного цвета. Эта карта была

представлена на XX сессии Международного геологического конгресса (Мехико, 1956 г.) и получила высокую оценку. На этой же сессии по предложению советской делегации было принято решение об организации при Комиссии по геологической карте мира МГК постоянно действующей Подкомиссии по тектонической карте мира, призванной координировать международные тектонические исследования. Советским ученым во главе с Н. С. Шатским и А. А. Богдановым было предложено возглавить эти исследования.

Изложенные принципы легенды получили дальнейшее развитие в последующее десятилетие при создании ряда карт, на которых цветовые обозначения также использовались для выделения складчатых областей разного возраста, а их оттенки — для выделения структурных этажей и ступеней глубины залегания фундамента платформ. Прежде всего следует назвать изданную по редакцией А. А. Богданова Тектоническую карту СССР масштаба 1 : 10 000 000 (1961), получившую широкое признание, благодаря весьма удачному сочетанию ее масштаба (и, следовательно, небольшого размера самой карты) и достаточно подробной нагрузки. Оттенками основных цветов на ней показаны в складчатых областях (разделяемых при необходимости на эв- и миогеосинклинальные зоны) антиклинальные и синклинальные зоны, а также древние ядра, внутренние впадины и краевые вулканические пояса. Выделено одиннадцать складчатых областей (от архейских до кайнозойской), ютнийский комплекс, чехлы древних и молодых платформ. Предусмотрены обозначения для областей мигматизации и гранитизации, интрузий и вулканизма разного характера. С помощью 18 различных знаков дается структурная нагрузка карты. Разломы, например, разделены на глубинные, нерасчлененного типа, пологие надвиги, контуры, выделяющие останцы покровов и тектонические окна. В целом карта дает четкое представление об основных чертах тектонической структуры Советского Союза и смежных территорий. Позднее была опубликована под редакцией А. А. Богданова близкая описанной Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 17 000 000 (1969). На опыте составления перечисленных карт СССР усовершенствовались методические принципы и способы наглядного изображения тектонических структур. Они были приняты за основу и получили дальнейшее развитие при создании Подкомиссией по тектонической карте мира Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 (1964), являющейся коллективным трудом представителей геологических служб практически всех стран Европы. Детальному расчленению подверглись выделенные складчатые области, прежде всего — на эв- и миогеосинклинальные зоны. Кроме древних переработанных ядер в складчатых областях выделяются обычно три структурных этажа, подразделяемые на подэтажи и краевые прогибы. В пределах платформ до глубины — 4000 м проведены изогипсы по поверхности складчатого фундамента с сечением 500 и 1000 м, а внутренняя структура платформенного чехла раскрыта тринадцатью системами стратоизогипс опорных горизонтов, начиная от подошвы ордовика (Прибалтика) по подошвы акчагыла (Кавказ, Прикаспийская синеклиза). Предусмотрен показ трех метаморфических фаций и восьми основных типов формаций. Предложено около 30 знаков для насыщения карты структурным содержанием. Большим достижением, намного облегчающим пользование картой, явилась разработанная Подкомиссией система тектонической индексации, подобная стратиграфической индексации геологических карт. Рассмотренная карта была высоко оценена мировой геологической общественностью и получила широкое признание, оказав заметное влияние на вышедшие позднее тектонические карты ряда других материков.

Следует упомянуть также составленные в духе упомянутых принципов в масштабе 1 : 10 000 000 Тектонические карты Арктики (1963), полярных областей Земли (1969) под редакцией Б. Х. Егиазарова и Тихо-

океанского сегмента Земли (1970) под редакцией Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева. Наряду с океаническими пространствами они охватывают значительные площади континентальных областей. Кроме того, мелкомасштабные (от 1:17 500 000 до 1:60 000 000) тектонические карты опубликованы в Физико-географическом атласе мира (1964): Арктики, Антарктики, Европы, Азии, Африки, Северной Америки, Южной Америки, Австралии, СССР и мира в целом. Большое место в рассматриваемом ряду карт занимает Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000 (1966), составленная большим коллективом сотрудников Геологического института АН СССР под редакцией А. Л. Яншина. В пределах самой большой в мире суши и примыкающих частей Африки и Северной Америки показаны области дорифейской, байкальской, ранней и поздней каледонской, герцинской, мезозойской, альпийской (средиземноморской) складчатости и области кайнозойского (камчатского) тектогенеза. В них выделяются выступы основания, структурные ярусы и подъярусы и расчлененные по своему положению в схеме развития геосинклинали гранитоиды. Четырьмя цветовыми гаммами изображены платформенные чехлы древних, эпибайкальских и эпипалеозойских платформ. При этом в зависимости от имеющихся данных, древние платформы в разных частях карты показаны одним из двух способов: ступенчатой раскраской по глубинам залегания фундамента (Европейская платформа), либо выделением структурных комплексов различного стратиграфического объема, иногда с указанием их мощностей изопакхитами. Двадцатью условными знаками на карте изображены различные структурные элементы. Весьма интересной представляется попытка показа основных черт строения океанического дна. Коллектив составителей этой карты был в 1969 г. удостоен Государственной премии СССР.

В этот же период была издана Тектоническая карта СССР в масштабе 1:2 500 000 (1964) под редакцией Т. Н. Спижарского, составленная на основе иных принципов по сравнению с рассмотренными. Тектоническое районирование на ней проведено «по особенностям строения каждого региона, определяющимся тектоническим режимом, во время которого возник и формировался данный ороген» (Спижарский, Боровиков, 1967). Теоретической основой легенды служит представление о том, что земная кора гетерогенна и слагающие ее блоки, разделенные глубинными разломами, не могут одновременно развиваться в одном направлении. Соответственно разными цветами на карте выделены две геосинклинальные области (Тихоокеанская и Альпийская), одиннадцать складчатых систем (Уральская, Алтае-Саянская, Монголо-Амурская и др.), Русская и Сибирская платформы. Каждая из систем (областей) разделяется на комплексы структур: фундамента, геосинклинальных, парагеосинклинальных, орогенных и др., расчленяющихся далее на структурные ярусы. В легенде, составленной в виде довольно сложной таблицы, фигурируют также подробно расчлененные по тектонической позиции интрузивные образования. Раскрытие структуры платформенных областей осуществлено раскраской по изопакхитам выделяемых структурных ярусов и изображением изогипс поверхности фундамента. Используемые индексы отражают географические наименования выделяемых складчатых систем и место каждого яруса в схеме развития данной системы.

Из сказанного видно, что в создании обзорных тектонических карт континентальных площадей советские геологи далеко продвинулись вперед. В ходе работ над обзорными картами были детально разработаны принципы их легенд и методика составления, что оказало большое влияние на развитие тектонической картографии.

Число региональных тектонических карт и их разнообразие (за счет различия легенд вследствие включения в них специфических региональных элементов) значительно больше, чем обзорных. Это вполне понятно, поскольку необходимость составления в разных масштабах такого рода карт вызвана их большим значением для практических целей выявления металлогенических особенностей и перспектив нефтегазоносности различных районов. При их составлении применяется более подробная система условных обозначений, позволяющая отобразить такие особенности тектонической структуры, которые невозможно показать на обзорной карте.

Базируясь в основном на принципе выделения областей с различным возрастом основной складчатости, составлена большая группа тектонических карт, опубликованных в основном в 60-е годы в комплексных географических Атласах областей, краев, республик СССР. Они изданы в различных масштабах — от 1 : 600 000 до 1 : 15 000 000. Это Тектонические карты Украинской ССР и Молдавской ССР (1962), Узбекской ССР (1963), Азербайджанской ССР (1968), Таджикской ССР (1968), Бурятской АССР и Читинской области (1967), Целинного края (1964), а также ряда областей Советского Союза: Иркутской (1962), Кустанайской (1963), Волгоградской (1967), Сахалинской (1967), Курской (1968), Карагандинской (1969), Оренбургской (1969), Калужской (1971) и Мурманской (1971). Ряд аналогичных карт опубликован в виде вкладок к многотомному изданию «Геология СССР»: фундамента и мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (1964). Восточного Казахстана и Алтая (1967), Армянской ССР (1970). Интересным элементом тектонической схемы Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала масштаба 1 : 2 500 000 (1968) является расчленение складок по времени их заложения, указываемого стратиграфическим индексом у линейного знака оси складки, и такое же расчленение (различным рисунком знака) — для дизъюнктивных нарушений. Эти элементы показаны на многокрасочном фоне (разные цвета обозначают структурные ярусы и интрузивные комплексы), на котором тектонические единицы первого порядка — Русская плита, Предуральский краевой прогиб и т. д. — и единицы второго порядка разделены лишь границами.

Наоборот, на Тектонических картах Грузинской ССР (1961, 1964) разными цветами выделены пять основных структурных зон (антиклинорий Главного Кавказского хребта, складчатая система южного склона Большого Кавказа и т. д.), подразделяемые на многочисленные подзоны, с выделением в последних дифференцированных по морфологии складок. На такой же основе (цвет — тектоническая единица) составлена Тектоническая карта Коми АССР (1964).

Своими характерными чертами отличаются и многие иные региональные карты, например Тектоническая карта Кавказа (1955), являющаяся, строго говоря, структурной картой. С помощью оригинального приема (раскраска узких полосок в долях развития выделяемых стратиграфических подразделений на границе с перекрывающей толщей) выделались отдельные складки, однако сведений о возрасте их формирования карта не дает. На Тектонической карте Северо-Востока СССР (1966), составленной в масштабе 1 : 2 500 000, значительное внимание уделено изображению геологических формаций, а также дана интересная трактовка внутренних массивов, существующих в складчатой области мезозойд. Объем статьи не позволяет рассмотреть иные региональные карты, из числа которых можно упомянуть Тектонические карты Узбекской ССР (домезозойские образования) (1967), кристаллического основания северо-западной и центральной части Украинского щита (1969) и Приазовского кристаллического массива (1966) под редакцией А. Н. Козловской,

запада Средней Азии (1968) под редакцией Г. Х. Дикенштейна, Хабаровского края и Амурской области (1959), Причерноморья (южные районы Молдавии, Украины, Ростовской области и западной части Краснодарского края) под редакцией М. В. Муратова (1968), Якутской АССР в масштабе 1 : 2 500 000 (1971) и мн. другие. Для всех этих карт характерно использование определенных разделов легенд обзорных тектонических карт, дополненных условными обозначениями для показа региональных особенностей охватываемых районов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ОКЕАНОВ

Составление тектонических карт океанов явилось неизбежным следствием тектонического картографирования континентов. Оно диктовалось стремлением иметь в поле зрения картину строения всей поверхности Земли. Решающий сдвиг в поступлении сведений по геологии дна океанов сделан в период Международного геофизического года. С тех пор число таких данных существенно приумножилось. Однако обзорные тектонические карты океанов составляются пока только в Советском Союзе. Публикуемые в США так называемые физиографические карты показывают рельеф дна в объемном виде. Наглядно отображая разломные зоны и структурные уступы, они напоминают тектонические карты, но таковыми не являются.

Тектоническое картографирование океанов имеет пока еще совсем небольшую историю и изданные карты исчисляются единицами (ранее печатались небольшого формата схемы). Назовем изданные карты, отражающие тектонику океанов. Строение Северного Ледовитого океана отображено на Тектонических картах Арктики (1963) и полярных областей Земли (1969), упоминавшихся выше, а также Арктики и Субарктики масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией И. П. Атласова (1964). Структура Тихого океана показана на двух тектонических картах масштаба 1 : 10 000 000. Одна из них (черно-белая) приложена к статье П. Н. Кропоткина, Н. А. Федорова и К. А. Шахварстовой (1964), а многокрасочная Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли (1970) вышла отдельным изданием. Для Атлантического и Индийского океанов тектонические карты также составлены, но пока не опубликованы.

В той или иной мере структура отдельных частей океанов изображалась на тектонических картах материков, в частности, на Тектонической карте Евразии (1966), имевшей большое значение для разработки принципов классификации и изображения структур дна океанов. Остается добавить, что существует ряд карт, опубликованных в атласах (Физико-географический атлас мира, 1964; Атлас Антарктики, 1966), но они слишком мелкомасштабны и лишь немногим отличаются от схем, которые здесь не рассматриваются.

Тектонический анализ океанского дна, результаты которого отражаются на картах, основывается на батиметрических, геофизических и геологических (в том числе буровых) данных. Особо необходимо отметить, что для понимания структуры океанов важное значение имеет изучение строения их обрамления. При составлении тектонических карт океанов широкое распространение получило представление о выделении в их пределах подвижных поясов и сопредельных с ними тектонически менее активных областей¹. К первым относятся срединные хребты в Атлантическом и Индийском океанах, а также Южно- и Восточно-Тихоокеанское поднятия и хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Отсюда легко представить области талассогенов, расположенных по обе

¹ Талассогенов по Ю. М. Пушаровскому (1972 г.).

стороны этих подвижных поясов. По существу в указанном районировании отражается историко-геологический подход к структурным образованиям земной коры. Обе категории структурных образований делятся на более дробные структурно-морфологические зоны и элементы. Например, в пределах талассогенов выделяются сводовые или глыбовые поднятия, океанические плиты и т. д.

На данном этапе для тектонических карт океанов структурно-морфологический анализ является основным.

Исключительно важное значение для изображения строения океанов на тектонических картах имело обособление в качестве современных геосинклинальных поясов и областей районов развития островных дуг. Отсюда оказалось возможным наглядно увидеть тектоническую специфику океанических окраин и, с другой стороны, это открыло новые возможности для углубления геосинклинальной теории.

Новые данные (особенно геологические) о строении океанского дна создают условия для создания более подробных тектонических карт океанов, чем это имеет место сейчас. Исключительный интерес с этой точки зрения представляет дальнейшее исследование строения и развития тектонических единиц и отдельных областей океанского дна, типизация структурных форм, изучение хронологических закономерностей тектонических процессов в океанах.

Перечисленные выше карты демонстрировались на многих геологических форумах, в том числе на XX—XXIV сессиях Международного геологического конгресса и на XI и XII Тихоокеанских научных конгрессах, неизменно вызывая большой интерес.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Палеотектонические реконструкции, как известно, уже в течение многих десятилетий завершают региональные тектонические исследования. Однако сейчас речь идет об относительно крупномасштабных палеотектонических картах, охватывающих значительные районы земной поверхности. Составление таких карт — это наиболее молодое направление в тектонической картографии, но уже вполне оформившееся в качестве самостоятельного и развивающегося.

Отметим, что вообще тектонические карты от тектонических схем отличаются повышенными требованиями в части содержания фактического материала; схемы отображают реальность лишь весьма условно и даже могут с ней не считаться. В этом особенно ясно нужно отдавать себе отчет в случае восстановления тектонического плана прошлых геологических эпох. Хотя на палеотектонических картах доля гипотетических построений значительно больше, чем на картах собственно тектонических, тем не менее в основе их также должны лежать твердо установленные факты. Идейная направленность палеотектонических карт зависит от мировоззрения авторов, которые могут быть приверженцами взглядов об относительном постоянстве в положении на Земле крупнейших тектонических областей или разделять мобилистские взгляды. Упомянем о картах того и другого рода.

В 1969 г. опубликовано крупное произведение геологической картографии — Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, в котором содержится девятнадцать палеотектонических карт территории нашей страны, выполненных в масштабе 1:7 500 000. Эти карты являются по существу первой в мире попыткой дать последовательную серию палеотектонических карт такой большой территории. Они отражают тектоническую обстановку на разных этапах структурной эволюции этой территории. Основные подразделения в легенде карт следующие: а) геосинклинальные области, б) области переходного характера от орогенных к платформенным, в) платформы и г) эпиплатформенные орогенные об-

ласти. Таким образом, это вполне традиционный палеотектонический анализ, относящийся к первому из двух указанных выше подходов к палеотектоническим картам. Будучи многокрасочными, карты несут большую нагрузку и характеризуют распространение разных типов геосинклиналей, поднятий и прогибов в структурных областях всех категорий, формаций, магматических образований, глубинных разломов и т. д.

Коснемся другого подхода. В последнее время с достаточной определенностью выявилось подобие земной коры океанов и офиолитовых серий континентов. Отсюда родилось представление о былом распространении в пределах континентов областей с океанической корой (Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972). Палеотектонические карты этого нового направления как раз и стремятся восстановить площади развития океанической и материковой коры в геологическом прошлом, что предполагает значительную первоначальную разобщенность отдельных частей современных материков. Ряд карт этого рода был продемонстрирован на научной сессии Тектонического комитета, состоявшейся в феврале 1972 г. в Москве. Едва ли можно сомневаться, что это второе направление в составлении палеотектонических карт также получит в ближайшем будущем широкое развитие. Это неизбежно потому, что большая роль крупных горизонтальных перемещений в тектонической истории земной коры и литосферы в целом становится все более доказанной.

ТЕМАТИЧЕСКИЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Тематические тектонические карты призваны служить освещению какой-либо крупной тектонической проблемы. К этой группе принадлежат такие карты, как Карта докембрийской тектоники Сибири, составленная в масштабе 1 : 5 000 000 под редакцией Ю. А. Косыгина (1962), Тектоническая карта фундамента территории СССР в том же масштабе, составленная под редакцией К. О. Кратца¹, Карта мезозойской тектоники Монголии, составленная Советско-Монгольской экспедицией (еще не опубликованная) и ряд других.

Тематические карты освещают также проблему новейших движений земной коры. Начало составлению таких карт было положено Картой новейшей тектоники СССР, опубликованной в 1959 г. в масштабе 1 : 5 000 000 под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. В настоящее время в этом направлении сделано уже много, о чем свидетельствует появление карт такого рода в ряде географических атласов областей СССР. Можно утверждать, что наши карты новейшей тектоники оказывают существенное влияние на развитие подобных работ в других странах.

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Обзорные и региональные тектонические карты, как показывает опыт, служат основой для выяснения закономерностей размещения в земной коре полезных ископаемых и, более того, для прогноза поисков структур, благоприятных для обнаружения или контролирующего распространение (иногда и образование) тех или иных месторождений. Однако вполне целесообразно для прикладных целей составлять специализированные тектонические карты, нагрузка которых подчинена задачам прогноза.

В настоящее время наиболее углубленно проработаны специализированные тектонические карты для металлогенического анализа и для прогноза нефтеносности и газоносности. В отношении методики составления карт для металлогенических целей (комплексных металлогенических или касающихся отдельных металлов) большой опыт накоплен во

¹ Доложена на сессии Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР в 1971 г.

ВСЕГЕИ, в Казахской Академии наук, в магаданских и дальневосточных организациях, в организациях Средней Азии, Кавказа и ряда других районов страны. Существенным оказывается отображение на таких картах возможно более дифференцированных типов структурных форм разных порядков, разрывных и складчатых, подробная характеристика тектонического положения магматических образований, датировка времени образования структурных форм и магматических тел, выявление деталей тектонической зональности.

Об особенностях карт, составляемых для целей нефтяной геологии, можно судить по таким публикациям, как Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР под редакцией М. Ф. Мирчинка (1966) и Тектоническая карта нефтегазоносных и перспективных областей СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Л. Н. Розанова и В. Д. Наливкина (1968). Обе эти карты максимально подробно для соответствующего масштаба выявляют и иллюстрируют особенности тектоники пород осадочного чехла.

Специализированные тектонические карты составлялись также для отображения тектонических закономерностей размещения таких полезных ископаемых, как уголь, фосфориты, соли.

В целом это весьма необходимый аспект тектонической картографии, который наиболее прямым образом связывает тектонику с геологическими отраслями, занимающимися полезными ископаемыми. Именно здесь создаются особенно благоприятные возможности для плодотворного взаимодействия соответствующих областей геологии.

Однако специализированные тектонические карты могут и не иметь отношения к полезным ископаемым, а служить, например, основой для систематизации и анализа сейсмических явлений, что также является очень важным. Одна из таких карт сравнительно недавно была опубликована под редакцией В. В. Белоусова и др. (Сейсмо-тектоническая карта Европы, 1966), а в качестве других примеров могут быть названы Сейсмо-тектоническая карта Армянской ССР (1961), Карта землетрясений Мурманской области (1971) и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя изложенное, можно заключить, что в области тектонической картографии за последние годы проделана большая и многосторонняя работа. Без сомнения, Советский Союз занимает в этом деле лидирующее положение. Тектонические карты получают все новую и новую направленность и в настоящее время их классификация должна быть существенно расширена, включая по крайней мере пять типов карт: обычные тектонические, палеотектонические, тематические тектонические, специализированные и структурные¹. Более того, каждый из этих типов подразделяется на карты обзорного характера и региональные, которые могут существенно отличаться методикой и принципами составления. Творческий поиск в области тектонической картографии продолжается, и авторы убеждены, что к концу текущего десятилетия появится новая тектоническая карта СССР, основанная на иных научных принципах, чем предшествующие. Равным образом тектоническое картографирование будет развиваться и совершенствоваться и в союзных республиках.

Изученность структур земной коры продолжает оставаться еще очень неравномерной, особенно если сравнивать океанские и материковые области. Это обуславливает необходимость одновременного использования при составлении тектонических карт нескольких подходов, в частности, исторического, генетического и структурно-морфологического. С теоретической точки зрения это допустимо, поскольку в конечном счете все они

¹ Последние в статье не рассматриваются.

являются отражением историко-геологического метода анализа. Разумеется, сказанное относится в основном к обзорным тектоническим картам.

Тектонические карты любого типа должны иметь хорошую фактическую основу, ибо иначе они утратят свою достоверность, прежде всего отличающую их от умозрительных схем. Но в то же время все без исключения тектонические карты содержат и теоретический элемент, отражая, например, те или иные концепции о происхождении структур. Многие карты, особенно палеотектонические или тематические, а также тектонические карты океанов, заключают значительную долю гипотетических построений, что вполне понятно и оправдано на данной ступени наших еще очень недостаточных знаний, в частности, о строении океанского дна.

Для совершенствования имеющихся принципов тектонического картографирования необходимы разработки новых методик составления карт с учетом новейших достижений геологии о формировании основных структур земной коры, характере и особенностях их развития. Можно высказать также некоторые методические рекомендации. Представляется необходимой разработка общепринятой тектонической индексации, что значительно облегчит работу с тектоническими картами. Для большей выразительности карт требуется тщательная разработка цветовых и штриховых условных обозначений, особенно учитывая эффект их взаимного наложения на карте. Большая нагрузка современных тектонических карт заставляет задуматься над возможностью ее частичного переноса на прозрачные восковки или пластики, накладываемые при необходимости на основную карту.

Следует добиваться издания карт в возможно более краткие сроки.

Тектонические карты безусловно представляют собой крупное научное завоевание. Однако их значение не только в обобщении знаний о строении и структурном развитии земной коры. Они способствуют также успеху исследований, направленных на поиски важнейших полезных ископаемых. Особо нужно отметить значение тектонических карт как пробного камня справедливости широких тектонических построений. Обычно оказывается, что сложность структурных соотношений, отображаемых картой, такова, что теоретический арсенал тектоники в лучшем случае объясняет ее лишь весьма приближенно. В постановке новых и интересных задач, касающихся формирования структурного плана Земли, состоит также важная сторона работы над тектоническими картами.

Литература

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1933, т. 11, вып. 4.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000). — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров И. А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Докл. сов. геологов к XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Пробл. 11, «Наука», 1964.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиналей. — В кн.: Докл. сов. геологов к XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. Пробл. 3, «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты; обобщение опыта составления. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. К 60-летию академика Александра Леонидовича Яншина. «Наука», 1971.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Спичарский Т. Н., Боровиков Л. И. Тектоническая карта территории СССР. — В кн.: Тектонические карты континентов. «Наука», 1967.
- Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования СССР. — Проблемы сов. геологии, 1933, т. I, № 1.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5.

- Атлас Антарктики. Отв. ред. В. Г. Бакаев. ГУГК МГ СССР, 1966
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1—4. Под ред. А. П. Виноградова. 1967—1969
- Карта докембрийской тектоники Сибири. М-6 1 : 5 000 000. Под ред. Ю. А. Косыгина. АН СССР СО ИГГ, 1962
- Карта землетрясений. М-6 1 : 10 000 000. Н. И. Николаев. В кн.: Атлас Мурманской области. ГУГК СМ, 1971
- Карта новейшей тектоники СССР. М-6 1 : 5 000 000. Гл. ред. Н. И. Николаев и С. С. Шульц. МГиОН СССР, АН СССР, МВО СССР, 1959
- Международная тектоническая карта Европы. М-6 1 : 2 500 000. Пред. ред. комитета Н. С. Шатский, научный секретарь А. А. Богданов. МГК, Комиссия по геол. карте мира, Подкомиссия по тект. карте мира. «Наука», «Недра», 1964
- Обзорная тектоническая карта юга европейской части СССР. М-6 1 : 1 000 000. Ред. М. Ф. Мирчинк. ИГиРГИ, ГУГК МГ СССР, 1966
- Сейсмо-тектоническая карта. М-6 1 : 1 000 000. К. Н. Паффенгольд. В кн.: Атлас Армянской ССР. АН АрмССР, ГУГК МГиОН СССР, М.— Ереван, 1961
- Сейсмо-тектоническая карта Европы. М-6 1 : 5 000 000. Ред. В. В. Белоусов, А. А. Сорский, В. И. Бунэ. ГУГК СМ СССР, М., 1967
- Тектоника. М-6 1 : 3 500 000. В. П. Арсентьев, Н. П. Михно, В. В. Старченко при участии Ц. О. Очирова. В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). ГУГК СМ СССР, М.— Иркутск, 1967
- Тектоника. М-6 1 : 1 500 000. Ред. А. П. Недзвецкий. В кн.: Атлас Таджикской ССР. ГУГК СМ СССР, Душанбе — М., 1968
- Тектоническая карта. М-6 1 : 1 500 000. Э. Ш. Шихайлибеили. В кн.: Атлас Азербайджанской ССР. ГУГК ГГК СССР. Баку — М., 1968
- Тектоническая карта. М-6 1 : 3 500 000. Г. М. Яриков, П. И. Филиппов. В кн.: Атлас Волгоградской области. ГУГК СМ СССР, 1967
- Тектоническая карта. М-6 1 : 2 500 000. П. Д. Гамкрелидзе. В кн.: Атлас Грузинской ССР. ГУГК ГГК СССР. Тбилиси — М., 1964
- Тектоническая карта. М-6 1 : 4 000 000. В. А. Твердохлебов. В кн.: Атлас Иркутской области. ГУГК МГиОН СССР, М.— Иркутск, 1962
- Тектоническая карта. М-6 1 : 1 125 000. Н. Н. Родзевич. В кн.: Атлас Калужской области. ГУГК СМ СССР, 1971
- Тектоническая карта. М-6 1 : 7 500 000. В кн.: Атлас Карагандинской области. ГУГК СМ СССР, 1969
- Тектоническая карта. М-6 1 : 4 000 000. В. А. Разницын, В кн.: Атлас Коми АССР. ГУГК ГГК СССР, 1964
- Тектоническая карта. М-6 1 : 1 500 000. Д. Н. Утехин. В кн.: Атлас Курской области. ГУГК СМ СССР, 1968
- Тектоническая карта. М-6 1 : 2 500 000. В. П. Колчанов. В кн.: Атлас Кустанайской области. ГГК СССР, 1963
- Тектоническая карта. М-6 1 : 3 000 000. К. О. Кратц. В кн.: Атлас Мурманской области. ГУГК СМ СССР, 1971
- Тектоническая карта. М-6 1 : 2 500 000. В. В. Сагло. В кн.: Атлас Оренбургской области. ГУГК СМ СССР, 1969
- Тектоническая карта. М-6 1 : 17 000 000. А. А. Богданов, С. В. Черноок. В кн.: Атлас СССР, II издание. ГУГК СМ СССР, 1969
- Тектоническая карта. М-6 1 : 3 500 000. О. А. Рыжков и др. В кн.: Атлас Узбекской ССР. АН УзбССР, ГУГК МГиОН СССР. Ташкент — М., 1963
- Тектоническая карта. М-6 1 : 5 000 000. В. Г. Бондарчук, Н. П. Семенов, Д. Е. Панченко, В кн.: Атлас Украинской ССР и Молдавской ССР. ГУГК МГиОН СССР, 1962
- Тектоническая карта. М-6 1 : 15 000 000. Ред. Н. В. Красильникова. В кн.: Атлас Целинного края. ГУГК ГГК СССР, 1964
- Тектоническая карта Арктики. М-6 1 : 10 000 000. Ю. М. Пушаровский. ГИН АН СССР, 1963
- Тектоническая карта Арктики и Субарктики. М-6 1 : 5 000 000. Ред. И. П. Атласов. 1964
- Тектоническая карта Восточного Казахстана и Алтая. М-6 1 : 1 000 000. Ред. В. П. Нехорошев. В кн.: Геология СССР, т. 41, ч. 1. «Недра», 1967
- Тектоническая карта Грузинской ССР. М-6 1 : 600 000. П. Д. Гамкрелидзе, 1961
- Тектоническая карта Евразии. М-6 1 : 5 000 000. Глав. ред. А. Л. Яншин. ГИН АН СССР, ГУГК МГ СССР, 1966
- Тектоническая карта запада Средней Азии. М-6 1 : 1 000 000. Глав. ред. Г. Х. Дикенштейн. МГ СССР, ВНИГНИ, 1968
- Тектоническая карта Кавказа. М-6 1 : 1 000 000. Л. А. Варданянц. МГ СССР, ВСЕГЕИ, 1955
- Тектоническая карта кристаллического основания северо-западной и центральной части Украинского щита. М-6 1 : 500 000. Ред. А. Н. Козловская. МГ СССР, МГ УССР, Киевский геол.-разв. трест, 1969

- Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР. М-6 1 : 2 500 000. Глав. ред. Л. Н. Розанов. 1969
- Тектоническая карта полярных областей Земли. М-6 1 : 10 000 000 Ред. Б. Х. Егизаров, 1969
- Тектоническая карта Приазовского кристаллического массива. М-6 1 : 500 000. Глав. ред. А. Н. Козловская. 1966.
- Тектоническая карта Причерноморья (южные районы Молдавии, Украины, Ростовской области и западная часть Краснодарского края). М-6 1 : 500 000. Глав. ред. М. В. Муратов. МГ УССР, МГРИ МВисО СССР, УкрНИГРИ, ГУГК СМ СССР. 1968
- Тектоническая карта Северо-Востока СССР. М-6 1 : 2 500 000. В. Ф. Белый, А. А. Николаевский, С. М. Тильман, Н. А. Шило. СВКНИИ СО АН СССР, 1966
- Тектоническая карта СССР для высших учебных заведений. М-6 1 : 4 000 000. Под. общ. ред. Н. С. Шатского. ГУГК СМ СССР, ИГиН АН СССР. 1952
- Тектоническая карта СССР. М-6 1 : 10 000 000. А. А. Богданов. НРКЧ ГУГК СМ СССР, 1961
- Тектоническая карта СССР. М-6 1 : 2 500 000. Глав. ред. Т. Н. Спижарский. МГ СССР, ВСЕГЕИ, 1964
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-6 1 : 5 000 000. Глав. ред. Н. С. Шатский, зам. глав. ред. Н. А. Беляевский, А. А. Богданов, М. В. Муратов. МГиОН СССР, АН СССР, МВО СССР, 1956
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-6 1 : 10 000 000. Ред. Ю. М. Пущаровский, Г. Б. Удинцев. ГИН АН СССР, ИО АН СССР. ГУГК, М., 1970
- Тектоническая карта Узбекской ССР (домезозойские образования). М-6 1 : 1 000 000. Ред. В. Г. Гарьковец. МГ СССР, МГ УзбССР, 1967
- Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области. М-6 1 : 1 500 000. Л. И. Красный. МГиОН СССР, ВСЕГЕИ, ДВГУ, 1959
- Тектоническая карта Якутской АССР. М-6 1 : 2 500 000. Ред. К. Б. Мокшанцев, 1971
- Тектоническая схема. М-6 1 : 2 000 000. С. Н. Алексейчик, С. Д. Гальцев-Безюк, В. С. Ковальчук, А. Я. Табояков, О. О. Шеремета. В кн.: Атлас Сахалинской области. ГУГК СМ СССР. 1967
- Тектоническая схема Армянской ССР. М-6 1 : 600 000. Ред. А. Т. Асланян, А. Т. Вегунн. В кн.: Геология СССР, т. 43, «Недра», 1970
- Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М-6 1 : 5 000 000. Ред. Н. Н. Ростовцев. В кн.: Геология СССР, т. 44, ч. 1. «Недра», 1964
- Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М-6 1 : 2 500 000. Ред. И. Д. Соболев. В кн.: Геология СССР, т. 12. «Наука», 1968
- Тектоническая схема фундамента Западно-Сибирской плиты. М-6 1 : 5 000 000. Ред. Н. Н. Ростовцев. В кн.: Геология СССР, т. 44, ч. 1. «Недра», 1964.

Физико-географический атлас мира. 1964
Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
29 июня 1972 г.

УДК 551.422.21 + 551.461.6

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ОКЕАНОВ

Тектоническое районирование океанов в настоящее время представляет весьма важную и актуальную научную задачу. Работы в этом направлении должны проводиться вне зависимости от идей так называемой новой глобальной тектоники. Полезным подходом к районированию является структурно-морфологический. Подчеркивается тектоническая разнородность океанского дна и дается типизация развитых в его пределах крупных структурных образований. Предлагаются некоторые новые тектонические термины.

Тектоническое районирование океанов столь же необходимо, как и континентов. Оно призвано выявить тектонические области, в которых структурные формы тесно взаимосвязаны, образуя единые естественные ассоциации. Так же как типизация структур, тектоническое районирование способствует выяснению генетических тектонических закономерностей и закономерностей размещения полезных ископаемых.

Пока в отношении тектонического районирования океанского дна имеются лишь единичные работы. Но эта проблема фактически является составной частью так называемой новой глобальной тектоники, получившей за короткий срок исключительно широкое распространение. Так как последняя оказывает сейчас большое влияние на понимание тектоники океанов, на ней прежде всего и следует остановиться¹.

Сущность «новой глобальной тектоники» заключается в расчленении литосферы Земли на шесть гигантских плит или пластин, которые движутся в противоположные от рифтовых зон океанов стороны. Эти плиты столь велики, что могут включать континенты, или даже два континента, и большие океанические площади одновременно. Основные теоретические разработки на этот счет относятся к 1968—1970 гг., и выполнены В. Морганом, Х. Ле Пишоном, Э. Буллардом, Дж. Дьюн и рядом других авторов. Хотя новые идеи появились как бы внезапно, они имели две предпосылки, о которых публиковалось ранее. Одна из них — это данные о «мировой рифтовой системе», открытой М. Юингом и Б. Хизеном в середине 50-х годов. Другая — это определенность, внесенная некоторое время назад в понимание астеносферного слоя. «Мировая рифтовая система» позволила говорить о растекании океанского дна, а астеносфера — о пластичной постели, по которой возможно движение жестких плит литосферы. Таким образом, океанское дно, согласно новым идеям, представляет собой лишь результат процесса раздвигания литосферы в стороны от рифтовых зон, сопровождаемого ростом новой коры. Причем этот процесс на Земле молодой — он начался в середине мезозоя. А подсчет скоростей этого процесса, основанный на теоретических предпосылках, привел ряд сторонников «новой глобальной тектоники» к выводу, что самым молодым океаном Земли является Тихий, для возникновения которого достаточно всего 100 млн. лет.

¹ П. Н. Кропоткин (1971), например, пишет, что тектоническое районирование океанских впадин должно производиться по времени главной деформации растяжения океанского дна.

Все сказанное исходит от геофизиков и океанологов. Но геологи с их складом исторического мышления принять новые идеи в их ортодоксальном виде, естественно, не могут. Следует остановиться на некоторых несовершенных сторонах этих идей.

Как известно, в течение уже многих десятков лет существует так называемая блоковая тектоника, признающая относительное горизонтальное движение блоков земной коры. Особенно значительное развитие она получила после обнаружения крупных сдвиговых смещений. Но в какой мере правомочно и целесообразно перейти от таких представлений к признанию в пределах земного шара всего нескольких плит (по существу тоже блоков)?

Обратим внимание, что гигантские литосферные плиты являются относительно очень тонкими. Отсюда неизбежен вывод, что для движения плит как цельных единиц необходима их особая прочность, жесткость, монолитность. Но геолог, постоянно сталкиваясь с тектоническими (да и вообще геологическими) неоднородностями, знает, что такими свойствами плиты указанных размеров обладать не могут.

Форма плит должна быть выпуклой. Однако нижняя их поверхность отнюдь не является правильной сферической, а из-за меняющейся глубины залегания астеносферы она лежит на разных уровнях и является по рельефу весьма сложной. В особенности это относится к плитам, охватывающим континенты и океаны одновременно. Маловероятно, чтобы по таким поверхностям могло происходить движение разнопостроенных и, как уже говорилось, в общем тонких литосферных плит как единых пластин. (Нужно надеяться, что механические расчеты в отношении обоих приведенных замечаний в скором времени будут сделаны).

Столь же трудно представить, что плиты литосферы как независимые инородные тела плавают на астеносферном слое. Если признать (а это наиболее вероятно), что границы между литосферной и астеносферной оболочками расплывчаты, то передача движения от мантии к плитам в столь простой форме, как это можно понять из «новой глобальной тектоники» окажется невозможной.

Исходя из «новой глобальной тектоники» нужно признать только одну тектонически и магматически активную зону в океанах — рифтовую зону срединных хребтов. Это означает, что многочисленные вулканы, имеющиеся в остальных «пассивных» частях океанского ложа, нужно рассматривать как образования, отодвинутые в ходе движения плит от рифтовых зон. Р. Дитц на этот счет прямо пишет: «Разве нельзя себе представить, что эти обширные пространства абиссальных холмов просто «хаотический рельеф», возникший в виде полос первозданного океанского ложа..., которые затем были разорваны растягивающимися напряжениями при перемещении дна океана в стороны?» (Дитц, 1966, стр. 212).

Однако отрицание в океанах геологической активности за пределами рифтовых зон ошибочно. Сейчас существуют вулканы, находящиеся вне рифтовых зон (например, на Гавайях). Рельеф дна океанов сложный и нередко весьма контрастный. Имеются многочисленные признаки вертикальных и горизонтальных движений участков океанского дна. Меняются от места к месту мощности и характер геологических разрезов дна. Анизотропно строение коры под океанами, причем для некоторых крупных структур отмечается определенный характер глубинного строения. Все это нельзя объяснить, исходя только из гипотезы тектоники плит. Речь сейчас идет о раскрытии тектонической истории разных частей того или иного океана, а не о пассивности океанского ложа.

За краткостью места не будем останавливаться на возражениях, которые возникают при тектоническом анализе, например, островных дуг периферии Тихого океана, а также внутренних районов континентов.

Данных и без того вполне достаточно, чтобы сказать, что рассматриваемая гипотеза по крайней мере не имеет универсального значения.

Для нашего разбора естественно было взять наиболее простые варианты новой схемы, предусматривающие ограниченное число крупных плит, так как именно в них заложена оригинальность построения. Некоторые наиболее поздние работы предусматривают уже десятки плит (Hammond, 1971), но это приближает всю концепцию к той самой «блоковой тектонике», о которой упоминалось выше.

Следует отметить, что новая гипотеза хорошо объясняет тектоническое строение дна Атлантического океана, особенно его южной половины. Кроме того, она имеет и общий интересный аспект, подчеркивая большую роль в структурном развитии Земли крупных раздвигов. В этой связи следует заметить, что советскими геологами разработан другой путь к раскрытию главных тектонических закономерностей земной поверхности. На основе сравнения данных о геологии дна океанов, островов и материковых складчатых зон сделан вывод о присутствии в приокеанических зонах и во внутренних районах континентов реликтов океанической коры (Пейве, 1969; Марков, 1970; Пейве и др. 1971, и др.). А это имеет исключительно важное значение для дальнейшего развития геосинклинальной теории, а также понимания истории океанов и континентов. Выясняется, что некоторые древние геосинклинали (ныне являющиеся складчатыми внутриматериковыми зонами) возникли в результате растрескивания земной коры и раздвига ее блоков¹. Подобные раздвижки (но меньшего масштаба) можно найти и на окраинах современных океанов (Аденский залив, Лабрадорское море, Калифорнийский залив и др.). Раздвижки несомненно существуют также в рифтовых зонах океанических хребтов. Все это указывает на реальность подобных геодинамических условий, и «новая глобальная тектоника» ориентирует на их глубокое изучение.

Все сказанное выше позволяет считать, что «плитовая тектоника», схематизируя строение океанов, не только не заменяет их обычного и относительно детального тектонического районирования, но, наоборот, нуждается в таком районировании, чтобы в каких-то своих частях получить большую фактическую основу, с одной стороны, и чтобы освободиться от слабых мест — с другой.

Перейдем к принципиальным основам тектонического районирования дна океанов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОКЕАНОВ

В Тихом, Индийском и Атлантическом океанах по особенностям строения земной коры резко обособляются три разновидности областей: а) океанское ложе, характеризующееся океаническим типом коры (признаки континентальной коры редки — «микроконтиненты»); б) периферические зоны, с мозаичным распределением разных типов коры (районы, где развиты островные гряды); и в) шельфовые области, где кора континентальная.

Тектоническое районирование шельфов основывается на трассировании в их пределы структурных зон суши. По существу исследователи составляют при этом тектоническую карту цоколя шельфа в континентальной легенде. Но с другой стороны, шельфы представляют собой самостоятельные тектонические структуры типа плит, и если их рассматривать таким образом, то, как и в случае плит суши, они могут классифицироваться (а следовательно и районироваться) в зависимости от особенностей их строения, возраста и других признаков. Интересен также

¹ В отношении Урала, Тянь-Шаня, Монголии и некоторых других областей говорилось в этом плане на научной сессии Тектонического комитета АН СССР, состоявшейся в Москве в феврале 1972 г.

подход, при котором шельф и континентальный склон рассматриваются совместно как некая тектоническая ступень. Очертания таких ступеней в плане, их морфологические и геологические свойства, а также история формирования различны и все это может быть положено в основу структурного районирования шельфов, особенно когда последнее должно способствовать выявлению динамики тектонических процессов, характеристике структурного новообразования.

В то же время континентальный склон сам по себе может быть подвергнут структурному районированию. В его пределах (если склон понимать как тектонический уступ) могут выделяться участки относительно крутые и пологие, большой вертикальной амплитуды и умеренной, деформированные и ненарушенные и т. д. Континентальные склоны могут отличаться также по возрасту. Большой интерес представляет районирование склонов в зависимости от характера их соотношения со структурами цоколя шельфов (торцовое, параллельное и пр.). В конечном счете от истории шельфов и континентальных склонов можно перейти к некоторым вопросам истории собственно океанов.

Существенно обособление в океанах областей с мозаичным распределением коры, что еще недавно специально не подчеркивалось. Основная их часть находится на западной периферии Тихого океана, но ими также являются районы Индонезии, Карибского моря и моря Скоша.

В предыдущих работах автором приводилась развернутая аргументация того, что все подобные области следует рассматривать как области распространения современного геосинклинального процесса (Пуцаровский, 1972, и др.). Следовательно, обособление таких тектонических образований имеет принципиальное значение для структурного районирования земной поверхности. Их анализ позволяет обсуждать ход развития геосинклиналей вообще, особенности разрастания материковых окраин, время существования смежных с ними районов океана, особенности формирования «гранитного» слоя и коры континентального типа в целом, распространения сходных «мозаичных» зон в геологическом прошлом (с соответствующими выводами о древней истории океанов) и т. д.

Типизация структур современных геосинклинальных областей осуществляется по тому же принципу, что и геосинклинальных областей прошлого, т. е. выделяются геосинклинальные прогибы (желоба, трюги, изометричные формы), геантиклинальные поднятия (горы, в том числе островные дуги), различного рода внутренние массивы и др. Районирование производится путем обособления тесно связанных пространственно структурных элементов. Так, следует выделять в качестве единой области ассоциацию Алеутской дуги, сопровождающего ее желоба и Берингоморского глубоководного прогиба, с осложняющими его поднятиями Бауэрс и Ширшова. Особой областью является район Курильских островов, включающий Курильскую дугу, желоб, Южно-Охотский глубоководный прогиб и восточную часть Камчатки как краевую складчатую зону. Не останавливаясь на других примерах, отметим, что такое районирование создает предпосылки для взаимосвязанного историко-тектонического рассмотрения нескольких ассоциируемых в пространстве геосинклинальных элементов, принадлежащих разным типам. А это в свою очередь способствует более полному и глубокому пониманию тектонической эволюции соответствующего участка земной коры. В общей форме сейчас можно сказать, что в периферических океанических зонах геосинклинальный процесс порождается тектоническим взаимодействием материков и океанов. Об этом можно судить на основе анализа строения Тихоокеанского пояса, характеризующегося закономерным концентрическим расположением тектонических зон, которые по мере приближения к ложу океана становятся все более молодыми. Но механизм этого взаимодействия еще не раскрыт. Нередко его связывают с встречным

движением материковых и океанических масс в «зонах Бениоффа» («плитовая тектоника»), но это не объясняет сложного строения таких областей, как Филиппинская, Индонезийская, Меланезийская, Карибская и некоторых других. Более того, имеющиеся данные показывают, что в ряде случаев можно оспаривать само существование «зон Бениоффа». И хотя встречные движения масс земной коры и верхней мантии могут существовать (причем не только между материками и океанами), конкретный их характер пока неясен. Одним из важнейших условий решения этой задачи является знание океанской тектоники.

Однако, прежде чем остановиться на тектоническом районировании ложа океанов, отметим, что по площади, общей форме и структурному плану ложе Тихого, Индийского и Атлантического океанов резко различно. Это отчетливо иллюстрируют существующие батиметрические карты и физиографические схемы. Различие в тектоническом плане наглядно проявляется, в частности, в особенностях расположения структурных зон, входящих в «мировую рифтовую систему». В Атлантике такая зона занимает медианное положение; в других океанах — они расположены в общем асимметрично. Имеется ряд иных значительных тектонических отличий. Они касаются особенностей развития находящихся за пределами рифтовых зон крупных поднятий и опусканий ложа, а также распространения генеральных систем разломов. Эти отличия наталкивают на представление, что океанское ложе неодинаково по истории развития. Здесь может быть проведена аналогия с материками, которые также не похожи друг на друга (например, Евразия и Африка и т. п.), причем очевидно, что структурное несходство между ними объясняется особенностями тектонической истории. Таким образом, речь идет о том, чтобы прояснить черты истории океанов. В этой связи дополнительно к упомянутым тектоническим и морфологическим особенностям нужно указать на особенности геофизические, а также на специфику тектоники обрамления.

Что касается геофизических черт, то ряд авторов подмечал отличия в строении глубинных зон коры и верхней мантии Тихого и Атлантического океанов (Гайнанов, Корякин, 1967; Bonatti 1971, и др.). Это относится к особенностям слоистой структуры коры, плотности пород верхней мантии, так называемой энергетической насыщенности глубинных зон и к ряду других свойств. Тем самым представление о разной истории океанов подкрепляется.

К тому же приводит и сравнительный анализ строения периферии океанского ложа — зон сочленения континентов и океанов. Если схематизировать особенности тектоники таких зон, то можно различить три их главных категории. Одна категория — на периферии океанов развит структурный комплекс островных дуг (приводить примеры нет необходимости). В другую категорию входят зоны, где краевые структуры материков вытянуты в виде поясов, окаймляющих океанское ложе. Сюда относятся Анды, Кордильеры, Аппалачи, приатлантические складчатые зоны Гренландии и Норвегии. Третью категорию составляют зоны, где материковый склон обрывает древние (докембрийские) платформы, что резко подчеркивает вторичность таких тектонических соотношений. Подобные зоны существуют на западе и востоке Африки, на востоке Южной Америки, на западе Австралии, в Восточной Антарктиде и по берегам Индийского субконтинента, т. е. на материках Гондваны.

Из сказанного вполне уверенно можно заключить, что не только океаны, но и их части отличаются одна от другой по истории развития.

Вся совокупность данных приводит к выводу, что Тихий океан в его главной части имеет более древний возраст, чем другие океаны (Муратов, 1971; Пушаровский, 1971₂; Хаин, 1971).

В частности, на западной периферии Тихого океана новейшими исследованиями открываются приокеанические геосинклинали мезозой-

ского, палеозойского и, возможно, даже докембрийского возраста (Пейве, 1969; Богданов, 1969; Пушаровский, 1972). Поэтому при тектоническом районировании океанов в настоящее время нельзя не касаться их возраста, указывая его хотя бы в относительной форме.

Представление о древнем возрасте одних частей Мирового океана и более молодом — других кажется парадоксальным, однако это далеко не единственная из труднейших проблем, пока не решенных геологией.

Структурные зоны, входящие в «мировую рифтовую систему», представляют наиболее динамические тектонические образования океанского ложа.

Имея в виду отличия в строении таких зон (например, местами отсутствует центральный рифт), их поясовое распространение и необходимость пользоваться привычной тектонической терминологией их лучше именовать «подвижными океаническими поясами». Соответственно выделяются Срединно-Атлантический, Индоокеанские и Восточно-Тихоокеанский подвижные пояса. Они представляют собой структурные зоны океанов крупнейшего значения.

Основные свойства подвижных океанических поясов уже неоднократно указывались в литературе и, по-видимому, общеизвестны. Однако следует отметить, что по особенностям тектоники пояса неидентичны. Речь идет не только об их разном структурном положении (медианное и асимметричное), но и о разном строении и морфологическом выражении (Восточно-Тихоокеанский пояс не имеет центрального рифта, северная часть этого пояса выражена «шрамом» на дне, а не поднятием). Более того, Е. Бонатти (Bonatti, 1971) на основании сейсмического и гравиметрического изучения, а также петрологических данных доказывает большую специфику глубинного строения Срединно-Атлантического хребта по сравнению с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Самое основное здесь — это распространение ниже поверхности Мохоровичича мощного слоя мантии с пониженной плотностью (3,15), который по низкому отношению Rb/Sr и, наоборот, высокому — Sr^{87}/Sr^{86} , а также по обедненности литофильными элементами сопоставляется с альпинотипными перидотитами, известными в разных частях мира. Такой слой, по мнению цитируемого автора, можно интерпретировать только как остаток мантии бывшей Пангеи, поскольку подобные свойства мантия приобретает лишь после отделения от нее сиалической коры. Таким образом, речь идет о распространении под Срединно-Атлантическим хребтом (по крайней мере в его экваториальной части) древней мантии так называемого континентального типа. Ширина соответствующей зоны оценивается в 500—1000 км, а ее толщина — до 35 км (рис. 1).

Сходные породы были обнаружены и в Аравийско-Индийском хребте, который и по некоторым другим признакам похож на Срединно-Атлантический (Виноградов и др., 1969). Однако в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия ультрабазиты мантии не извлекаются, хотя зоны трещиноватости тут также имеются. Соответственно Е. Бонатти делает вывод, что глубинное строение этого хребта особое, лишенное остаточной «континентальной» мантии. Отличается это поднятие и аномально высокими значениями теплового потока.

Новейшие работы, касающиеся строения дна океанов, вполне подтверждают необходимость разделения подвижных океанических поясов на тектонические разновидности. Например, В. Ф. Канаев, характеризуя

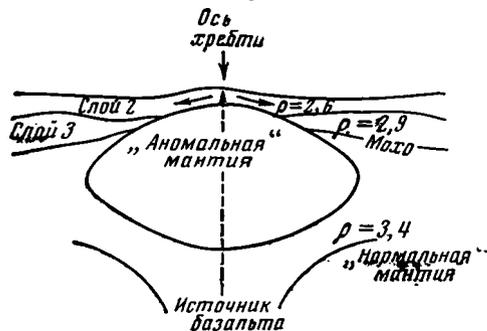


Рис. 1. Глубинное строение Срединно-Атлантического хребта (Bonatti, 1971).

соответствующие хребты Индийского океана, пишет, что они «делятся на высокие (атлантического типа) и низкие (тихоокеанского типа). Первые имеют относительную высоту 2—3 км, ширину — 200—400 миль, интенсивное расчленение поверхности с увеличением амплитуды расчленения к оси хребта, глубокое рифтовое ущелье (долину). Вторые имеют относительную высоту до 1,5 км, ширину до 1000 миль, интенсивное, но неглубокое расчленение поверхности; рифтовое ущелье обычно отсутствует» (Канаев, 1972, стр. 36).

Следовательно, при тектоническом районировании ложа океанов к подвижным океаническим поясам нужно подходить дифференцированно. Как уже автор писал (Пушаровский, 1967), среди подобных поясов могут быть выделены по крайней мере четыре разновидности: а) Срединно-Атлантический хребет, б) талассоарсис (Восточно-Тихоокеанское поднятие), в) океанический шрам (в пределах плато Альбатрос) и г) окраинный океанический рифт (Аденский залив, Калифорнийский залив и др.).

Поскольку в данной работе тектоническое районирование океанов рассматривается на фоне «новой глобальной тектоники», существенно привести и другие данные о строении срединных хребтов Индийского океана (Виноградов и др., 1969; Канаев, 1972). Оказывается, что в осевой зоне хребтов непрерывной рифтовой долины не прослеживается, а имеются лишь короткие (десятки — первые сотни миль), хотя и глубокие рифты, ориентированные к оси хребта большей частью косо (рис. 2). При этом наиболее глубокие депрессии — это не продольные рифты, а узкие впадины, приуроченные к зонам поперечных разломов (Вима — 6492 м, Витязь — 5544 м и др.). Наряду с этим выяснено, что по простиранию хребтов происходит резкая смена положительных форм рельефа отрицательными и что расположение крупных структурных форм является кулисообразным. Эти конкретные черты строения индоокеанских подвижных поясов вносят значительные трудности в приложение к этим поясам концепции «тектоники плит» в ее ортодоксальном виде.

Имеются данные и о некоторой структурной неоднородности Срединно-Атлантического хребта. А. В. Ильин (1972) отмечает, что в его северной половине рельеф очень контрастный, линия средних глубин испытывает резкие колебания, и имеется большое число поперечных разломов. В южной половине хребет более монолитный, плавный и менее раздроблен. Соответственно и здесь мы сталкиваемся со случаем различия в морфологии хребта.

В связи с обособлением подвижных океанических поясов возникает вопрос о тектонической трактовке остальных частей океанского ложа. До сих пор их часто обозначают термином «талассократон». Но слово «кратон», означающее в геологии некую стабильную изометричную структуру типа жесткого ядра, ни с какой точки зрения к данному случаю не подходит. Ложе океана неинертно и за пределами подвижных океанических поясов, не говоря уже о том, что оно не отвечает форме кратонных областей. Движения в пределах ложа отражают имеющиеся на нем крупные структурные формы, особенно разнородные поднятия, а равно гайоты и атоллы с мощными разрезами коралловых рифов, смещения по разломам, достигающие, по-видимому, по горизонтали огромных амплитуд, и ряд других тектонических признаков. Поэтому для областей океанского ложа, лежащих за пределами подвижных океанических поясов, автором был предложен термин «талассоген» (Пушаровский, 1971; 1972).

Талассогены — это сложные образования. Они могут включать разнообразные поднятия, океанические плиты, системы разломов и по естественным ассоциациям тектонических структур могут расчленяться на тектонические районы. Проиллюстрируем это примерами. Сложное строение талассогенов Атлантики недавно показано А. В. Ильиным

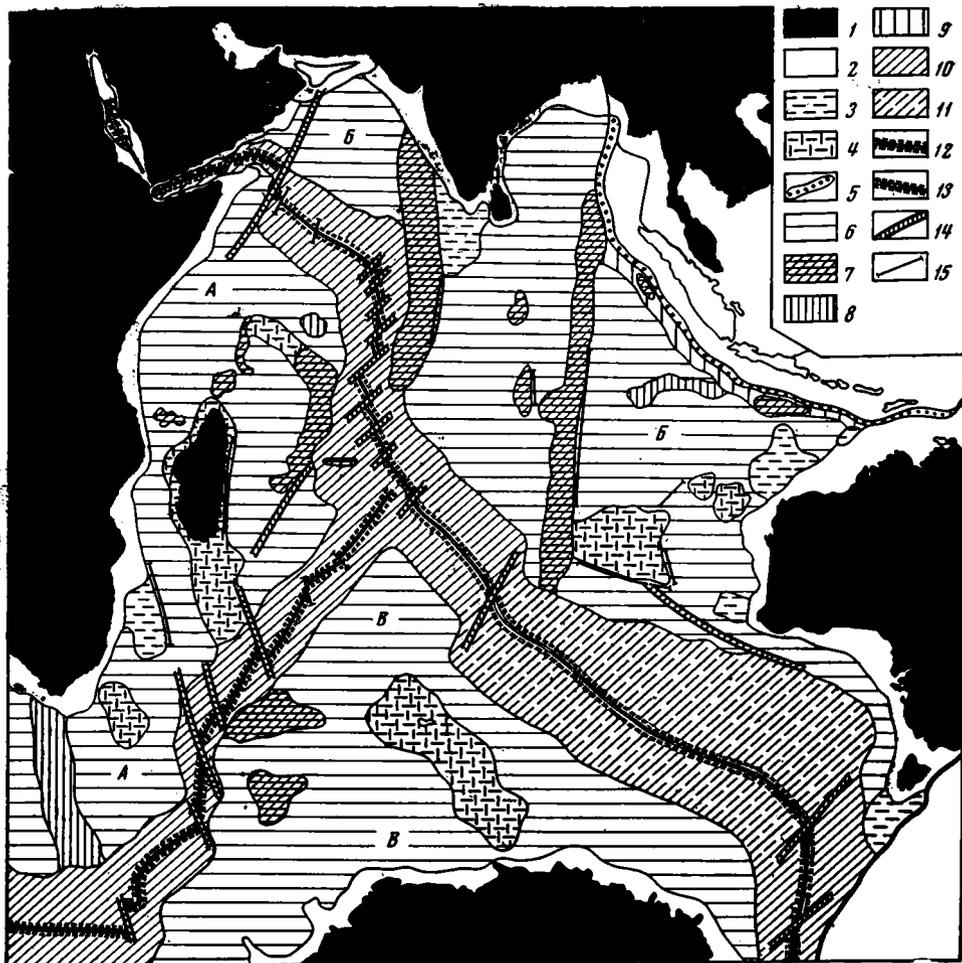


Рис. 2. Схематизированная тектоническая карта Индийского океана (Составлена В. Ф. Канаевым, 1972)

1 — материковые платформы; 2 — подводные части материковых платформ; 3 — опущенные блоки материковых платформ; 4 — «микроконтиненты» (фрагменты материковых платформ); 5 — глубоководные желоба; 6 — океанические плиты; 7 — глыбовые поднятия; 8 — сводовые поднятия; 9 — краевой вал. Океанические подвижные пояса: 10 — высокие (атлантического типа), 11 — низкие (тихоокеанского типа); 12 — рифтовые зоны; 13 — активные зоны без рифтового ущелья; 14 — зоны разломов; 15 — разломы. Буквенные обозначения — талассогены (по Ю. М. Пушаровскому); А — А — Африканский; Б — Б — Индо-Австралийский; В — В — Антарктический

(1971, 1972). По его данным, в них выделяются плоские, холмистые и волнистые океанические плиты («глубоководные равнины»), а также глыбовые (Рио-Гранде, Роккол, Гвинейское и др.) и глыбово-вулканические (Бермудское, Зеленого мыса и др.) крупные поднятия. Зоны плит с холмистым рельефом протягиваются по обе стороны Срединного хребта параллельно ему; поднятия в пределах талассогенов располагаются азонально. Структура осложнена большим числом подводных гор.

Еще более разнородной структурой обладает Северо-Тихоокеанский талассоген, особенности тектоники которого видны на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970). В его пределах выделяются три различные по строению области: Западная, Восточная и Южная, причем первые две занимают огромные размеры (несколько тысяч км в поперечнике). Отличительную черту Западной области составляет рас-

пространение крупных сводообразных поднятий, таких, как поднятия Шатского, Императорских гор, Гавайское, Маркус, Капингамаранги, Микронезийское, Лайн-Туамоту и ряд других.

Восточная область характеризуется фактическим отсутствием подобных структур и распространением крупнейших разломных зон, некоторые из которых имеют собственные наименования: Мендосино, Мюррей,

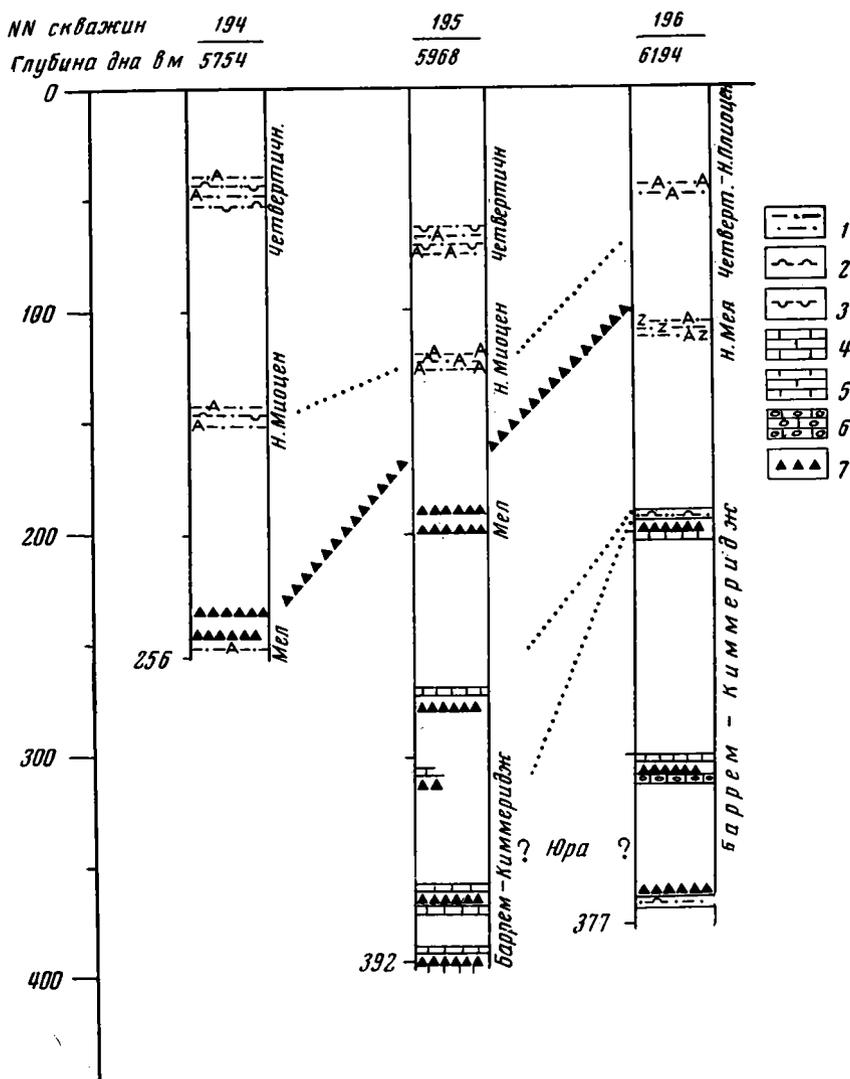


Рис. 3. Разрезы скважин, пробуренных на западе Тихого океана между поднятием Шатского и Идзу-Бонинским желобом (20-й рейс «Гломар Челленджер»). Видны значительные перерывы между отложениями разного возраста

1 — алевритистые глины; 2 — радиоляриевый ил; 3 — диатомовый ил; 4 — известняк; 5 — мергель; 6 — кремнистый известняк; 7 — кремни. Буквенные обозначения: А — пепел; Z — цеолиты

Клариян, Клиппертон и др. Южная область, примыкающая к желобу Тонга-Кермадек, в основном занята Южно-Тихоокеанской океанической плитой.

Все сказанное показывает, что талассогены могут быть образованиями, действительно сложными по строению. Для континентов доказывается, что структурные различия между их крупными областями обус-

ловлены длительной спецификой тектонической истории таких областей. Представляется, что это верно и для океанов, и тем самым лишний раз подчеркивается значение тектонического районирования вообще. Кстати, нам уже приходилось указывать, что соседство тектонически достаточно расчлененной Западной области Северо-Тихоокеанского талассогена и структурных комплексов островных дуг не является случайным и позволяет предполагать возможную связь формирования тех и других помимо прочих причин с ротационным фактором (Пушаровский, 1972).

Подход к тектоническому районированию талассогенов может быть не только структурно-морфологическим, как в разобранных выше примерах, но и непосредственно историческим и возрастным. При этом в основе может лежать обособление участков талассогенов с длительной океанической историей и новообразованных. Так, например, если основная площадь Северо-Тихоокеанского талассогена может считаться древней, то Южно-Тихоокеанский талассоген, по крайней мере в приматериковой области, является новообразованным. Понятно, что такой подход сейчас очень дискусионен, но он принципиально возможен. Более того, указанный подход уже нашел графическое отображение. Так, на тектонической схеме Тихого океана Г. Б. Удинцев (1972) выделил две категории океанических плит: а) допалеозойского возраста и б) палеозойско-мезозойского.

Можно ориентироваться также на время возникновения современного структурного плана в отдельных районах океанского ложа. В этом случае мы увидим картину дифференцированного проявления в океане тектонических движений. Для этого исключительное значение приобретают исследования хронологии тектонических движений в океанах. В частности, очень существенно осветить вопрос о тектонических фазах, что позволит не только характеризовать океанический тектонический режим, но и сделать чрезвычайно важные заключения об особенностях проявления тектонических движений в глобальном масштабе. С этой целью существенно изучение перерывов в глубоководном осадконакоплении, обнаруженных при бурении океанского дна, поведения рыхлого слоя осадков вообще (а также других слоев океанской коры), истории гайотов и атоллов, следов движений на океанических островах и в желобах, хронологии вулканических и магматических процессов.

Остановимся вкратце на данных о перерывах в глубоководном осадконакоплении, выявленных при бурении с корабля «Гломар Челленджер». Значительные перерывы и размывы в разрезах установлены в пределах сводового поднятия Шатского в Тихом океане, где отмечается непосредственное налегание осадков миоцена на меловые (иногда эоценовые), а в некоторых скважинах осадки мела или верхней юры прямо перекрываются плейстоценовыми осадками (рейс 6). Тем самым здесь выявлено несколько перерывов и размывов. Седиментологи трактуют их как результат деятельности сильных течений, что справедливо, однако приуроченность последних лишь к нескольким хронологическим уровням позволяет связывать их с тектоническими движениями в пределах океанского дна.

Перерывы и размывы обнаруживаются в разных структурных условиях океанского ложа. В центральной части океана к западу от островов Лайн выше осадков верхнего мела лежат олигоценные (рейс 7). Сходный разрез вскрыла одна из скважин и в районе Каролинских островов (рейс 6). Рейс 16 показал, что к юго-востоку от Гавайев имеется предэоценовый размыв. Значительные перерывы выявлены 20-м рейсом в разрезе глубоководной плиты, расположенной между поднятием Шатского и Идзу-Бонинским желобом (рис. 3). Примеры можно было бы продолжить. На огромной площади дна Тихого океана тектонические движения могли проявляться лишь в его частях, но они могли захваты-

вать и очень широкие пространства. И то и другое следует из предварительного рассмотрения данных глубоководного бурения не только в Тихом океане, но и в Атлантике (рейсы 3, 4, 11, 12).

Подведем краткий итог всему сказанному.

Итак, современные материалы о тектонике океанского дна делают возможным и необходимым его тектоническое районирование. Неаиболее простым подходом при этом является структурно-морфологический. Он предполагает разделение океанского ложа на подвижные океанические пояса разных типов и талассогены — части океанского ложа, лежащие за пределами таких поясов и имеющие более или менее сложное строение. На основе такого подхода обособляются и районировываются также современные геосинклинальные пояса и шельфы. Подобное районирование включает в себя и элементы историко-геологического анализа. Возможен, хотя и дискуссионен, также подход собственно исторический. «Новая глобальная тектоника» не заменяет тектонического районирования океанского дна (равно как и континентов), основанного на традиционных подходах.

Литература

- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— *Геотектоника*, 1969, № 3.
- Буллард Э. Происхождение океанов.— В кн.: *Океан*. «Мир», 1971.
- Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунова Л. Н., Коган Л. И. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1969, № 10.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования земной коры Атлантического океана. «Недра», 1967.
- Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна.— В кн.: *Дрейф континентов*. «Мир», 1966.
- Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана.— *Океанологические исследования*, 1971, № 21.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. Автореф. докт. дис., М., 1972.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. Автореф. докт. дис., М., 1972.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— В кн.: *История мирового океана*. «Наука», 1971.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— *Геотектоника*, 1970, № 2.
- Муратов М. В. Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин.— В кн.: *История мирового океана*. «Наука», 1971.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. *Геотектоника*, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— *Докл. АН СССР*, 1971, т. 196, № 3.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— *Геотектоника*, 1967, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты: обобщение опыта составления.— В кн.: *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. «Наука», 1971.
- Пушаровский Ю. М. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления. В кн.: *История мирового океана*. «Наука», 1971.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1 : 10 000 000, ГУГК СМ СССР, 1970.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. «Наука», 1972.
- Хайн В. Е. Место океанообразования в тектонической эволюции Земли.— В кн.: *История мирового океана*. «Наука», 1971.
- Wonnatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 17.
- Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 14.
- Hammond A. L. Plate tectonics (II): mountain building and continental geology.— *Science*, 1971, v. 173, No. 3992.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 12.
- Morgan W. J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.

· УДК 551.14+550.41

Ю. М. ШЕЙНМАНН

**РАЗЛИЧИЕ МАТЕРИКОВОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ
И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕМЛИ**

Сравнение суммарных составов океанической и континентальной коры и сопоставление их с вероятным составом мантии показывает, что процессы дифференциации под континентами и океанами очень различны и несводимы один к другому. Это различие связано с разделением вещества на глубинах нижней мантии под материками и менее глубинным процессом под океанами. Соответственно обнаруживается еще одно препятствие к гипотезе о перемещении материковых и океанических плит.

ЗАДАЧИ СТАТЬИ

Различные авторы много раз излагали свои представления о том, в какой степени плавится вещество, когда возникает магма, о месте этого плавления в недрах Земли и об энергии, которая затрачивается на этот процесс. Задачей этих строк является попытка выяснить объемы, которые участвуют в процессе плавления вещества земной коры из мантии, и соответственно представить себе баланс главных элементов в этом процессе.

В простейшем виде можно представить себе такую схему: на кору идет определенное количество вещества, выделенного (в главной массе выплавленного) из мантии. Этот процесс захватывает некоторый объем недр Земли. Наименьшим объемом будет такой, из которого можно извлечь нацело заключавшиеся в нем вещества (соединения), входящие в состав пород коры. В результате дальнейшее выделение коры из этого объема оказывается невозможным. По такому пути шли, по-видимому, А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1967).

Для дальнейших рассуждений надо остановиться коротко на составе исходных веществ и прежде всего на первичном и остаточном (после выплавления) веществе мантии. Наиболее обоснованными в наше время являются представления о первичной мантии как о хондритовой (Urey a. Craig, 1953; Виноградов, 1959, 1969) или пиролитовой (Рингвуд, 1964), последнее основывалось на том, что из первичного вещества выплавляется 25—33% базальта). Определенной популярностью пользуется и представление о гранат-перидотитовой мантии.

Если бы базальтовая составляющая полностью выплавилась и были бы полностью удалены легкоподвижные составляющие части мантийного вещества, мы должны были бы ожидать, что в остатке образуется дунит. Из него нельзя ничего выплавить. Такое представление привело в свое время к утверждению, что после образования базальтовой коры под нею появился дунитовый слой, ниже переходящий в еще не «омертвевшее» первичное мантийное вещество (Ringwood, 1962; Шейнманн, 1961). Однако базальтовые магмы существуют и сегодня, и это позволяет считать такой оливинный слой (если он вообще существует) не слишком мощным, так как эксперимент говорит о не слишком больших глубинах зарождения базальтов.

Если после выплавления базальтов остаточное вещество оказывается не дунитом, то наиболее вероятен гарцбургит. В пользу такого предположения говорит то, что часть выплавки неминуемо застрянет в промежутках между зернами оливина, и то, что именно гарцбургиты характерны для областей, где можно ожидать выхода на поверхность глубоинных пород, оставшихся после выплавления базальта из мантии (геосинклинали, рифты океанических хребтов).

А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1967) делали свои прикидки в предположении, что хондритовая мантия переходит после удаления легкоплавких веществ в дунит. Мы расширим поиск и попробуем проследить этот процесс при различных комбинациях веществ.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В первом приближении решение вопроса надо искать на следующем пути: в некотором слое вещество мантии теряет часть элементов, создающих земную кору, и переходит в гарцбургит или дунит. Зная различие между составами исходного вещества и остатка и суммарное количество каждого элемента в коре, нетрудно высчитать, до какой глубины должны быть изъятые элементы, чтобы создать кору. Этим путем и шли А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский.

При этом мы получаем разные величины для разных элементов (см. диаграмму на рисунке)¹. Легко видеть, что эти данные указывают на существование двух групп элементов: 1) Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, для которых характерны относительно малые мощности «выщелоченного» слоя, и 2) K и Si — для них цифры значительно выше, чем для первой группы.

Mg таким путем оценке не подлежит, поскольку он накапливается в остаточном продукте и лишь в малой степени уходит в расплав.

Первый намечающийся из такого рассмотрения вывод состоит в том, что K и Si привносятся в процессе плавления из окружающих областей и ведут себя как весьма подвижные компоненты.

Второй возможный вывод сделан А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским: для каждого элемента существует своя глубина процесса дифференциации. Вероятней всего, что этот вывод неверен, так как он предполагает, что экстракция всех элементов идет в одинаковой мере, и так, чтобы охваченный процессом выделения каждого элемента объем был наименьшим из всех возможных. Практически это означает, что предполагается, что элемент целиком уходит из плавящегося вещества мантии. На деле это не так. Одни элементы выделяются в кору более активно, другие мобилизуются в меньшей степени, и в результате в идеале экстракция всех их происходит из одного и того же объема вещества. Это касается, по-видимому, всех главных элементов, кроме калия и в какой-то мере, быть может, силиция.

Третий вывод, также сделанный А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским, сводится к тому, что слой мантии, который должен был быть охвачен дифференциацией, под континентами много толще, чем под океанами.

Кажется, что удачней было бы подойти к определению толщины этого слоя, определяя для каждого случая захваченную дифференциацией

¹ Диаграмма составлена так, чтобы исходное вещество (пиролит) изображалось горизонтальной линией. По вертикали отложены содержания главных окислов. Из-за способа построения диаграммы для содержаний каждого окисла масштаб свой. Такое построение наглядно показывает различия в мобилизации элементов.

При пиролитовой мантии в коре материков накапливаются Si, Al, Na и в малой степени Ca. Накопление K огромно. В островных дугах Si, Al, Na ведут себя так же, усиливается накопление Ca и сильно падает K. В океанической обстановке накопления K почти нет, возрастает накопление Ca. Fe, Mg ведут себя во всех случаях одинаково, Ti несколько концентрируется в океанах. В случае хондритовой мантии закономерность в общем сохраняется.

массу мантии по массе выделившегося вещества коры, и на основе этих данных наметить количество и состав остаточного вещества, а также степень его плавления. В этом случае мы не задаемся заранее составом остатка, и получаемый простым расчетом состав его может служить в какой-то степени показателем вероятности предположенного варианта процесса. Мы испробуем этот, более точный путь.

За исходные данные (табл. 1) возьмем мантию гранат-перидотитовую (по Лутцу, 1970), пирилитовую (Ringwood, 1966) и хондритовую (по Urey a. Craig, 1953, и Виноградову, 1959). Оба подсчета хондритовой мантии практически идентичны.

Результатом выплавки из мантии является кора¹. Состав ее принят (как для континентальной, так и для океанической) по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1967). Но поскольку состав океанической коры по этим двум авторам оказывается обогащенным калием (0,37% K_2O), что не подтверждается данными по базальтам дна океана, то примем содержание K_2O равным 0,20%. Это должно лучше отражать положение дел. Кроме того, дополнительно введем в расчеты состав оливинового толеита по Д. К. Грину и А. Э. Рингвуду (1968), который является господствующей выплавкой из мантии под океанами и может хорошо отражать действительный состав океанической коры.

Результаты подсчетов приведены в таблицах 2—5. Подсчет велся в предположении, что средний состав коры соответствует веществу, выплавившемуся из мантии. Задаваясь одним из первичных составов последней, можно легко сосчитать, каков будет остаточный состав после

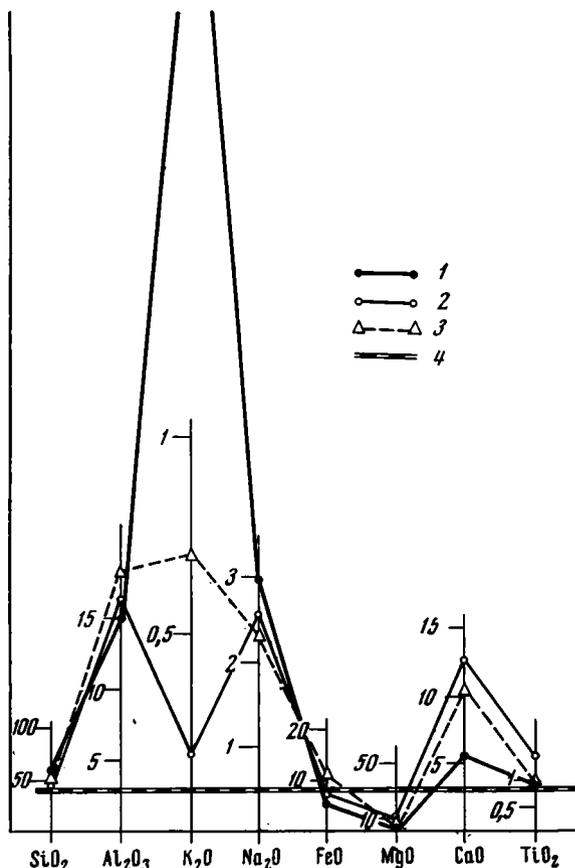


Диаграмма изменений содержания главных элементов при переходе от пирилита к коре различных типов

1 — континентальная кора, 2 — океаническая кора, 3 — серии островных дуг (Курильская дуга), 4 — пирилит

¹ Все вещество коры, за исключением пренебрежимо малой метеоритной составляющей, произошло за счет более глубоких зон, в основном верхней мантии. Процессы дифференциации на поверхности Земли (осадочная дифференциация, выветривание, растворение) только перемещают материал по поверхности, но не создают его. Для дальнейшего изложения существенно отметить, что в воду океанов должно выноситься много щелочей, и поэтому количество калия в коре материков несколько уменьшается. Наоборот, согласно последним исследованиям, в контакте с водой океана внешняя корка базальтов захватывает растворенные щелочи, преимущественно калий. В результате какая-то доля калия из материковой коры переходит в океаническую.

Таблица 1

Исходные составы мантии, остаточного после плавления вещества и коры, принятые для расчетов

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
Принятые составы мантии (только силикатное вещество)	Хондритовая мантия (по Юри и Крейгу, 1953; Виноградову, 1961)	47,36	0,14	3,11	15,50	0,31	29,68	2,42	1,22	0,26	100,0
	Пиролитовая мантия (по Рингвуду, 1966)	45,16	0,71	3,54	8,45	0,14	37,49	3,08	0,57	0,13	99,27
	Гранат-перидотитовая мантия (по Лутцу, 1970)	43,60	0,13	2,72	8,67	0,10	41,16	2,79	0,32	0,17	99,66
Остаточная мантия после выплавления сопоставлена с дунитом и гарцбургитом	Дунитом (по Р. Дэли)	41,91	0,02	0,86	7,75	0,16	46,32	0,70	0,10	0,04	97,86
	Гарцбургитом (среднее для вьетнамских, приморских и саянских, по Э. П. Изоху, 1965)	44,4	0,4	1,2	7,7	0,1	43,9	0,46	0,21	0,11	98,48
Составы коры	Континентальная (по Ронову и Ярошевскому, 1967; пересчету на 100% не подлежит из-за содержания воды)	60,22	0,73	15,18	5,85	0,14	3,06	5,51	2,97	2,86	96,52
	Океаническая (по Ронову и Ярошевскому, 1967; K ₂ O принят 0,2%)	48,65	1,40	16,52	8,13	0,18	6,79	12,28	2,57	0,20	96,89
	Оливин-толеитовая (оливиновый толеит по Грину и Рингвуду, 1968)	46,95	2,02	13,10	10,97	0,15	14,55	10,16	1,73	0,08	99,71

Выплавление вещества коры из гранат-перидотитовой мантии

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO'	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Примечание	
Б. Океаны А. Континенты	Исходное вещество	43,60	0,13	2,72	8,67	0,10	41,16	2,79	0,32	0,17			
	Остаток при выплавлении 5%	42,78	0,10	2,06	8,83	0,10	43,22	2,63	0,18	0,03	99,93	При выплавке 5% почти весь K ₂ O уйдет в расплав; для образования коры в 35 км требуется переработать 700 км мантии и больше. В остатке дунит. Большая выплавка невозможна из-за Na ₂ O. K ₂ O идет с глубины не меньше 700 км	
	То же при 10%	41,75	0,07	1,33	8,98	0,10	45,39	2,45	0,02	—	100,09		
	1) Океаническая кора												
	Остаток при выплавлении 10%	43,03	—	1,19	8,73	0,09	44,98	1,73	0,07	0,16	99,98	Дальнейшую выплавку лимитирует Na ₂ O — его не станет при 12%. Толщина производящего слоя не меньше 100 км. Остаток — перидотит	
	То же при выплавке 15%	42,50	—	0,29	8,72	0,08	46,96	1,27	—	0,17		Дунит. Большая выплавка невозможна из-за глинозема и Na ₂ O. Калий остается в избытке	
	2) Кора состава оливниного толента												
Остаток при выплавлении 10%	43,65	—	1,57	8,41	0,09	44,11	1,97	0,17	0,18	100,15	В остатке гарибургит. В остатке дунит		
То же при 25%	42,75	—	0,13	8,15	0,08	47,80	0,94	—	0,19	99,85			

Выплавление вещества коры из мантии пиролитового состава

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO'	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Примечание
Континенты	Исходное вещество	45,16	0,71	3,54	8,45	0,14	37,49	3,08	0,57	0,13		При 5% достигается предел выплавления по K ₂ O. При 20% достигается предел по Na ₂ O. В первых двух случаях в остатке перидотиты, в третьем — дунит
	Остаток при выплавлении 5%	44,26	0,70	2,92	8,57	0,14	39,20	2,94	0,44	—	99,17	
	То же при 10%	43,45	0,70	2,24	8,74	0,13	41,28	2,80	0,80	—	99,64	
	То же при 20%	41,40	0,69	0,50	9,11	0,12	46,11	2,45	—	—	100,38	
Б. Океаны А.	1) Океаническая кора											Лимитирует Na ₂ O; K ₂ O в достаточном количестве. Остаток при 10% гарбургит, при 20% — дунит, щелочность нормальная
	Остаток при выплавлении 10%	44,38	0,64	2,11	8,52	0,15	41,10	2,07	0,34	0,10	99,41	
	То же при 20%	44,27	0,54	0,30	8,54	0,12	45,16	0,77	0,06	0,06	99,82	
	2) Оливиновый толеит											
Остаток при выплавлении 10%	45,04	0,57	2,48	8,17	0,13	40,03	2,27	0,44	0,13	99,26		
	То же при 25%	44,81	0,28	0,35	7,60	0,12	45,12	0,64	0,19	0,13	99,29	

Таблица 4

Выплавление коры из мантии состава хондритов

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO'	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Примечание	
Континенты	Исходное вещество	47,36	0,14	3,11	15,50	0,31	29,68	2,42	1,22	0,26		K ₂ O не хватает. При 20% лимитирует Al ₂ O ₃ . В остатке при 10% богатый Fe и Са перидотит, при 20% — щелочной (натровый) гортонолитовый дунит	
	Остаток при выплавлении 10%	45,93	0,08	1,77	16,45	0,33	32,97	2,08	1,02	—	100,63		
	То же при выплавлении 20%	43,27	—	0,09	17,41	0,35	36,57	1,62	0,75	—	100,06		
Б. Океаны А.	1) Океаническая кора											При 20% лимитирует Al ₂ O ₃ и СаО. В остатке щелочная порода типа пироксенита с 47—48% SiO ₂ . Явная несообразность, так как возможные продукты ее плавления не известны.	
	Остаток при выплавлении 10%	47,21	—	1,62	16,32	0,32	32,22	1,32	1,07	0,24	100,32		
	То же при выплавлении 20%	48,08	—	—	17,67	0,35	33,05	—	1,00	0,23	100,32		
	2) Оливиновый толеит												При 25% лимитирует Al ₂ O ₃ и СаО. В остатке при 10% кислая Fe — Са порода с щелочами. При 25% — кислая, без Al и Са, щелочная. Остатки явно противостоят составу позднему мантии
	Остаток при выплавлении 10%	47,40	—	2,00	16,00	0,32	31,36	1,56	1,17	0,28	100,09		
	То же при выплавлении 25%	47,48	—	—	16,00	0,35	34,71	—	1,05	0,31	99,90		

Суммарные результаты расчетов выплавления коры из мантии

		Исходное вещество	Вы- плавка, %	Остаток	Глубина	Глубина для K ₂ O	Условия отделения магмы
А. Континенты	Континентальная кора по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, 1967	Гранатовый перидотит	5	Основной перидотит	~1000	—	Не отделяется
			10	Дунит	≥500	—	С трудом
		Пиролит	5	Гарцбургит	~1000	—	Не отделима
		»	10	Перидотит	≥500	≥1000	С трудом
		»	20	Дунит	250—300	≥1000	Легко отделима
		Хондрит	10	Fe — Ca перидотит	≥600	—	С трудом
		»	20	Щелочной гортонолитовый ду- нит	250—350	—	Легко
	Океаническая кора по А. Б. Ронову и А. Д. Ярошевскому, 1967	Гранатовый перидотит	10	Гарцбургит	100—200	K ₂ O много	С трудом
			15	Дунит	50—60	—	С трудом
		Пиролит	10	Гарцбургит	100—200	K ₂ O много	С трудом
»		20	Дунит	40—90	—	Легко	
Хондрит		10	Щелочной кислый	100—200	—	С трудом	
»		20	То же без Al и Ca	80—100	—	Легко	
Б. Океаны	Кора состава оливино- вого толента	Гранатовый перидотит	10	Гарцбургит	90—180	—	С трудом
			20	Дунит	40—90	—	Легко
		Пиролит	10	Перидотит	90—180	—	С трудом
		»	25	Гарцбургит	30—60	—	Легко
		Хондрит	10	Кислый Ca, Fe	100—200	—	С трудом
		»	25	» » »	40—80	—	Легко

Примечание. При исчислении табл. 5 были приняты поправки к несправленным цифрам глубин:

- 1) за конечность исследуемых блоков:
неисправленная глубина, км — 100, 350, 700;
после введения поправки, км — 103, 370, 730;
- 2) за изменение плотности с глубиной:
глубина 20, 25, 50, 65, 100, 175, 350, 760 км;
переводный коэффициент {континент — — — — 0,81; 0,78; 0,72; 0,62;
океан 0,91; 0,89; 0,88; 0,88; 0,86; 0,83; 0,77; 0,66;

- 3) за застывающую между вернами жидкость:
застывает ≥ 5%, верхней ≥ 10%, соответственно выделиться
из первичного вещества может лишь часть жидкости сверх 5 или 10%;
- 4) в случае хондритовой мантии введена поправка за их несидящую часть (около 20 вес. %).

выплавки, составляющей 5, 10 или другое количество процентов по весу. Процесс выплавки определяет в первом приближении во сколько раз мощней коры слой, в котором шло плавление. В эту предварительную цифру введем поправки (табл. 5): 1) за различие плотности и соответствующего слоя мантии (плотность последней взята по В. А. Магницкому, 1965), 2) за уменьшение площади с глубиной («количественность исследуемых блоков»), 3) для хондритовой модели так же поправка на 20% вес. за наличие металлического железа и его сульфидов (подсчет ведется только по силикатной части хондритов). Наконец, необходимо хотя бы примерно учесть, какая часть выплавки застревает в межзерновых участках магматического вещества. Это уменьшает количество выделяющейся жидкости, создающей кору, и соответственно требует, чтобы выплавка захватывала мантию на большую глубину. Было принято, что застревает 5—10% от массы исходного вещества. Это очень небольшое количество, и на деле, по меньшей мере во многих случаях, жидкости застревает много больше (Шейнманн, 1968). Но даже при самых благоприятных условиях для выделения и подъема жидкости степень парциального плавления должна быть никак не меньше 10%.

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ

Сказанное выше и таблицы 1—4 позволяют сделать следующие предварительные заключения.

Теоретически возможны три разных варианта формирования континентальной земной коры.

1. При плавлении 10% гранатового перидотита образование континентальной коры возможно только, если в результате образуется слой дунитовой мантии мощностью не меньше 500 км. Тем самым позднейшая выплавка под континентами практически исключается.

2. В случае пиролитовой мантии при 10%-ной выплавке на такую же глубину образуется слой перидотита, т. е. сохраняется возможность для дальнейшего магмообразования. При увеличении степени выплавки до 20% мощность слоя уменьшается до 250—300 км, но он сложен непродуцирующим магму дунитом. Выплавка в 25% и выше невозможна.

3. Плавление хондритовой мантии дает (при 10%) своеобразный кальциево-натрово-железистый перидотит до глубины около 600 км. При 20%-ном плавлении появляется остаточный слой в 250—350 км мощности натрового гортонолитового дунита, из которого в дальнейшем молодые магмы образоваться не могут.

В результате можно прийти к выводу, что гранатовый перидотит малопригодный исходный материал для выплавки континентальной коры. Из пиролита может возникнуть континентальная кора при минимальном плавлении (10—15%), в остатке образуется более основной, но еще способный продуцировать магму слой мощностью около 500 км. Наконец, из хондритового вещества можно создать континенты при малом плавлении (10—15%), но при этом остаточное вещество оказывается очень своеобразным, непохожим на все известные нам принесенные из глубин образцы пород. Поэтому выплавление континентальной коры из хондритовой мантии представляется маловероятным.

Для формирования океанической земной коры возможны пять вариантов.

1. В случае гранат-перидотитовой мантии при 10%-ной выплавке остается перидотит, близкий к гарцбургиту мощностью от 100 до 200 км. Максимальная возможная выплавка — 15%, после которой остается не могущий создать магму дунитовый слой в 50—60 км толщиной.

2. Если предположить состав океанической коры аналогичным составу оливинового толеита, то тогда при 10%-ной выплавке характер и мощность остаточного слоя будут те же, а при 20% образуется дунитовый слой в 40—90 км, что не будет препятствовать возникновению новых порций магмы.

3. В случае пиrolитовой модели максимальная выплавка при коре состава, подсчитанного А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским, составит ~20%, и появится остаточный слой дунита до 100 км мощностью.

4. Если считать кору оливин-толеитовой, то пределом плавления окажется ~25% жидкости и появится гарцбургитовый слой толщиной в 30—60 км.

5. Хондритовая мантия после 10 и 25%-ных выплавок должна образовывать кислый (47—48% SiO_2), богатый железом щелочной остаток (оливиновый пироксенит? кварцевый перидотит?!), который в дальнейшем при повторном плавлении не может создать расплавы базальтового состава, а выделит лишь какие-то сильнощелочные бескальциевые жидкости. Ничего подобного на океанах неизвестно.

Таким образом, и гранат-перидотитовая мантия лишь с трудом может породить океаническую кору, но все же такая возможность существует. Пиrolитовая мантия способна создать океаническую кору состава подсчитанного А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским, при плавлении 10—15%, а кору состава оливинового толеита и при 25%-ном плавлении. Наименее вероятно хондритовая мантия, при которой после создания коры остается совершенно необычное вещество.

Следовательно, при принятых составах коры как континентальной, так и океанической, в случае обычной модели со стационарными внешними оболочками Земли наиболее вероятной представляется пиrolитовая мантия. Гранат-перидотитовая мало пригодна для этого процесса. Мала степень допустимого плавления, особенно в случае континентов, под которыми магмообразование должно было бы прекратиться весьма давно. Между тем излияния траппов происходили на платформах неоднократно. Предположение о хондритовой мантии практически неприменимо.

К сказанному можно добавить еще следующие выводы, основанные на подсчетах как А. Б. Ронина, А. А. Ярошевского, так и наших.

Если предположить, что в результате создания коры выделяется из охваченного процессом слоя мантии весь калий и что этот слой из всего своего объема выделяет вещество коры, то степень плавления в случае материковой коры составит всего 4%. Нижняя кромка области плавления окажется на глубине 1000 км или больше. При столь низкой степени плавления практически невозможно отделение жидкости от остальной массы. Отметим также, что столь большая мощность плавящегося слоя ничем больше не подтверждается и даже прямо противоречит выводам геотермики.

Это позволяет считать, что мобилизация калия и идущих с ним элементов является иным процессом, отличным от частичного плавления, и выходит далеко за пределы области последнего.

В случае океанической коры несоответствия между группой калия и остальными элементами нет. Калий попадает в магму только в процессе частичного плавления. Соответственно его в коре мало, что особенно показательно на примере абиссальных базальтов (Шейнманн и Баженова, 1972). Мощность слоя, в котором выплавляется вещество океанической коры, мала — только десятки километров.

Не следует забывать, что подсчеты, приводящие к определению мощности слоя мантии, создающего кору, идеализированы. Первой и главной поправкой является то, что из мантии не выплавляется непосредственно вещество коры, а как явствует из опытов Рингвуда и Грина, выделяются выплавки, не кислей оливинового толеита или щелочного оли-

виного базальта. Пиролитовая модель позволяет выплавить первый в количестве около 25%. В остатке будет гарцбургит. Мощность слоя, выделяющего массу толеита, равную массе коры, окажется всего 150 км (следует, конечно, ввести поправку на ту часть выплавки, которая не уйдет из пиролита, что может удвоить толщину слоя).

Такая картина могла бы вполне устроить нас — для такого распределения и создан пиролит. Но надо иметь в виду, что оливиновый толеит в самых верхах мантии может отделиться андезито-базальт, который, собственно, и пойдет на построение коры. Это потребует еще некоторого увеличения толщины производящего кору слоя. Далее, чтобы получить средний состав материковой коры, потребуется дополнительно около $1,5 \times 10^{24}$ г кремнезема и $0,4 \times 10^{24}$ г окиси калия (для этого, как уже сказано, потребовалось бы лишить калия дополнительный слой до глубины около 1100 км, т. е. захватить даже верхи слоя С нижней мантии). Чтобы довести содержание кремнезема до минимального, возможного в условиях мантии (дунит), потребуется дополнительный активный слой примерно в 250 км толщиной или увеличение области плавления на эту же величину.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

I

Все наши рассуждения базируются на предположениях о составе мантии и на вычисленном среднем составе коры. Несомненно, что мантия может быть сложена веществом другого состава и тогда нужно будет менять многое в выводах. Однако в наше время нет серьезных оснований отказываться от наиболее вероятных на сегодня и принятых нами для подсчета составов.

В связи с этим отметим, что неоднократно высказывались предположения о том, что мантийное вещество имеет состав пироксенита. Эта гипотеза облегчает решение проблемы о выплавке базальта и отделении его от мантии. Однако вещество такого состава не удовлетворяет требованиям сейсмологии, поскольку звуковые волны в пироксените при соответствующих давлениях и температуре распространяются с заметно меньшей скоростью, чем наблюдаемые в верхней мантии Земли.

Таблица 6

Сравнение массы и скорости роста коры материков и океанов

	Масса коры $\Gamma \cdot 10^{24}$	Она же под площадью, равной площади материков	Возраст в 10^9 лет	Скорость роста за 10^9 лет, $\Gamma \cdot 10^{24}$
Континенты	18,2	18,2	3	6,1
Океаны	6,1	3,1	0,3	10,3

Коренное различие в коре материков и океанов предполагает столь же существенное различие на глубине — либо в составе вещества, либо в характере процесса. Это различие становится лишь более рельефным в результате подсчетов А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского и того, что было сказано в предыдущих разделах. В первом приближении можно говорить о том, что процесс дифференциации на глубине много мощней под континентами, чем под океанами. Кора последних менее дифференцирована и имеет значительно меньшую массу. Однако, если океаны молоды (часто считается, что их возраст $200-300 \times 10^6$ лет), то картина представится в несколько ином виде (табл. 6).

Следовательно, процесс под океанами в этом случае ведет к более быстрому выделению вещества коры. Однако следует учитывать, что молодость ее в океанах не доказана, и оценка может в корне измениться. Таким образом, мы не знаем, как относятся скорости выделения вещества коры под океанами и под материками. Для того чтобы сравнение стало возможным, надо еще узнать историю океанов за огромный промежуток времени.

Следует различать две характеристики процесса выделения вещества коры: 1) скорость, с которой идет такое выделение и 2) степень дифференциации вещества — будем называть ее интенсивностью процесса.

Мы только что видели, что оценить уверенно скорость процесса под океанами еще нельзя. Она может быть меньше скорости под материками, равной ей или заметно большей.

В отличие от этого почти несомненно, что интенсивность процесса много больше под материками. Это может не оправдаться лишь в маловероятном случае изначального различия исходного вещества под теми и другими.

По сравнению с дифференциацией под океанами выделение материковой коры отличается следующим: 1) процесс захватывает много большие глубины; 2) при этом происходит мобилизация подвижных малых элементов, охватывающая значительно большие объемы, чем те, которые охватывает плавление; это, вероятно, в какой-то степени касается и кремния, а не только калия и идущих с ним малых элементов (калий в этих условиях ведет себя как малый элемент).

Следует отметить, что уже лет десять назад Е. Н. Люстих и А. Я. Салтыковский (1961) указывали на дополнительный подъем калия с глубин.

Можно избежать столь глубокого противопоставления материков и океанов. Для этого следовало бы предположить, что под базальтами океанического дна находится вещество, происшедшее из континентальной коры (путем ли океанизации или другим); первым отметил это А. Д. Архангельский (1941); нечто подобное предполагали Г. Д. Афанасьев (1968) или в другом смысле В. В. Белоусов (1955) и др., в том числе и автор. Такое изменение могло бы быть результатом или уплотнения коры, или выноса из нее при опускании материков легкоплавких составляющих и рассеянии их в прилегающих объемах мантии. В обоих случаях мантия на умеренных глубинах под океанической корой обогатилась бы рядом веществ, в частности кремнием и калием. Тогда при выплавлении новых порций океанической коры было бы неминуемо обогащение ее этими составляющими. Однако в природе этого нет. Поэтому предположение об океанизации в пределах собственно океанов становится с этой точки зрения сомнительным, во всяком случае в том виде, как оно до сих пор рисовалось.

К этому следует добавить огромное возрастание скорости процесса выплавления, неминуемое, если океаны молоды. Это делает предположение о захороненной континентальной коре под океанами еще труднее доказуемым.

II

Уже отмечалось коренное различие между химизмом магм океанов, с одной стороны, и материков и островных дуг — с другой (Шейнманн, Баженова, 1972). Это противопоставление заставляет, в частности, усомниться в том, что окраинные бассейны обладают настоящей океанической корой. Если судить по характеру дифференциации глубин под ними (магмы островных дуг), то вернее полагать, что глубинные процессы здесь, т. е. в области тектоноферов близки или идентичны процессам, создавшим кору континентов. Возможны два случая: а) такого рода процесс здесь существует издавна, и дно морей слагается опустившейся корой, идентичной или близкой к континентальной; б) процесс

«континентального типа» только еще захватывает новые области и влечет изменение коры от океанической к новому типу. Вероятно, оба случая существуют в природе, но сейчас в руках автора нет нужных материалов для дальнейшего анализа. Автор склоняется к тому, что литосфера под окраинными морями ближе к литосфере внутренних морей (типа Средиземного) и сильно отличается от литосферы собственно океанов. В частности, собственно океаническая кора характерна только для открытых океанов и отсутствует в окраинных морях.

III

Высказанные в статье соображения приводят к коренному противоречию в проблеме возникновения магмы под материками. Если под океанами область, лишенная легкоплавкой составляющей, оказывается неглубокой (не больше 30—60 км) и не препятствует дальнейшему выплавлению магм, то под материком образование коры потребовало бы полного удаления легкоплавкой составляющей на глубину 200—250 км и больше. На деле такое полное удаление невозможно, так как при содержании 5—10% базальта мантийное вещество уже не в состоянии выделить сколько-нибудь крупные порции магмы. Оно становится магматически стерильным. Таким образом, под материками стерильный перидотит должен был бы распространяться на глубину по крайней мере 400—500 км, а практически, вероятно, и на большую. Это означало бы, что все данные эксперимента и прямые наблюдения, указывающие, что в спокойных тектонически областях магма образуется, вероятно, на глубине в 50—100 км и вряд ли на 150 км, оказываются в противоречии с наблюдаемой массой коры. Казалось бы, что выходом из этого противоречия могло бы стать предположение о много более кислом составе вещества мантии. Но оно не оправдывается ни составом метеоритов, ни данными о веществе Луны, ни характером наиболее распространенной на материках магмы — основной базальтовой. Следовательно, противоречие можно сформулировать так: земная кора обладает столь большой массой, что требует при своем создании возникновения под континентами слоя, который не в состоянии больше генерировать магму и который распространяется на глубину, в 5—10 раз большую вероятность глубины возникновения магмы траппов и щелочных оливиновых базальтов. Однако выплавление этих магм продолжается, и никаких указаний на существование подобного стерильного слоя петрология не дает.

Этот парадокс снимается, если предположить, что мы имеем дело не с неподвижной мантией, а с веществом, постоянно возобновляющимся в результате перемещения масс из глубин к поверхности. В этом случае нет дифференциации какого-то первозданно образованного слоя, на месте которого создается лишенное легкоплавких частей вещество. Дифференцируются поступающие снизу все новые порции родоначального вещества Земли. Частичное плавление в них происходит на относительно небольшой глубине, где оно оказывается возможным по соотношению температуры, давления и других параметров. Так выполняется условие о малой глубине зарождения магмы. В то же время не образуется слоя стерильного перидотита, поскольку тяжелые остаточные массы стремятся погрузиться компенсируя подъем вещества из глубин. Такого типа картина для верхов мантии предложена В. В. Белоусовым (1969), но в его представлении такая адвекция не связывалась с первичной дифференциацией на границе мантии и ядра.

Подымаясь снизу, нагретые массы могут увлекать с собой подвижные элементы из окружающего их вещества, а после подъема прогретый канал является удобным путем для движения подвижных соединений в верхи мантии. Таким образом, подобное предположение позволяет

удовлетворить всем особенностям формирования континентальной коры, которые были намечены выше.

В результате мы подходим к представлениям, уже высказывавшимся впервые Е. В. Артюшковым (1968) (позже его поддержали, с точки зрения геологов, и другие, в том числе и автор), о том, что дифференциация вещества начинается где-то на большой глубине в самых низах мантии и что в верхнюю мантию поднимается сильно нагретое более легкое, чем низы мантии, вещество, которое дифференцируется или порождает дифференциацию в окружающих массах верхней мантии. В результате может оказаться, что химические особенности коры при сравнении их с составом мантии являются косвенным подтверждением гипотезы Артюшкова. Создать материковую кору без более или менее постоянного поступления снизу новых порций недифференцированного вещества, по-видимому, невозможно¹.

Заметим, что термические конвективные токи внутри мантии помочь нам не могут, так как не обеспечивают поступления новых порций свежего вещества.

IV

Необычайно важным представляется вопрос о том, почему может оказаться столь интенсивным процесс выделения базальтов из мантии под океанами. Само существование проблемы еще не доказано, пока не доказана молодость океанов. Но если это проблема станет, мы не имеем сколько-нибудь ясных ответов на нее. Нужно сочетать малую глубину отделения вещества коры, полное отсутствие дополнительной мобилизации калия с необычайной мощностью явления. К этому можно добавить, что сравнение океанических базальтов с гребня океанического хребта и вдали от него как будто показывает, что выплавление не связано с особенно мощным глубинным потоком тепла и что повышение значения теплового потока у гребня хребтов надо связывать с источником малой глубины, лежащим выше области плавления (Bonatti a. Fisher, 1971). В результате еще ясней становится, что образование океанических магм — явление совсем иного порядка, чем магм, создающих материковую кору.

V

Можно сопоставить полученные выводы с проблемой переползания материков как в виде «классического» дрейфа их, так и в связи с гипотезой расползания дна океана.

С первого взгляда можно было бы себе представить, что именно передвигание материков позволило накопить им большие массы легких дифференциатов. Они как бы «высасывают» эти вещества из мантии и, высав в одном месте, передвигаются в другое, чтобы проделать там то же. Однако достаточно учесть соотношение площадей океанов и материков, чтобы увидеть, что при таком способе обогащения некоторыми элементами можно достичь увеличения их массы в коре только в отношении 1 : 3 к нормальному, т. е. соответствующему их возможному накоплению без дополнительного поступления из очень глубоких областей. Между тем для калия обогащение достигает десятикратной величины и даже больше. Иначе говоря, никакое переползание уже созданных или только формирующихся материков не может обеспечить образование континентальной коры тем же путем, каким образуется океаническая.

Вместо такого, достаточно наивного предположения можно привлечь гипотезу расползания дна океана. В этом случае пластина океанической

¹ Вероятно, подобные же или близкие результаты может дать и гипотеза О. Г. Сохотина (1971).

коры активно пододвигается под материк. На глубине пластина эклогитизируется, эклотит плавится и, подымаясь, дифференцируется. В конце концов вещество достигает поверхности в виде андезито-базальта, даже андезита (хотя последнее изменение должно происходить на глубинах, близких к нижним слоям коры). Этот материал и образует материковую кору на краю уже существовавшего материка. Другого механизма наращивания континентальной коры в рамках этой гипотезы как будто не предвидится.

Океанические базальты, как мы видели, являются простой выплавкой из верхней мантии. На месте остается гарцбургит и некоторое количество скоплений оливина (дунит). Это подтверждается наблюдениями в рифтах океанических хребтов. Никакого дополнительного обогащения выплавки кремнием и, особенно, калием не происходит. В таком виде пластина коры ныряет под край материка, плавится... и образует континентальную кору, которая по мановению какого-то джина оказывается обогащенной и кремнием и калием. И если можно с грехом пополам объяснить обогащением первым (правда, для этого придется сильно уменьшить выход материковой коры из опускающейся базальтовой пластины и искать внизу огромные массы тяжелых остатков после такого превращения), то для калия источники отсутствуют. Если быть последовательным поборником гипотезы расползания дна океанов, следует предположить опускание океанической пластины (много более холодной, чем окружающее вещество) до глубин, нужных для мобилизации калия. Пластина должна воздействовать на мантию таким образом, чтобы из нее выделялся калий. Подобная активизация должна распространяться на глубину почти до 1000 км. Но как сохранить и опустить пластину туда и как, охлаждая окружающие массы, она может вызвать активизацию процессов в них?

В целом приходится признать, что возникновение материковой коры трудно совместить с каким-либо из видов гипотез перемещения материков, во всяком случае с предложенными до сих пор ее вариантами.

VI

Конечно, мы можем полагаться на полученные результаты лишь в той мере, в какой надежны исходные данные (состав мантии, состав и масса коры, перемена вещества у границы M). Мы старались брать эти данные в наиболее вероятном виде, и на какой-то срок как будто можем верить им. В этом случае насущным становится вопрос о том, почему появились и столь длительно существуют области разной интенсивности дифференциации, почему в областях более интенсивного процесса он заложен очень глубоко (около 1000 км), а в областях малой интенсивности указаний на большие глубины вовсе нет.

Мы можем высказать предположение, что процесс дифференциации под океанами начинается на относительно малых глубинах и что, возможно, там либо вовсе нет поднявшихся из низов мантии масс, либо — что может быть более вероятно — они здесь менее активны, чем под материками. Последнее могло бы быть следствием того, что объемы этих масс под океанами меньше или что они подымаются отдельными клубами, а не в виде почти непрерывного столба, как под материками.

Сейчас известно, что в пределах материков интенсивная дифференциация началась чрезвычайно рано, не позднее чем $3,5 \times 10^9$ лет назад, в дальнейшем она усилилась и практически не прерывалась, лишь несколько смещаясь в пространстве. Можно считать, что вероятней всего процесс начинался на относительно малых глубинах (400 км) и лишь позднее на верхних оболочках сказалась мобилизация вещества низов мантии (Шейнманн, 1970).

Мы отмечали, что трудно представить себе существование под океанами преобразованной коры континентального типа. Однако трудно предположить, что здесь отсутствовало первичное выплавление коры, аналогичное доархейскому под материками. Отсутствие такого процесса под океанами возможно было бы только в случае первично различного состава Земли под материками и океанами. Поэтому верней предполагать, что различие в интенсивности процесса дифференциации обнаружилось лишь позже первичного выплавления, уже с началом мобилизации кремнезема и калия.

Иначе говоря, интенсивность дифференциации, сказавшейся у поверхности Земли, росла постепенно, вероятно, по мере того, как появлялись и подходили к верхним оболочкам массы, рожденные при выделении вещества ядра. С этими воздействиями связалось возникновение нового процесса, создававшего континентальную кору. Первичная кора, возникшая при неглубоком плавлении (Шейнманн, 1970), могла быть как базальтовой, так и относительно кислой, но она не могла содержать избыточные по отношению к натрию количества калия — она не была континентальной. Глубинная мобилизация калия стала возможной позже; к этой эпохе и относится обособление материков. Там, где нет подобного рода глубинного потока или где он слаб, сохранился процесс, близкий к тому, который вызвал появление первичной коры. С этой точки зрения океаны оказываются консервативными областями, сохранившими в более или менее неизменном виде первичный тип выплавления коры. Итак, причину различия между материками и океанами надо искать в характере явлений на глубине, по меньшей мере соответствующей нижней мантии, если не границе ее с ядром.

VII

Мы не рассматривали предположений о том, что мантия очень гетерогенна и что плавятся в ней только отдельные участки (эклогитовые), или о том, что различие материк — океан определено первичной неоднородностью Земли (разное происхождение подматериковых и подокеанических участков). Вряд ли такого типа гипотезы при современном уровне знаний заслуживают серьезного изучения, так как они ведут к тому, чтобы запрятать вставшие ныне вопросы в глубины Земли без попыток найти решение, и делая решение практически невозможным. В самом деле, как найти причину различия вещества на глубине, если это самое различие ставит в тупик исследователя при изучении пород на поверхности? В результате все надо объяснять случайностью. В отличие от этого признание различий в процессе допускает поиск решения. И оно, вероятно, отыщется при совместных исследованиях физиков, химиков, планетологов и геологов.

Возвращаясь к более конкретным вопросам, хотелось бы подчеркнуть, что в результате изложенного в этой статье ясней становятся те трудности, которые стоят в наше время перед большой геологией. Океанизация в пределах собственно океанов становится очень сомнительной, если не невозможной. Передвижение материков (с верхами мантии или по ним) явно противоречит химизму. Предположение о растекании дна океанов тоже не в ладах с химией. Если все эти затруднения не так уж велики для Тихого океана, который вписывается между материками параллельно крупным тектоническим единицам, то они сейчас кажутся непреодолимыми для Атлантического с перебрасывающимися через него структурами.

Автор не может предложить удовлетворяющей всем данным гипотезы. Но кажется, не могут этого сделать сейчас и другие. И единственным выводом оказывается необходимость изучать вопрос и помнить, что легко он не решается и что для обоснованного его решения надо использовать все, что мы знаем о Земле.

Литература

- А р т ю ш к о в Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. т. I. Госгеолиздат, 1941.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. О границе земной коры и верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1968.
- Б е л о у с о в В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
- Б е л о у с о в В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969.
- В и н о г р а д о в А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10.
- В и н о г р а д о в А. П. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, 1969, № 1.
- Г р и н Д. Х., Р и н г в у д А. Э. Происхождение базальтовых магм — В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
- И з о х Э. П. Гипербазит-габбро-гранитоидный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. «Наука», Новосибирск, 1965.
- Л у т ц Б. Г. Реакции и ступени глубинного метаморфизма. Автореф. докт. дис. М., 1970, ИГЕМ.
- Л ю с т и х Е. Н. и С а л т ы к о в с к и й А. Я. К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры.— Геохимия, 1961, № 4.
- М а г н и ц к и й В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
- Р и н г в у д А. Е. Модель верхней мантии — В кн.: Верхняя мантия Земли. «Мир», 1964.
- Р о н о в А. Б. и Я р о ш е в с к и й А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.
- С о р о х т и н О. Г. Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 6.
- Ш е й н м а н н Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина рождения магм и размещение ультрабазитов.— Сов. геология, 1961, № 8.
- Ш е й н м а н н Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра». 1968.
- Ш е й н м а н н Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Ш е й н м а н н Ю. М. и Б а ж е н о в а Г. Н. Некоторые черты химизма океанических и других толентов и значение их для общей геологии.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1972, № 3.
- R i n g w o o d A. E. A Model for the Upper Mantle.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, No. 2.
- R i n g w o o d A. E. The Chemical Composition and Origin of the Earth.— In: Advances in Earth Science, Cambridge, Massach, 1966.
- U r e y H. and C r a i g H. The Composition of the Stone Meteorites.—Geochim. et cosmochim. acta, 1953, v. 4, No. 1.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Статья поступила
14 октября 1971 г.

УДК 551.252

И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ

ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЮ ЯВЛЕНИЯ

В мезозойских, кайнозойских и частью палеозойских осадочных и осадочно-эффузивных толщах Кавказа указывается повсеместное развитие трещиноватости, не приуроченной к локальным тектоническим формам и относящейся к разряду планетарной. На основании определения первичной ориентировки этих трещин устанавливается, что они сохраняют характерные общие простирания в пространстве и во времени. Показано, что планетарная трещиноватость играет существенную роль в деформации пород, и это должно учитываться при исследовании кинематики и динамики процесса деформации. Происхождение мелкой планетарной трещиноватости осадочных и эффузивных толщ связывается главным образом с разрядкой внутренних напряжений, имеющих волновой характер, но подчиненных общепланетарным напряжениям, вызванным ротационными силами.

Планетарные закономерности размещения разломов земной коры рассматривались У. Хоббсом (1911), Р. Зондером (Sonder, 1938), Г. Штилле (1945, 1964), Н. С. Шатским (1945, 1964), А. В. Пейве (1956), Дж. Муди и М. Хиллом (Moody, Hill, 1956), В. В. Белоусовым (1962), И. И. Чебаненко (1963), В. Е. Ханым (1964, 1971), Г. Плафкером (Plafker, 1964), С. С. Шульцом (1964, 1965, 1966, 1969, 1970, 1971), Г. Кнечом (Knetsch, 1964), Г. В. Чарушиным (1965), Е. Хиллсом (1967), Г. Н. Каттерфельдом и Г. В. Чарушиным (1970) и др.

Существование закономерных направлений, обусловленных планетарными причинами, отмечалось также для повсеместно развитой в осадочном чехле платформ сети мелкой трещиноватости (Шатский, 1945). Наиболее последовательно это мнение в серии работ развивается С. С. Шульцем. Некоторые авторы образование подобной трещиноватости считали следствием разрядки локальных тектонических напряжений до наступления процесса складчатости (Усов, 1940; Parker, 1942; Смирнов, 1949; Громов, Петрова, 1961; Pilger, 1965; Krauze, 1965; Hodgson, 1965). Однако большинством исследователей ее возникновение связывалось с процессами литогенеза (Иванов, 1939; Оффман, 1945; Новикова, 1951; Михайлов, 1956; Рац, 1962; Шульц, 1964; Невский, 1964; Рац, Чернышев; 1970, и др). Генетическая трактовка закономерной ориентации планетарной сети нарушений земной коры дана Г. Штилле, 1945; К. Г. Войновским-Кригером, 1948; Дж. Муди и М. Хиллом (Moody, Hill, 1956). В. Н. Огневым, 1964; С. С. Шульцом, 1969; 1970, 1971; Ю. А. Косыгиным, 1969; Г. Н. Каттерфельдом и Г. В. Чарушиным, 1968, 1970, и др. Последними авторами высказывается мнение об общности систем трещин и линеаментов для планет земной группы, вызванной сходными глобальными напряжениями литосфер этих планет, возникающими «при их ротационно обусловленной полярной деформации».

С. С. Шульц возникновение всех видов планетарных поверхностей раздела — от крупнейших линеаментов до мелкой трещиноватости — связывает с внутренними напряжениями, имеющими различное происхождение, а закономерную ориентировку этих поверхностей — с ротационным режимом Земли (Шульц, 1971). Различие в приведенных мнениях сводится в основном к количественной оценке общепланетарных напряжений и их роли в возникновении планетарной сети трещин и разломов.

В настоящее время становится очевидным важность статистического изучения сети планетарной трещиноватости всех масштабов. Уже имеется довольно обширный материал по мелкой планетарной трещиноватости платформенных областей. Между тем эта трещиноватость развита не только на платформах, но и в подвергшихся последующей дислокации толщах складчатых областей, где она изучена совершенно недостаточно. Изучение планетарной сети разрывов и трещин дислоцированных толщ складчатых областей необходимо не только для получения общей картины их пространственного расположения, но и для выяснения их роли в процессе движения и деформации земной коры.

ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ

В связи с изучением условий и причин формирования складчатости Триалетского хребта нами специально изучалась трещинная тектоника этой области (Гамкрелидзе, 1970₁). Была выделена особая генетическая группа повсеместно развитых трещин, ориентированных всегда перпендикулярно напластованию, которые наряду с плоскостями слоистости

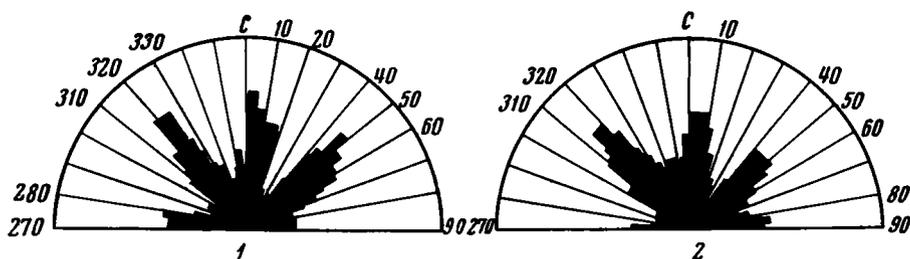


Рис. 1. Сводная диаграмма трещин

1 — меловых палеогеновых пород Аджаро-Триалетской складчатой зоны ($\Sigma=23100$);
2 — мезозойско-кайнозойского чехла центральной части Грузинской глыбы ($\Sigma=12300$)

были отнесены к перзичным поверхностям раздела пород. Дальнейшие наблюдения, проведенные на ряде участков территории Кавказа, показали, что во всех осадочных и осадочно-эффузивных толщах мезозойского, кайнозойского и частью палеозойского возраста повсеместно развита перпендикулярная напластованию трещиноватость, которая не приурочена к локальным тектоническим формам и безусловно должна быть отнесена к разряду планетарной.

Детальные исследования проведены в Аджаро-Триалетской складчатой зоне и на Грузинской глыбе. Как известно, Грузинская глыба (Джанелидзе, 1942) представляет собой часть Закавказского срединного массива, обособленную после заложения с альбского времени Аджаро-Триалетского геосинклинального прогиба (Гамкрелидзе, 1949).

В осадочных и осадочно-эффузивных породах Аджаро-Триалетской зоны и центральной части Грузинской глыбы было замерено более 3500 трещин. Путем приведения плоскостей слоистости к горизонту и соответствующей трансляции максимумов расположения планетарных трещин на отдельных диаграммах была определена их первичная ориентация. Затем составлялись синоптические диаграммы первичных направлений этих трещин для пород различного возраста¹. Этот трудоемкий

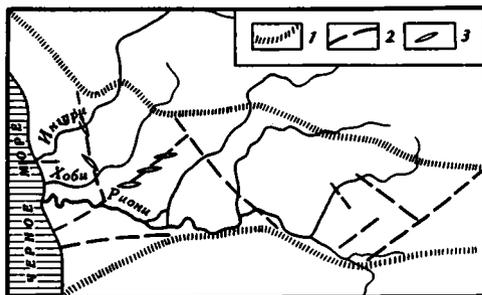
¹ Ввиду того, что на отдельных диаграммах трансформировались не единичные трещины, а площади их максимальной группировки, более целесообразным оказалось составление сводных роз-диаграмм с расходящимися лучами (Adler, Fenchel, Pilger, 1965) с интервалами в 2°, с многократным уменьшением радиального масштаба при суммировании.

процесс обработки исходных данных по этой методике и составления сводных диаграмм может быть запрограммирован для исполнения на ЭВМ.

Рассмотрение составленных диаграмм показывает, что в ориентации планетарных трещин не наблюдается существенных различий, связанных с возрастом пород. Почти идентичны также сводные диаграммы трещиноватости меловых и палеогеновых отложений Аджаро-Триалетии и мезозойско-кайнозойских отложений центральной части Грузинской глыбы (рис. 1). На этих диаграммах обнаруживаются четыре хорошо известные планетарные системы. Среднее положение азимутов

Рис. 2. Схема разломной тектоники центральной и западной части Грузинской глыбы

1 — граничные глубинные разломы; 2 — предполагаемые разломы фундамента; 3 — надразломные складки Мегрельской подзоны



простираения этих систем может быть определено для Аджаро-Триалетской зоны как 3° , 275° , 48° и 323° , для мезозойско-кайнозойских отложений центральной части Грузинской глыбы — 5° , 85° , 46° и 318° . Примечательно, что близкие к отмеченным направления имеют разломы центральной и западной частей Грузинской глыбы, обуславливающие ее мозаично-блоковое строение (Гамкрелидзе, 1969) (рис. 2).

Наиболее интересным оказалось сравнение вышеприведенных диаграмм с диаграммами трещиноватости Дзирульского выступа кристаллического фундамента Грузинской глыбы (рис. 3). Большое сходство диаграмм трещиноватости совершенно различных по составу и возрасту образований Дзирульского массива указывает на эпитектонический характер трещиноватости. Пределы азимутов простираения трещин Дзирульского массива определяются как 350° — 20° , 80° — 100° , 30° — 50° и 310° — 340° и соответственно средние положения азимутов — 5° , 90° , 40° и 325° . Эти направления вполне сопоставимы с приведенными выше направлениями систем планетарной трещиноватости осадочного чехла Грузинской глыбы (см. рис. 1) и вряд ли могут считаться случайными. Тот факт, что трещины кристаллического субстрата являются не строго вертикальными, а несколько наклоненными к центральной части указанного выступа, должен объясняться более поздней деформацией, развившейся и в наклоне мезозойско-кайнозойского осадочного чехла к перифериям массива. При этом изменение первичного расположения трещин в самом массиве в отличие от осадочных толщ не поддается контролю, чем и вызвано, пожалуй, отсутствие более четких их максимумов.

Явление «копирования» сети трещин фундамента трещиноватостью осадочного чехла было отмечено С. Н. Бубновым (1960) в некоторых частях Балтийского щита, Р. Ходжсоном (Hodgson, 1965) в районе Большого Каньона. (Аризона) и хребта Биг-Хорн (Вайоминг) и В. Л. Чудинским (1969) в северной части Русской платформы. Авторы дают примерно одинаковые объяснения указанного явления. Допускается развитие трещиноватости осадочного чехла «по старым следам» (Бубнов, 1960), пассивное повторение осадочным покровом направлений структур фундамента (Hodgson, 1965) или «просвечивание» разрывной сети

фундамента сквозь осадочный чехол (Чудинский, 1969). Однако ознакомление с данными этих авторов о характере и направлениях трещиноватости указанных регионов не дает нам повода сомневаться в том, что описанное «копирование» трещиноватости вызвано существованием общепланетарных причин образования закономерной ориентировки трещин фундамента и осадочного чехла.

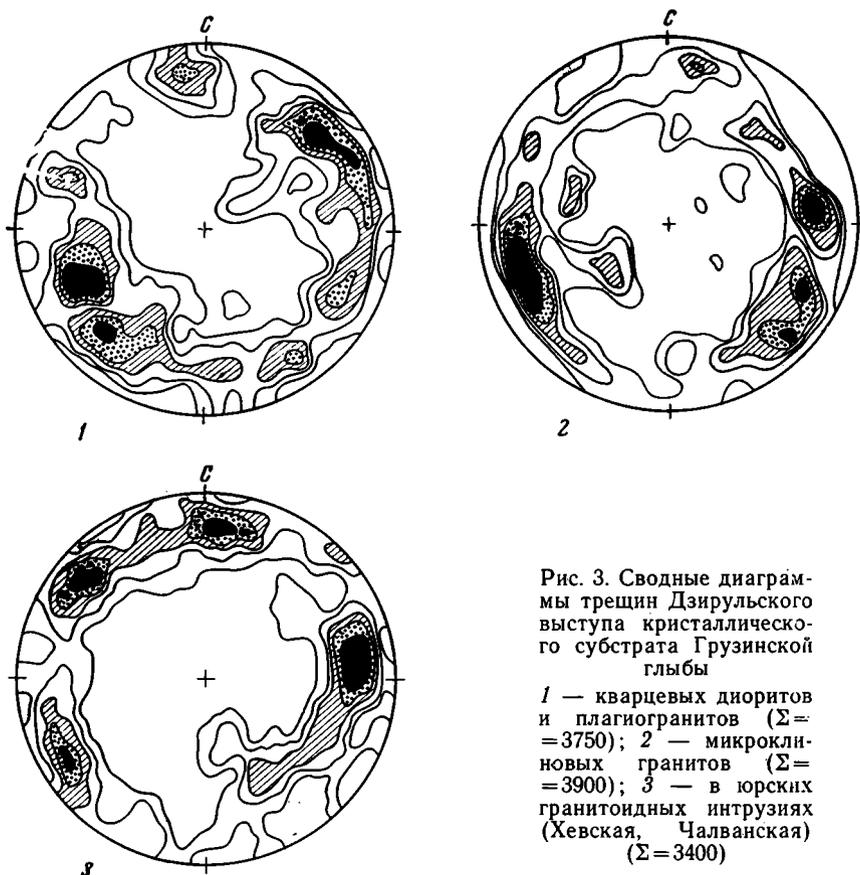


Рис. 3. Сводные диаграммы трещин Дзирульского выступа кристаллического субстрата Грузинской глыбы

1 — кварцевых диоритов и плагногранитов ($\Sigma = 3750$); 2 — микроклиновых гранитов ($\Sigma = 3900$); 3 — в юрских гранитоидных интрузиях (Хевская, Чалванская) ($\Sigma = 3400$)

Приведенный выше материал подтверждает мнение о том, что планетарная трещиноватость охватывает не только платформенные, но и складчатые области и сохраняет характерные общие простирания в пространстве и во времени.

О РОЛИ ПЛАНЕТАРНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Установление в земной коре наряду с горизонтальными поверхностями раздела первичных поверхностей планетарной трещиноватости ставит вопрос о выяснении их роли в процессе деформации земной коры. С этой целью нами детально изучалась планетарная трещиноватость Аджаро-Триалетской зоны. Наблюдения над трещиноватостью показали, что плоскости планетарных трещин являются механически активными, и движения по ним играют значительную роль в деформации пород. Признаки перемещения были обнаружены нами по планетарным трещинам всех направлений. При этом наиболее отчетливо выражены движения по сравнительно глубоким (секущим несколько слоев или пачек) трещинам, но подвижки наблюдаются и по трещинам, не выходящим за пределы отдельных слоев. Вместе с тем по трещинам северо-

западного и северо-восточного направлений обнаружены лишь сдвиговые перемещения. Эти перемещения, указывающие на дифференциальные горизонтальные движения деформируемых пород, наиболее очевидны для сравнительно глубоких трещин, причем, как правило, по трещинам северо-западного направления развиты правые сдвиги, а по трещинам северо-восточного простирания — левые. Это явление хорошо согласуется с другими структурными данными, указывающими на существование меридионально направленных сжимающих усилий в Аджаро-Триалетской зоне (И. Гамкрелидзе, 1970₂).

Перемещения наблюдаются также по трещинам широтного простирания, совпадающим в общем с простиранием складок. Почти во всех случаях они указывают на движения взбросового характера. Местами эти трещины вместе с перпендикулярными им плоскостями послыжного скольжения на крыльях складок образуют как бы сопряженную систему скальвания.

Существование подвижек по первичным поверхностям планетарной трещиноватости учитывалось нами при установлении механизма образования отдельных структурных элементов Аджаро-Триалети и при определении расположения осей главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . Считается (Гзовский, 1963), что ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 в природных условиях обычно представляет собой биссектрису острого угла между сопряженными поверхностями скальвания. Однако направление скальвания может быть определено уже существующей первичной поверхностью планетарных трещин и отличаться от направлений максимальных касательных напряжений. Поэтому положение осей алгебраически минимальных главных нормальных напряжений определялось нами лишь на основании установления реального направления перемещения вдоль плоскостей сопряженных систем скальвания, т. е. расположения квадрантов сжатия и растяжения, а не величины угла между этими поверхностями.

В процессе деформации на крыльях складок часто изменяется и первичная ориентация планетарных трещин относительно плоскостей слоистости. В частности, наблюдается скашивание первоначально прямых углов между ними, направленное всегда в сторону восстания слоев (И. Гамкрелидзе, 1970₁). Это явление вызвано действием пары сил при относительном проскальзывании слоев во время складчатости и дает некоторые указания о характере последней. На северной периферии Аджаро-Триалетской зоны местами в крыльях складок было подмечено также искривление первоначально прямолинейных сравнительно протяженных планетарных трещин, указывающее на процессы пластичного перемещения пород при деформации. Такие перемещения отсутствуют в центральной блоковой структуре Аджаро-Триалетской зоны, где протяженные и секущие несколько слоев планетарные трещины не испытывают вторичного искривления. Наблюдения показывают, что здесь отсутствуют также явления растяжения, так как ни одна из систем первичных трещин не несет следов раскрытия.

Таким образом, наблюдения над планетарной трещиноватостью дают довольно ясное представление о характере и масштабах движения деформируемых пород, и, следовательно, позволяют судить о кинематической стороне процесса деформации. Вместе с тем данные о планетарной трещиноватости могут быть использованы и при попытке установления динамики процесса деформации.

Исследования, проведенные в северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны, подтверждают мнение С. С. Шульца (1971) о том, что ориентировка планетарной трещиноватости может определять характер и направление складчатых дислокаций. Здесь наблюдаются прерывистые складки и множество разрывов СВ простирания, которые «пересекают»

ся» поперечными к ним разрывами и ступенчатыми перегибами северо-западного направления (рис. 4)¹.

Приуроченность серии брахискладок к разломам хорошо видна и в западной части Грузинской глыбы, причем характер расположения этих складок указывает на существование сдвиговых перемещений по разломам субстрата (см. рис. 2).

Итак, на описанных участках характер и план складчатости определяется направлениями разрывов и трещин в фундаменте и осадочном чехле.

Приведенные выше представления о существовании первичных поверхностей раздела в виде планетарной трещиноватости и ее роли в процессе деформации пород заставляет нас по-новому подойти к решению как чисто теоретических аспектов тектоники, в частности вопросов тектонического моделирования, так и практических вопросов, связанных со становлением и развитием структур месторождений полезных ископаемых.

При тектоническом моделировании, особенно при моделировании процессов складчатости, в горных породах и соответственно их моделях в большинстве случаев допускалось существование лишь горизонтальных поверхностей раздела в виде плоскостей слоистости. Как отмечалось, в природных условиях существует еще несколько таких

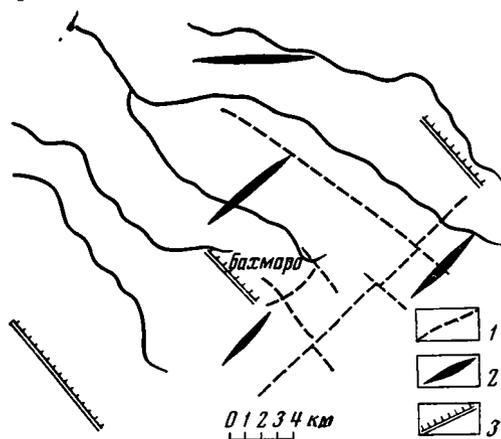


Рис. 4. Схема тектоники северо-западной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны

1 — разрывы; 2 — оси антиклиналей; 3 — ступенчатые перегибы

поверхностей. Учет этих новых трансляционных поверхностей при тектоническом моделировании может существенно изменить представления о механизме образования некоторых отдельных структурных элементов и их комплексов.

В значительной степени могут измениться также представления о становлении и развитии структур месторождений полезных ископаемых. В частности, в свете изложенного выше следует, пожалуй, по-новому осмыслить методы генетической интерпретации отдельных трещин и нарушений и определения их возрастных соотношений. В некоторых случаях отпадает необходимость допущения неоднократной смены условий сжатия и растяжения на различных этапах становления структуры месторождения и, следовательно, приуроченности образования трещин, а затем раскрытия их к определенным тектоническим движениям. В связи с этим иное толкование может получить характер дорудной, рудной и послерудной тектоники. Соответственно могут измениться представления о возрасте оруденения и т. д.

Представляет интерес оценка систем планетарных трещин в качестве путей миграции нефти и газа, а также изучение рассеченных планетарными трещинами пород, служащих коллекторами этих полезных ископаемых.

¹ Подобное расположение складок и других структур и их полная подчиненность сети планетарной трещиноватости еще раз подчеркивает своеобразную природу Аджаро-Триалетской зоны, которая не выявляет, особенно в своей западной части, существенных качественных различий от смежных глыб и на основании характера структур и проявлений вулканизма рассматривается нами как авлакогенного типа активизированная зона Закавказского Срединного массива (Гамкрелидзе, 1970₂).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАНЕТАРНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Неоднократно отмечалось, что существует закономерная зависимость частоты проявления послойной трещиноватости от мощности слоя (Богданов, 1947; Смирнов, 1949; Кириллова, 1949; Новикова, 1951; Рац, 1962, и др.) А. С. Новикова и М. В. Рац показали, что среднее расстояние между трещинами возрастает с ростом мощности слоев по параболическому закону. К сожалению, авторы не высказываются по поводу причин появления этой интересной зависимости.

Особенно отчетливо зависимость расстояния между трещинами от мощности слоя можно наблюдать в осадочных породах, где их образование большинством исследователей связывается с процессами литогенеза. В пользу этого утверждения наряду с отмеченными другими исследователями аргументами говорит весьма любопытный факт, наблюдаемый в окрестностях Тбилиси, в среднеэоценовых «конгломератах запутанного напластования». Громадные глыбы слоистых пород, выведенные из первичного состояния в среднеэоценовое же время и приобретенные, следовательно, совершенно различную ориентацию, обладают самостоятельной перпендикулярной слоистости первичной трещиноватостью. Вместе с тем вся толща рассечена перпендикулярными к ней более поздними трещинами.

Возникновение мелкой трещиноватости в осадочных толщах главным образом должно быть связано с внутренними напряжениями, вызванными процессами литогенеза и, в частности, диагенетическими изменениями осадков. Однако наряду с этим породы постоянно испытывают планетарные напряжения, определяющие характер распределения внутренних напряжений, возникающих вследствие сокращения их объема (Шульц, 1964, 1970). Трещины образуются, по-видимому, не в поверхностной части осадков, а на определенной глубине, где и протекают процессы уплотнения и дегидратации, вызывающие сокращение их объема. Системы трещин возникают вследствие неравномерного распределения напряжений в однородных, на данном уровне, слоях пород. Неравномерность распределения механических напряжений в однородных телах, как указывают А. М. Плотников и А. Н. Петров (1969),... «во многих случаях имеет закономерный периодический характер, что обусловлено волновой природой механических напряжений ... Места максимального проявления деформации соответствуют зонам интерференционного усиления волн напряжений (пучностям стоячих волн). Расстояния между этими зонами равны длинам полуволн ($\lambda/2$) напряжений».

Основываясь на этих данных, послойное развитие основной массы планетарных трещин и закономерную зависимость расстояния между ними от мощности слоя можно объяснить ограничением высоты и соответственно длины волн напряжения поверхностями напластования, где имеет место «преломление лучей (направлений распространения волн) напряжения» (Плотников, Петров, 1969).

На распределение более глубоких планетарных трещин, по-видимому, оказывает влияние неоднородность секущихся ими толщ, которая в свою очередь обуславливает неравномерность распределения напряжений и соответственно наблюдающуюся неравномерность в их распределении¹. В большей мере сказанное относится к крупным разломам земной коры, привязанным к отдельным сейсмическим разделам.

Направление распространения волн, как внутренних, так и общепланетарных напряжений, в земной коре обуславливается, как видно, рота-

¹ К подобным трещинам, на наш взгляд, приурочено большинство кластических даек, подробно описанных М. М. Рубинштейном (1949) и Г. А. Чихрадзе (1964), в верхнем эоцене Триалетского хребта. Следовательно, эти трещины местами должны были достигать поверхности осадков и заполняться кластическим материалом.

ционными причинами, что и вызывает возникновение закономерных планетарных направлений систем трещин и разломов.

Однако наряду с существованием общего фона напряжений связанных с ротационным режимом Земли, в земной коре, как известно, имеют место значительные локальные усиления ее деформации, которые создаются, по-видимому, процессами глубинного внутриземного происхождения. Эти процессы и связанные с ними глубинные движения определяют предпочтительные направления перемещения по системам планетарных нарушений и характер деформации ограниченных ими блоков земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В мезозойских, кайнозойских и частью палеозойских осадочных и осадочно-эффузивных толщах Кавказа повсеместно развита перпендикулярная напластованию трещиноватость, которая не приурочена к локальным тектоническим формам и должна быть отнесена к разряду планетарной.

2. Определение первичной ориентации планетарных трещин Аджаро-Триалетской зоны и центральной части Грузинской глыбы показывает существование хорошо известных четырех планетарных направлений, образующих ортогональную и диагональную системы.

3. Подобные направления установлены и для трещиноватости Дзиркульского выступа кристаллического фундамента Грузинской глыбы. Близкие к отмеченным направления образуют также разломы фундамента центральной и западной частей этой глыбы.

4. Следовательно, подтверждается мнение о том, что планетарная трещиноватость охватывает не только платформенные, но и складчатые области, сохраняя характерные общие простирания в пространстве и длительно существуя во времени.

5. Наблюдения над планетарной трещиноватостью дают довольно ясное представление о характере и масштабах движения деформируемых пород, и следовательно, позволяют судить о кинематической стороне процесса деформации. Вместе с тем данные о планетарной трещиноватости должны учитываться при попытке выявления динамики процесса деформации.

6. Ориентировка планетарной трещиноватости может определять характер и направление пликативных дислокаций.

7. Представления о существовании первичных поверхностей раздела в виде планетарной трещиноватости и ее роли в процессе деформации пород заставляют по-новому подойти к решению как чисто теоретических вопросов тектоники, в частности вопросов тектонического моделирования, так и практических, связанных со становлением и развитием структур месторождений полезных ископаемых.

8. Происхождение мелкой планетарной трещиноватости осадочных и эффузивных толщ связано главным образом с разрядкой имеющих волновой характер внутренних напряжений, но подчиненных общепланетарным ротационно обусловленным напряжениям. Последние в свою очередь могут вызвать возникновение глобальной тектонической сети разломов и трещин в земной коре.

9. Наряду с существованием общего фона напряжений, связанных с ротационным режимом Земли, в земной коре имеют место значительные локальные усиления ее деформации, которые создаются процессами глубинного внутриземного происхождения.

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта.— Сов. геология, 1947, сб. 16.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Войновский-Кригер К. Г. Кливаж в меловых отложениях р. Лемвы.— Сов. геология, 1948, сб. 33.
- Гамкрелидзе И. П. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Гамкрелидзе И. П. О первичной трещиноватости пород Триалетского хребта и ее роли в процессе деформации.— Сообщ. АН Груз. ССР, 1970₁, т. 59, № 2.
- Гамкрелидзе И. П. К механизму складчатости Триалетского хребта.— Сообщ. АН ГрузССР, 1970₂, т. 60, № 1.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы.— Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, Монографии, 1949, № 2.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III и IV, «Наука», 1963.
- Грачев Л. Ф., Федоров И. П. Трещиноватость северо-восточной части Сибирской платформы (на примере Суханского прогиба). Вест. Леннгр. ун-та, Сер. геол., 1967, вып. 2, № 12.
- Громов В. К., Петрова Ф. К. Результаты изучения трещиноватости и коллекторские свойства палеозойских пород Восточной Башкирии.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 165.
- Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы.— Сообщ. АН ГрузССР, 1942, т. 3, № 1—2.
- Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. О соотношениях тектонических и планетарных трещин.— В кн.: VI совещание по проблемам планетологии, Изд-во Всес. геогр. о-ва, Л., 1968.
- Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 6 (133). Изд-во АН СССР, 1949.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. «Недра», 1969.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
- Невский В. А. Генетическая классификация трещиноватых горных пород.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 3.
- Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5.
- Огнев В. Н. О сдвигах в земной коре.— В кн.: Глубинные разломы. «Недра», 1964.
- Офман П. Е. Основные черты структуры Среднего Тимана.— Бюл. Москв. о-ва испыт. природы отд. геол., 1945, т. 20, № 5—6.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Статья 1 и 2.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956, № 1 и 3.
- Плотиников А. М., Петров А. И. Об отражениях в геологических объектах волновой природы механических напряжений.— В сб.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы (матер. к совещ. 13—17 окт. 1969 г.), Изд-во ВСЕГЕИ, Л., 1969.
- Рац М. В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя.— Докл. АН СССР, 1962, № 144, № 3.
- Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. «Недра», М., 1970.
- Рубинштейн М. М. Некоторые данные о так называемых нептунических дайках.— Сообщ. АН ГрузССР, 1949, т. 10, № 8.
- Смирнов Г. А. О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 3.
- Усов М. А. Структурная геология. Госгеолтехиздат, М., 1940.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. «Недра», 1971.
- Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. «Недра», 1967.
- Чарушин Г. В. О планетарной трещиноватости древних платформ Земли и ее планетологическом значении.— В кн.: V совещание по проблемам планетологии. Изд-во Всес. геогр. о-ва, Л., 1965.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Изд-во АН УССР, 1963.
- Чихрадзе Г. А. Песчаниковые дайки из верхнего эоцена, Тонетис-Хеви (Триалетский хребет).— Сб.: К XXII сессии Межд. геол. конгр., Тбилиси, 1964.
- Чудинский В. Л. Об упорядоченности трещинно-разрывной сетки горных пород платформенных областей.— В сб.: Давления и мех. напряжения в развитии состава,

- структуры и рельефа литосферы (матер. к совещ. 13—17 окт. 1969 г.). Изд-во ВСЕГЕИ. Л., 1969.
- Ш а т с к и й Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Матер. к познанию геол. строения СССР, Изд-во МГУ, 1945, вып. 2.
- Ш а т с к и й Н. С. 1) Очерки тектоники Волго-Уральской области; 2) О происхождении Пачельского прогиба. Изб. тр., т. II, «Наука», 1964.
- Ш т и л л е Г. Избранные труды. «Мир», 1964.
- Ш у л ь ц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Докл. сов. геол. к XXII сесс. Межд. геол. конгр. Проблема деформации пород и тектоника. «Наука», 1964.
- Ш у л ь ц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа. Тр. совещ. по изучению четвертичного периода. «Недра», 1965.
- Ш у л ь ц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости.— Геотектоника, 1966, № 2.
- Ш у л ь ц С. С. Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1969, № 6.
- Ш у л ь ц С. С. Линеаменты.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1970, № 24.
- Ш у л ь ц С. С. Планетарные трещины и тектонические дислокации.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Adler R., Fenchel W. und Pilger A. Statistische Methoden in der Tektonik. Clausthaler tektonische, Hf. 2, 1965.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, No. 6.
- Hodgsson R. Genetik and geometrik relation between structures in basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado Plateau and Wyoming.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, v. 49, № 7.
- Knetsch G. Über ein Struktur-Experiment an einer Kugel und Beziehung zwischen Gross-Lineamenten und Pol-Lagen in der Erdgeschichte.— Geol. Rundschau, 1964, B. 54.
- Krauß H. F. Gefügeachsen im westlichen Teil des Vestischen Hauptsattels und ihre Beziehung zu den übrigen tektonischen Elementen. Clausthaler geologische Abhandlungen, Hf. 2, 1965.
- Moody I. D., Hill M. I. Wrench-fault tectonics.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67.
- Parker Y. M. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1942, vol. 53.
- Pilger A. Beziehungen der kleintektonischen zu den großtektonischen Formen im Ruhrkarbon. Clausthaler geologische Abhandlungen, Hf. 1, 1965.
- Plafker G. Oriented lakes and lineaments in northeast Bolivia.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, № 6.
- Sonder R. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme.— Eclogae. geol. Helv., 1938, v. 31.
- Stille H. Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinent Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gessellschaft, Bd. 37, Stuttgart, 1945.

Геологический институт
АН ГрузССР

Статья поступила
20 января 1972 г.

УДК 551.242.3(517.3)

В. А. БЛАГОНРАВОВ, Н. С. ЗАЙЦЕВ

ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА РАННИХ КАЛЕДОНИД МОНГОЛИИ

Рассматривается строение Джидинской зоны ранних каледонид в пределах Монголии; дается ее сравнение с разновозрастными структурами других районов Монголии и смежных частей Советского Союза. Показано, что в строении зоны принимают участие верхнедокембрийские и кембрийские толщи, сложенные преимущественно терригенными и карбонатными породами с подчиненными им эффузивами главным образом андезит-дацитового и липаритового состава. Анализ нового материала приводит авторов к выводу о заложении Джидинской геосинклинальной раннекаледонской зоны на сиалической (континентальной) коре.

Главнейшие структурные элементы Монголии были созданы в течение позднего докембрия и палеозоя. Основную роль среди них играют раннекаледонские и герцинские структуры. Первые широко развиты в центральных и северных районах страны, занимая большую часть ее территории, вторые — образуют субширотный пояс на юге.

В ранних каледонидах Северной Монголии выделяется ряд отдельных прогибов и поднятий, описывавшихся в литературе, как правило, в качестве структурно-фациальных зон. Среди них наименее изученной до последнего времени оставалась Джидинская зона, охватывающая левобережье р. Селенги (бассейн рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол и хр. Бутулин-Нуру). Представления о геологическом строении этой зоны базировались на очень скудных данных, заимствованных из геолого-съемочных отчетов, составленных в ряде случаев по работам рекогносцировочного характера. Тем не менее в опубликованной литературе она обычно считалась раннекаледонской вулканогенной зоной, в которой преобладающую роль играют эффузивные породы спилито-диабазовой формации, и на этом основании делались выводы об особом характере начальных стадий ее развития (Амантов и др., 1967; Зоненшайн, 1970, и др.). Надо сказать, что ни состав, ни возраст и последовательность залегания геосинклинальных толщ, слагающих Джидинскую зону, достаточно достоверно выяснены не были. Никаких органических остатков в этих толщах до наших исследований известно не было, а отнесение их к кембрию базировалось лишь на находках археоциат и водорослей, обнаруженных М. В. Бесовой еще в 1932 г. в известняках среди вулканогенных пород на смежной территории Советского Союза, в бассейне р. Джиды (Маринов, 1957).

В течение 1970—1971 гг. авторы провели более детальные исследования в монгольской части Джидинской зоны. Собранные нами материалы в значительной степени меняют сложившиеся представления о ее строении и позволяют существенно по-иному трактовать историю геологического развития и формирования структур не только собственно Джидинского прогиба, но и раннекаледонских структур других районов Северной Монголии и сопредельных площадей Советского Союза.

Исследованиями в рассматриваемой зоне в основном были охвачены три участка: 1 — район слияния рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол; 2 — хр. Эрдэ-

ни-Нуру и 3 — бассейн среднего течения р. Эггын-Гол, в районе рек Бургэлу-Гол и Тэрхин-Гол (рис. 1).

В районе слияния рек Эггын-Гол и Ури-Гол развиты главным образом позднедокембрийские-нижнекембрийские образования, которые разделяются на три толщи (снизу вверх): терригенную, карбонатно-эффузивную и карбонатную (рис. 2).

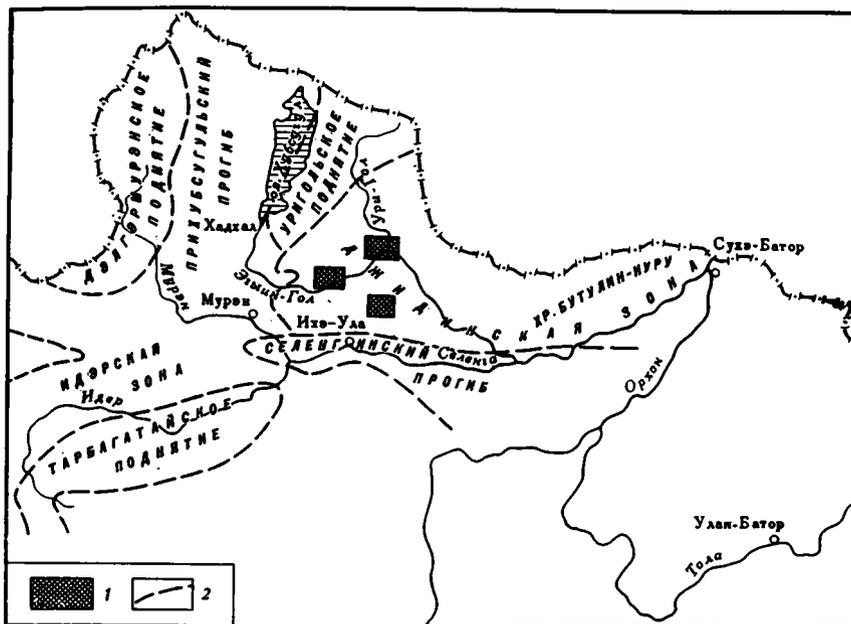


Рис. 1. Обзорная схема

1 — участки работ; 2 — границы структурных зон Северной Монголии

Нижняя — терригенная толща характеризуется четко выраженной слоистостью и преобладающей серо-зеленой окраской. В основном она состоит из известковистых полимиктовых различных по зернистости песчаников, среди которых иногда появляются тонкополосчатые алевролиты, кремнистые аргилиты и гравелиты с редкой «плавающей» галькой. Подошва толщи не вскрыта; видимая мощность ее около 1500 м.

Средняя — карбонатно-эффузивная толща, с азимутальным несогласием перекрывающая терригенную, сложена главным образом зеленокаменными часто миндалекаменными нередко альбитизированными порфиритами андезитового состава. Местами им сопутствуют туфы и туфолавы, а также андезито-базальтовые эффузивы. Иногда вулканиты бывают эпидотизированы, карбонатизированы и сильно ожелезнены. Среди вулканогенных пород часто присутствуют серые и темно-серые средние и мелкозернистые мраморизованные известняки, слагающие линзы, линзовидные горизонты и пачки мощностью от нескольких метров до 300 м. В одном из таких горизонтов, расположенном в верхней трети разреза толщи, на левобережье р. Ури-Гол у впадения в нее рч. Цэрлиг-Гол, впервые на территории Джидинской зоны авторами в 1971 г. были собраны остатки археоциат¹ *Monocyathus* sp., *Propriolynthus* sp. n., *Aldanocyathus* sp., *Archaeofungia* ex gr. *naletovi* Vol., *Rotundocyathus* sp. n., *Robustocyathus* sp., *Nochoroicyathus* sp., *Protopharetra* sp., а также плохой сохранности *Ajacyathidae* и *Ethmophyllidae*.

На правом берегу рч. Цэрлиг-Гол в 4 км выше устья нами же в известняках обнаружены онколиты.

¹ Определения археоциат любезно сделаны А. Ю. Розановым.

Резко подчиненное значение в составе карбонатно-эффузивной толщи имеют темно-серые и кремновые кремнистые породы, ассоциирующиеся обычно с известняками и образовавшиеся в основном за счет окремнения последних. Изредка встречаются туфопесчаники и туфоконгломераты. Мощность карбонатно-эффузивной толщи составляет 2000—2500 м.

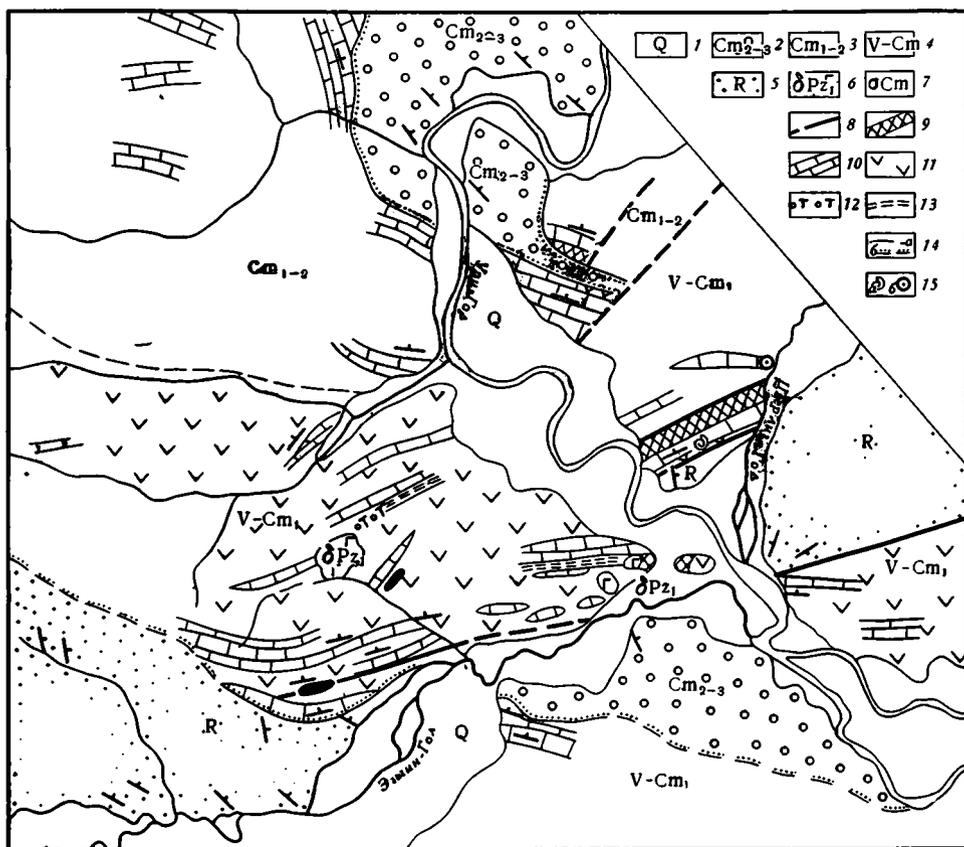


Рис. 2. Геологическая карта района слияния рек Эгуйн-Гол и Ури-Гол

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — средне-верхнекембрийская грубообломочная толща; 3 — ниже-среднекембрийская карбонатная толща; 4 — вендско-нижнекембрийская карбонатно-эффузивная толща; 5 — рифейская терригенная толща; 6 — нижнепалеозойские габброиды; 7 — гипербазиты; 8 — разломы (на карте залито черным); 9 — зоны ожелезнения; 10 — карбонатные породы; 11 — эффузивы и туфы преимущественно среднего состава; 12 — туфоконгломераты; 13 — кремнистые породы; 14 — границы, а — нормального стратиграфического и интрузивного контактов, б — несогласного залегания отложений; 15 — места находок: а — археоциат, б — онколитов

Верхняя — карбонатная толща, тесно связанная с нижележащей, сложена серыми и темно-серыми обычно очень плотными однообразными окремненными и мраморизованными известняками. Иногда присутствуют доломитизированные разности с неясным «узорчатым» рисунком на выветрелой поверхности. Эти породы напоминают известняки, развитые в Прихубсугулье в составе средней толщи эгуйнгольской свиги (Благонравов и др., 1971). Мощность карбонатной толщи не менее 500 м. Никаких органических остатков в ней не найдено.

Возраст всех описанных толщ определяется на основании следующих данных. Как указано выше, в известняках верхней трети разреза карбонатно-эффузивной толщи содержатся археоциаты, характерные, по за-

ключению А. Ю. Розанова, для камешковского горизонта нижнего кембрия, т. е. для самой верхней части алданского яруса. Можно предполагать, судя по тесной связи всех пород толщи, что самые верхи ее захватывают и более высокие слои, поднимаясь до уровня санаштыкгольского горизонта. Значительная по мощности часть разреза толщи, залегающая под слоями с камешковскими археоциатами, вероятно, будет соответствовать низам алданского яруса и может быть даже юдомскому горизонту (венду).

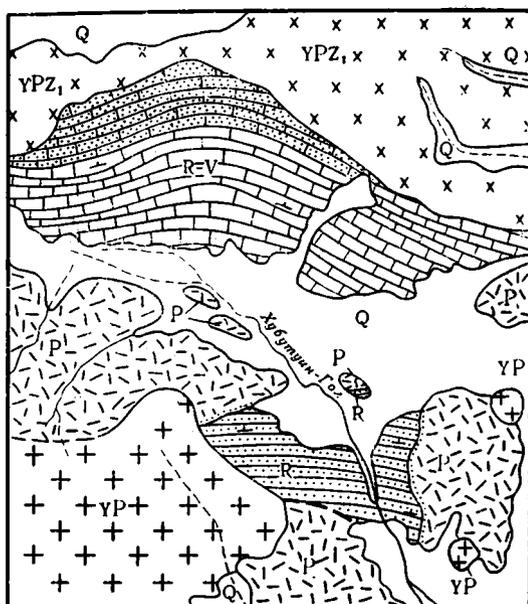


Рис. 3. Геологическая карта хр. Эрдэни-Нуру
 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — пермские эффузивы и туфы пестрого состава; 3 — рифейско-вендская существенно карбонатная толща; 4 — рифейская карбонатно-терригенная толща; 5 — пермские граниты и граносиениты; 6 — нижнепалеозойские гранодиориты и кварцевые диориты; 7 — ороговичкованные и окварцованные карбонатные породы; 8 — границы: а — установленные, б — предполагаемые, в — несогласного залегания отложений; 9 — разломы

Залегающая ниже терригенная толща, отделенная от карбонатно-эффузивной местным перерывом и несогласием, следовательно, может быть сопоставлена с сархойской свитой Восточного Саяна и отнесена к низам венда — верхам рифея. Возраст самой верхней — карбонатной толщи, связанной постепенным переходом с карбонатно-эффузивной, также скорее всего в основном раннекембрийский (в объеме части санаштыкгольского и обручевского горизонтов), хотя и не исключено, исходя из аналогии с кембрийскими разрезами Саяно-Алтайской области и Южного Прихубсугулья, что своими верхами она заходит в средний кембрий.

На описанные породы в этом районе с четко выраженным несогласием и разрывом налегает грубообломочная толща, представляющая собой типичную раннекаледонскую молассу. В ее составе преобладают крупногалечные (до валунных) конгломераты зеленовато-серого цвета. Галька и валуны хорошо окатаны и состоят преимущественно из местных пород, в основном из андезитовых эффузивов и туфов, реже встречаются габброиды, гранитоиды, известняки, кремнистые породы. Цементом служит мелкообломочный материал тех же пород. В верхней части разреза обычно появляются полимиктовые песчаники и алевролиты в отдельных пачках вишнево-серой окраски. Мощность всей толщи около 1500 м. Органических остатков в ней не обнаружено. По составу и характеру строения она больше всего напоминает развитую в северо-восточных районах Тувы аласугскую свиту, относящуюся по возрасту к среднему-верхнему кембрию (Благонравов, 1959; Агентов и др., 1966). По стратиграфическому положению и по составу описываемая толща имеет также определенное сходство с черемшанской и баджей-

ской свитами Восточного Саяна (Стратиграфия СССР, т. III. Кембрийская система, 1965).

В хр. Эрдэни-Нуру выделяются две толщи: нижняя — карбонатно-терригенная и верхняя — карбонатная (рис. 3).

Карбонатно-терригенная толща состоит в основном из мелко- и среднезернистых известковистых песчаников, обладающих серой и зеленовато-серой окраской. Среди песчаников часто встречаются прослои (0,1—3,0 м) серых известняков, нередко песчанистых; местами появляются лиловые и серые филлиты и кремнистые породы. Видимая мощность этой толщи не превышает 500 м.

Карбонатная толща сложена серыми, преимущественно среднезернистыми и подчиненными им мелкозернистыми, неясно слоистыми, часто окремненными известняками. Местами известнякам сопутствуют кремнистые породы и сильно измененные эффузивы и пирокласты андезитового состава. Видимая мощность карбонатной толщи около 1000 м.

Более высокое стратиграфическое положение карбонатной толщи относительно карбонатно-терригенной в этом районе определяется одинаковым (северным) падением слоев в обеих толщах и одинаковой последовательностью залегания с близкими по составу толщами, развитыми на других участках Джидинской зоны. Возраст рассматриваемых толщ также основан лишь на сравнениях с литологически сходными отложениями, распространенными в пределах Джидинской зоны и более западных районах Северной Монголии. Нижняя толща скорее всего является рифейской, верхняя (карбонатная) — верхнерифейско-вендской. Однако не исключено, что верхние горизонты последней могут частично оказаться нижекембрийскими.

Попутно отметим, что сравнительно широко развитые в хр. Эрдэни-Нуру эффузивы и туфы кислого и среднего состава, ранее считавшиеся нижекембрийскими, несомненно являются более молодыми, вероятнее всего пермскими. Они с четко выраженным несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на позднекембрийских отложениях и характеризуются красноцветной окраской, а также слабой степенью вторичных изменений.

В среднем течении р. Эггйн-Гол, в бассейнах рек Бургэлту-Гол и Тэрхлин-Гол¹ в строении позднекембрийско-нижекембрийского геосинклинального комплекса участвуют три согласно пластующиеся толщи: нижняя и верхняя вулканогенно-терригенные, средняя существенно карбонатная (рис. 4).

Нижняя толща сложена серо-зелеными и серыми известковисто-хлорит-серицитовыми и глинистыми сланцами, рассланцованными туфами, туфобрекчиями, лавами андезитового, андезит-дацитового и липаритового состава, а также известняками, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Количественные соотношения между этими породами в разных местах различные, хотя в большинстве случаев среди них преобладают нормально осадочные и лишь на отдельных участках вулканогенные породы. Как правило, вулканиты среднего состава чаще встречаются в нижней половине разреза, более кислые лавы и пирокласты сосредоточены в его верхах. Мощность этой толщи составляет 2000—2500 м.

Средняя — существенно карбонатная толща представлена главным образом мраморизованными известняками, содержащими подчиненные прослои темно-серых и зеленовато-серых углисто-глинистых и известковисто-сланцевых сланцев, кварцитов и песчаников. Примечательны в этой толще конгломератовидные известняки с кремнистыми стяжениями и обломками кремнистых пород, образующие целые прослои и пачки. Особенно широко такие известняки развиты в устьевой части р. Бургэлту-Гол и в долине следующего (вниз по течению) левого притока р. Эггйн-Гол. Мощность карбонатной толщи около 1500 м.

¹ В изучении этого участка принимал участие монгольский геолог Ж. Бямба.

Верхняя вулканогенно-терригенная толща состоит из серых и зеленовато-серых известковисто-слюдистых и глинистых сланцев, полимиктовых и туфогенных песчаников, эффузивов и туфов преимущественно андезитового состава, микрокварцитов и известняков. Мощность верхней толщи равна 1500—2000 м.

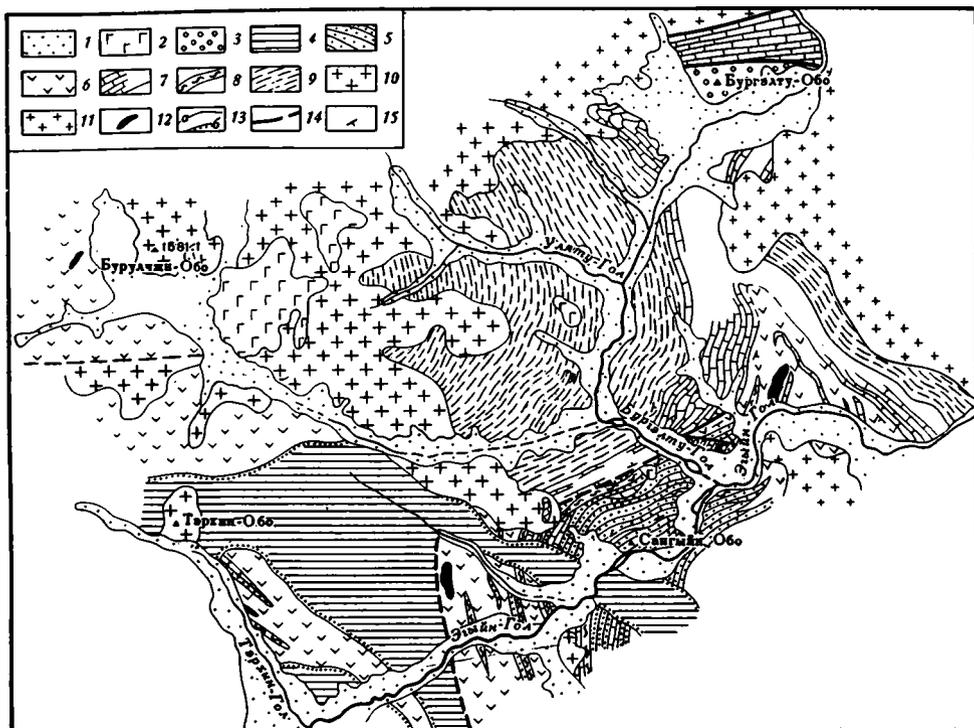


Рис. 4. Геологическая карта среднего течения р. Эгыйн-Гол

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — юрско-меловые терригенные отложения; 4 — средне-верхнекембрийская грубообломочная толща; 5 — 9 — позднедокембрийско-нижнекембрийские отложения (5 — 8 — верхняя и средняя толщи); 5 — песчаники и сланцы, 6 — эффузивы, 7 — карбонатные породы, 8 — кварциты, 9 — нижняя толща; 10 — девонские граниты; 11 — нижнепалеозойские гранодиориты и кварцевые диориты; 12 — гипербазиты; 13 — границы: а — нормального стратиграфического и интрузивного контакта, б — несогласного залегания отложений; 14 — разломы; 15 — элементы залегания

Органических остатков ни в одной из этих толщ пока не обнаружено, и поэтому их позднедокембрийско-раннекембрийский возраст принимается на основании сходства данного разреза с фаунистически охарактеризованными разрезами позднего докембрия — нижнего кембрия района слияния рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол и Прихубсугулья (Зайцев, Ильин, 1970₂).

В среднем течении р. Эгыйн-Гол рассматриваемые отложения с четко выраженным разрывом и угловым несогласием перекрываются существенно грубообломочной толщей мощностью около 1500—2000 м. Эта толща состоит из полимиктовых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, которым подчинены алевролиты, аргиллиты и известняки. Грубообломочные породы слагают нижнюю и среднюю части толщи, тонкообломочные и карбонатные приурочены к ее верхам. В обломочном материале конгломератов, гравелитов и песчаников в большом количестве содержатся эффузивы, кремнистые породы и известняки, аналогичные развитым в подстилающих позднедокембрийских-нижнекембрийских образованиях, а также габброиды, диориты и более кислые гранитоиды нижнепалеозойского, так называемого тэлминского ком-

Рифей (верхний?) — венд		Нижний кембрий		Средний — верхний кембрий		
Вулканогенно-терригенная (дархатская) серия 3000 м	Доломитовая	Известняковая		Сводный разрез Прихусугульского прогиба		
	Хусугульская серия					
	нижняя часть 2500 м		верхняя часть 3000 м			
	Кремнисто-карбонатные отложения ?	Карбонатная (эгвингольская) свита 1300 м	Вулканогенно-терригенная (ухутологийская) свита 300 м	Карбонатная (уджингольская) свита 500 м	Район горы Уху-Тологой	
Вулканогенно-терригенная толща 1500—2000 м	Карбонатная толща 1500 м	Вулканогенно-терригенная толща 2000—2500 м		Грубообломочная толща 1500—2000 м		
Карбонатно-терригенная толща 500 м	Карбонатная толща 1000 м	Хр. Эрлэни-Нуру				
Терригенная толща 1500 м	Карбонатно-эффузивная толща 2000—2500 м					Карбонатная толща 500 м

Прихусугульский прогиб

Джидлинская зона

Среднее течение
р. Эгвин-Гол

Район слиния рек
Эгвин Гол и Ури-Гол

плекса. Эта грубообломочная толща по составу, соотношению с подстилающими породами и характеру дислокаций почти ничем не отличается от вышеописанных грубообломочных молассовых образований, развитых в районе слияния рек Эггын-Гол и Ури-Гол.

Позднекембрийско-нижекембрийский комплекс имеет близкий состав и строение кроме описанных и в других районах Джидинской зоны. В частности, на левом берегу Селенги, севернее сомона Ихэ-Ула, из-под пермских вулканитов Селенгинского пояса выходят на поверхность терригенные, карбонатные и вулканогенные образования, которые в отличие от развитых в бассейнах рек Эггын-Гол и Ури-Гол характеризуются лишь более кислым составом эффузивов и туфов. Вулканогенно-терригенные толщи развиты также в хр. Бутулин-Нуру, где они, по данным И. П. Палея, обычно интенсивно метаморфизованы, а в центральной части хребта превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты.

Приведенный фактический материал с несомненностью позволяет говорить, что в Джидинской зоне нижняя часть разреза собственно геосинклинального комплекса, достигающая мощности 2500 м, является существенно терригенной, хотя на отдельных участках содержит значительное количество карбонатных пород или вулканических образований андезитового, дацитового и липаритового состава. Вышележащая часть разреза (1000—1500 м) обычно имеет карбонатный состав. Венчается разрез геосинклинального комплекса вулканогенно-карбонатно-терригенной толщей мощностью 1500—2000 м. В ней среди вулканических образований резко преобладают эффузивы и пирокласты андезитового состава.

В целом разрез геосинклинального комплекса характеризуется непрерывностью; только вблизи слияния рек Эггын-Гол и Ури-Гол между нижней терригенной толщей и располагающимися выше образованиями наблюдаются перерыв и несогласие, скорее всего местного значения. Кстати сказать, в этом же районе карбонатные породы обособляются в самостоятельную толщу (мощностью более 500 м) лишь в верхах видимого разреза, а на более низких уровнях они образуют среди вулканитов линзовидные прослои и пачки, мощность которых обычно не превышает 300 м. Возраст рассматриваемого комплекса, как было показано выше, имеет широкий диапазон — от верхов рифея до низов среднего кембрия.

Итак, вулканогенные образования в разрезе позднего рифея — нижнего кембрия Джидинской зоны хотя и играют существенную роль, однако количественно уступают терригенным и карбонатным отложениям вместе взятым. К тому же среди вулканитов доминируют производные андезит-дацитового ряда; эффузивы и их туфы более основного и более кислого состава имеют подчиненное значение. Примерно такая же картина, как выяснено, вырисовывается для Забайкальской части Джидинской зоны на территории Советского Союза, где установлено, что в составе раннекаледонского комплекса среди вулканитов производные основной магмы играют ничтожную роль и количественно значительно уступают эффузивам и пирокластам среднего и кислого состава. Так, в бассейне р. Джиды, в пограничных с Монголией районах, по данным Е. Н. Алтухова и А. Д. Смирнова (устное сообщение), основные эффузивы хохюртовской свиты развиты лишь в узких полосах, ограниченных или приуроченных к разломам. На основной площади своего распространения эта свита сложена карбонатными породами и вулканитами среднего и кислого состава. Северо-восточнее, в бассейнах рек Уда и Витим (Уда-Витимская зона), вулканогенные кембрийские толщи, ранее относившиеся к спилито-кератофировой формации, на самом деле представлены породами андезит-дацит-липаритового ряда при полном отсутствии спилитов (Жалсабан и др., 1967).

Позднедокембрийско-нижекембрийский комплекс Джидинской зоны по характеру строения и объему достаточно близок также раннекаледонскому комплексу Прихубсугуля (Зайцев, Ильин, 1970₁; 1970₂). При этом нижняя преимущественно терригенная толща Джидинской зоны имеет много общего с дархатской (сархойской) серией Прихубсугульского прогиба, а залегающие выше карбонатная и вулканогенно-карбонатно-терригенная толщи в совокупности соответствуют хубсугульской (боксонской) серии Прихубсугуля. Однако во время формирования геосинклинального комплекса Джидинской зоны в ней интенсивнее, чем в Прихубсугульском прогибе, проявлялся подводный вулканизм преимущественно среднего состава. Отмечное сходство геосинклинальных комплексов этих районов Северной Монголии, очевидно, свидетельствует об отсутствии в раннекаледонское время резкой границы между Прихубсугульским прогибом и Джидинской зоной. По-видимому, существенно карбонатные толщи, накапливавшиеся в Прихубсугулье, в восточном направлении постепенно обогащались продуктами вулканической деятельности.

Сопоставление толщ позднего докембрия — нижнего кембрия, развитых в Джидинской зоне, и корреляция их с соответствующими отложениями Прихубсугуля показаны на схеме.

В целом развитые в пределах Джидинской зоны позднедокембрийские-нижекембрийские породы образуют сложную геосинклинальную вулканогенно-карбонатно-терригенную ассоциацию, в составе которой в отдельных районах могут быть выделены самостоятельные терригенная, карбонатная, карбонатно-вулканогенная и вулканогенно-терригенная формации. Такой характер формаций не позволяет относить эту зону к категории вулканогенных, как это считалось ранее, а состав распространенных в ее пределах вулканитов противоречит указаниям о широком развитии здесь продуктов вулканизма спилит-диабазового типа. По общей длительности вулканических процессов, происходивших в течение всего позднедокембрийско-раннекембрийского этапа геосинклинального развития, Джидинская зона скорее всего отвечает понятию миктогеосинклинали по классификации, недавно предложенной Ю. М. Пущаровским (1971).

Ведущее значение в строении Джидинской зоны принадлежит именно позднедокембрийско-раннекембрийскому геосинклинальному комплексу, нередко прорванному нижнепалеозойскими гранитоидными интрузиями. Структуры, образованные этим комплексом, характеризуются довольно сложными дислокациями линейно-блокового типа, сопровождаемыми многочисленными разломами. Нередко в пределах разных блоков складки имеют различную ориентировку и характеризуются неодинаковым размахом крыльев и их наклоном. Позднедокембрийско-нижекембрийский геосинклинальный комплекс с разрывом и несогласием перекрывается существенно грубообломочными сероцветными и зеленоцветными отложениями вероятнее всего средне-верхнекембрийского возраста. Эти отложения, выполняющие небольшие по размеру явно наложенные структуры, являются типично орогенными образованиями и соответствуют так называемой нижней молассе (Моссаковский, 1965, и др.). Вышележащий структурный комплекс, относящийся большинством исследователей к Селенгинскому вулканическому поясу, располагается с перерывом и несогласием на раннекаледонском основании. В его строении участвуют главным образом наземные пермские эффузивы пестрого состава (иногда ассоциирующиеся с красноцветной континентальной молассой), прорванные комагматичными субщелочными и нормальными гранитоидами.

Таким образом, анализ полученного материала показывает, что собственно геосинклинальное развитие Джидинской зоны, так же как и других раннекаледонских зон Северной Монголии, закончилось в среднем

кембрии (Амантов и др., 1970; Зоненшайн, 1970; Благонравов, 1971). В это время накопившиеся в ее пределах толщи были деформированы в сложные складки, а сама зона в целом испытала воздымание, сопровождавшееся внедрением гранитоидных масс. В орогенный период, начиная со второй половины кембрия, здесь возникли разновеликие межгорные впадины, заполнявшиеся грубообломочной молассой, в составе которой преобладает местный материал. Более молодые позднепалеозойские, а в восточной части зоны и раннемезозойские наложенные структуры связаны с развитием Селенгинского вулканического пояса.

Преобладание в позднекембрийско-нижекембрийском геосинклинальном комплексе Джидинской зоны терригенных и карбонатных пород, наличие лав и пирокластов преимущественно среднего, а местами и кислого состава, определенное сходство разрезов этого комплекса с одновозрастными разрезами Прихубсугульского прогиба, а также линейно-блоковый характер дислокаций свидетельствуют, очевидно, о заложении рассматриваемой зоны на коре континентального типа. Это сиалическое основание в позднем докембрии — раннем кембрии было в какой-то степени раздроблено и разбито на блоки. При этом некоторые из разломов, вероятно, проникли в подкоровое пространство и послужили каналами для подведения к поверхности глубинного магматического материала. Очевидно, с этими же разломами было связано формирование гипербазитовых тел.

Литература

- Агентов А. Б., Владимирский Г. М., Кудрявцев Г. А. Кембрийская система.— В кн.: Геология СССР, т. XXIX. «Недра», М., 1966.
- Амантов В. А., Благонравов В. А., Борзаковский Ю. А., Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Филиппова И. Б., Хасин Р. А. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Тр. Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1, «Наука», М., 1970.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых.— В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. «Недра», М., 1967.
- Благонравов В. А. Об аласугской и систигемской свитах бассейнов рек Систиг-Хема, Узы, Чаваша, Ала-Суга.— Тр. ВАГТ, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.
- Благонравов В. А. Главный геосинклинальный этап развития ранних каледонид Северной Монголии (тез. докл.).— В сб.: II конференция по проблеме «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран». НИЛЗарубежгеология, М., 1971.
- Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Коробов М. Н., Покровская Н. В. Первые нижекембрийские трилобиты Монголии.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 6.
- Жалсабан Д., Лямкина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова Э. П., Язымир М. М., Кузьмин И. Я. Магматические формации Западного Забайкалья.— В сб.: Матер. к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР).— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба. Геотектоника, 1970, № 5.
- Зоненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дис., 1970 (МГУ).
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты. Обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», М., 1971.
- Стратиграфия СССР. т. III, Кембрийская система. «Недра», М., 1965.

УДК 551.241 (234.85)

Н. И. ХАЛЕВИН**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

По мощности земной коры и ее физическим характеристикам уточнено тектоническое районирование региона. Южное и северное замыкания Уральской геосинклинали и характер сочленения ее с сопредельными регионами более сложны, чем представлялось ранее. Обосновано выделение осевой структуры Урала, где при увеличенной мощности земной коры наблюдаются положительные гравитационные аномалии. Это указывает на повышенную плотность и преимущественное развитие пород основного и ультраосновного состава.

Урал является одной из старейших горнорудных провинций Советского Союза. Поэтому он характеризуется длительной историей геологических изысканий и сравнительно высокой исследованностью. В процессе изучения региона все более ясной становилась необходимость познания его глубинного строения, так как без этого не могли быть установлены, в частности, многие элементы металлогении и истории развития. Изучение глубинного строения Урала представлено исследованиями трех направлений. Основанием для первого служат геологические данные, т. е. материалы по изучению верхних горизонтов земной коры (Яншин, 1953, 1965; Пейве, 1956; Горский 1958; Пронин, 1958, 1964; Романов, 1958; Перфильев, 1968; Червяковский, 1968; Белоусов, 1969; Смирнов, 1971). Второе направление характеризуется широким применением гравитационных и магнитных данных (Тимофеев, Беллавин, 1959; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Халевин, 1960, 1962; Малахов, Желобов, 1962; Ананьева, Дорофеев, 1963; Фотиади, Каратаев, 1963; Булашевич и др., 1965; Ярош, 1965; Симоненко, 1967; Иванов, 1968).

Принципиально новые данные о глубинном строении земной коры Урала получены в последние годы методами взрывной сейсмологии. Геосинклиальная область пересечена тремя субширотными профилями глубинных сейсмических зондирований, а значительные территории изучены при площадных работах с использованием упругих волн, возбуждаемых взрывами в карьерах и шахтах. В той или иной мере эти данные и другие материалы ГСЗ легли в основу ряда работ (Борисов, 1964; Андреев и др., 1966; Халевин и др., 1966; Ананьева и др., 1968; Деменецкая, Москалева, 1968; Огарин, 1968; Померанцева, 1968; Соколов, 1968; Сурков, 1968; Ярош, 1968; Антоненко, 1969; Дружинин и др., 1969; Косминская и др., 1969; Крылов и др., 1970; Абдулин и др., 1972; Хрычев и др., 1972).

Для расширения знаний о глубинном строении Урала в настоящее время имеется возможность комплексно проанализировать тектонические, неотектонические, магнитометрические, гравиметрические, магнитотеллурические, сейсмологические данные, а также результаты глубинных сейсмических зондирований. Для выделения основных элементов строения земной коры Урала и сопредельных регионов нами в основном рассматриваются карты фактического материала в масштабе 1 : 5 000 000. При анализе таких мелкомасштабных данных, естественно, могут выпадать из поля зрения многие особенности структуры той или иной

площади. Однако главные элементы строения земной коры регионов будут подчеркнуты. Тектоника и неотектоника приняты нами по работам А. Л. Яншина (1965) и Н. И. Николаева, С. С. Шульца (1961).

Магнитное поле. Анализу данных магнитометрических исследований на Урале и в прилегающих регионах посвящено немало работ (Ананьева, Дорофеев, 1963; Булашевич и др., 1965; Ярош, 1965; Симоненко, 1967). Южный и Средний Урал обладают в целом пониженными отметками ΔT , на фоне которых четко выражены линейно-вытянутые положительные аномалии субмеридионального простирания (рис. 1). Северный и Полярный Урал также характеризуются линейными аномалиями субмеридионального и северо-восточного простирания, но здесь положительные магнитные поля занимают большую площадь, чем отрицательные.

Восток Восточно-Европейской платформы разделяется на три значительно разнящиеся территории. В средней части преобладают изометричные положительные аномалии, лишь на широте Свердловска более распространены субширотные аномалии, разделенные линейно-вытянутыми зонами отрицательных значений ΔT . Северо-восток Восточно-Европейской платформы характеризуется интенсивными широкими аномалиями обоих знаков при северо-западном простирании. В Прикаспийской синеклизе магнитное поле в основном отрицательное при наиболее интенсивных аномалиях в западной половине.

В западных частях Центрального Казахстана и Западно-Сибирской плиты преобладают изометричные положительные аномалии ΔT . Иная картина наблюдается для Туранской плиты. Если к западу и востоку от Аральского моря преобладают нулевые и отрицательные поля небольшой интенсивности, то к юго-востоку от него отметки положительны, а к юго-западу распространены уже линейные аномалии обоих знаков.

Поле силы тяжести. В связи с изучением структуры земной коры Урала и прилегающих областей аномалии Δg анализировались многими исследователями (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Халевин, 1960, 1962; Фотиади, Каратаев, 1963; Борисов, 1964; Ярош, 1965, 1968; Андреев и др., 1966; Ананьева и др., 1968; Огарин, 1968; Сурков, 1968). По аномалиям Буге рассматриваемую площадь можно разделить на северную и южную части. В северной половине преобладают положительные и нулевые отметки Δg , а в южной — отрицательные (рис. 2). Особенностью гравитационного поля следует считать субмеридиональную положительную аномалию шириной 100—150 км, прослеживающуюся на протяжении более 2 тыс. км (Халевин, 1960). В большей своей части она коррелируется с Тагило-Магнитогорским прогибом.

Для Прикаспийской синеклизы характерно преобладание отрицательных отметок, на остальной территории востока Восточно-Европейской платформы — положительных значений Δg . Южной и северной частям Предуралья и миogeосинклинали Урала соответствуют отрицательные аномалии. В средней части, к западу от Свердловска, в гравитационном поле они практически не выделяются.

Отрицательные гравитационные поля характерны для Центрального Казахстана. В пределах Западно-Сибирской и Туранской плит наиболее показательны близкие к нулевым отметки Δg . Для Туранской плиты картина сложнее: ее восточная часть характеризуется отрицательным полем и не отличается, таким образом, от Центрального Казахстана.

Сейсмичность. По сейсмичности рассматриваемую площадь можно разделить на две части. Если ее южная окраина относится к одной из наиболее активных областей Советского Союза, то остальная территория малосейсмична (Атлас землетрясений в СССР, 1962). Однако, по имеющимся литературным данным, здесь отмечается повышение сейсмичности Среднего Урала (Вейс-Ксенофонтова, Попов, 1940). На осно-

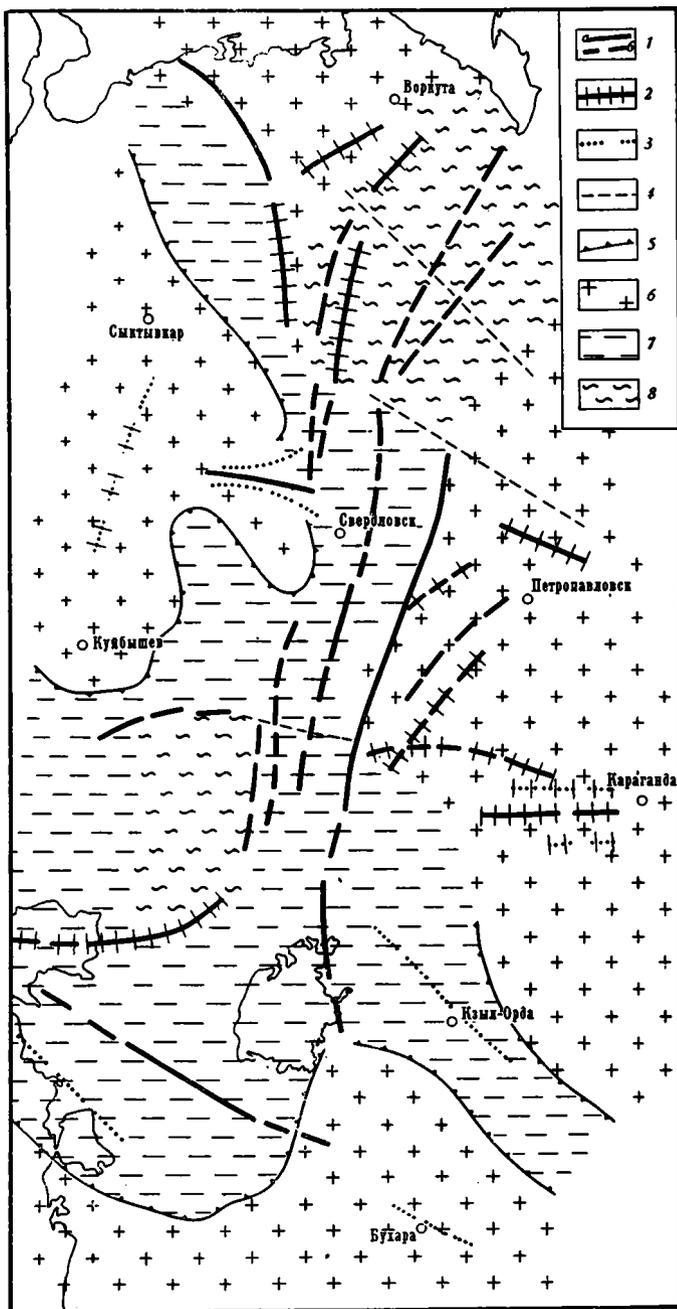


Рис. 1. Схема элементов магнитного поля

1 — оси положительных аномалий (а — выдержанных, б — прерывистых); 2 — оси широких положительных аномалий; 3 — оси отрицательных аномалий; 4 — линейные зоны нарушения поля; 5 — границы полей различного знака; 6 — преобладание положительных отметок; 7 — преобладание отрицательных отметок; 8 — знакопеременное поле интенсивных аномалий

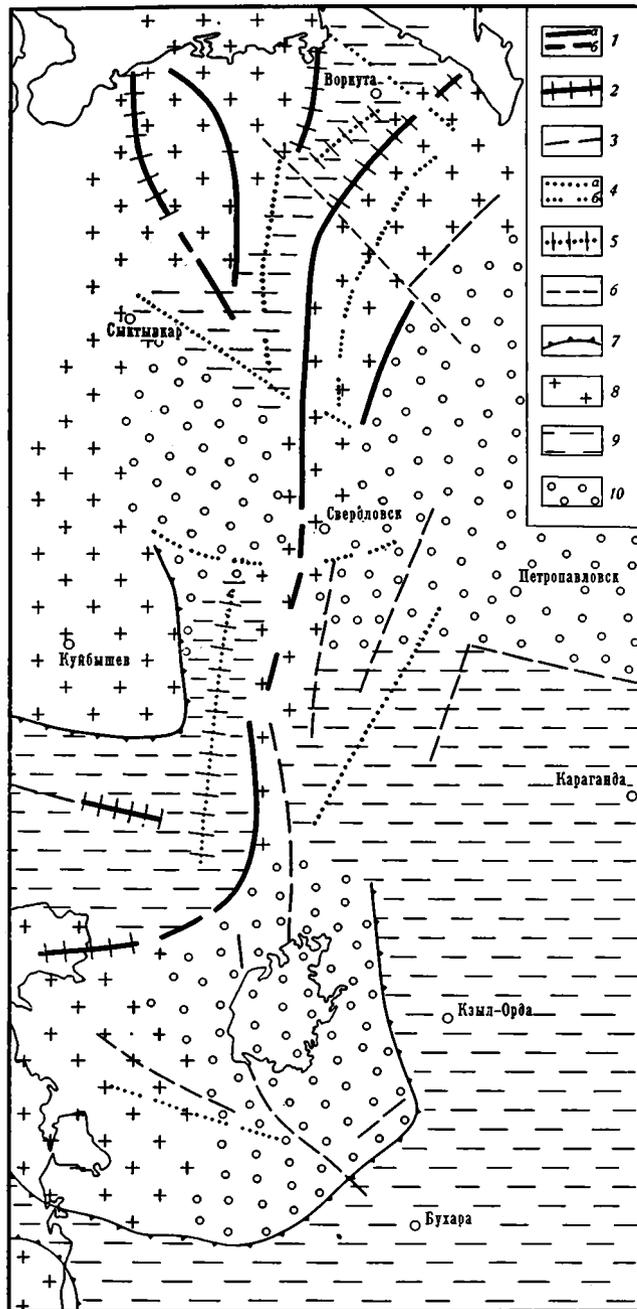


Рис. 2. Схема элементов гравитационного поля
 1 — оси положительных аномалий (а — выдержанных, б — прерывистых); 2 — оси широких положительных аномалий; 3 — оси положительных аномалий меньшей интенсивности и выдержанности; 4 — оси отрицательных аномалий; 5 — оси широких отрицательных аномалий; 6 — линейные зоны нарушения поля; 7 — границы полей различного знака; 8 — преобладание положительных отметок; 9 — преобладание отрицательных отметок; 10 — нулевые отметки

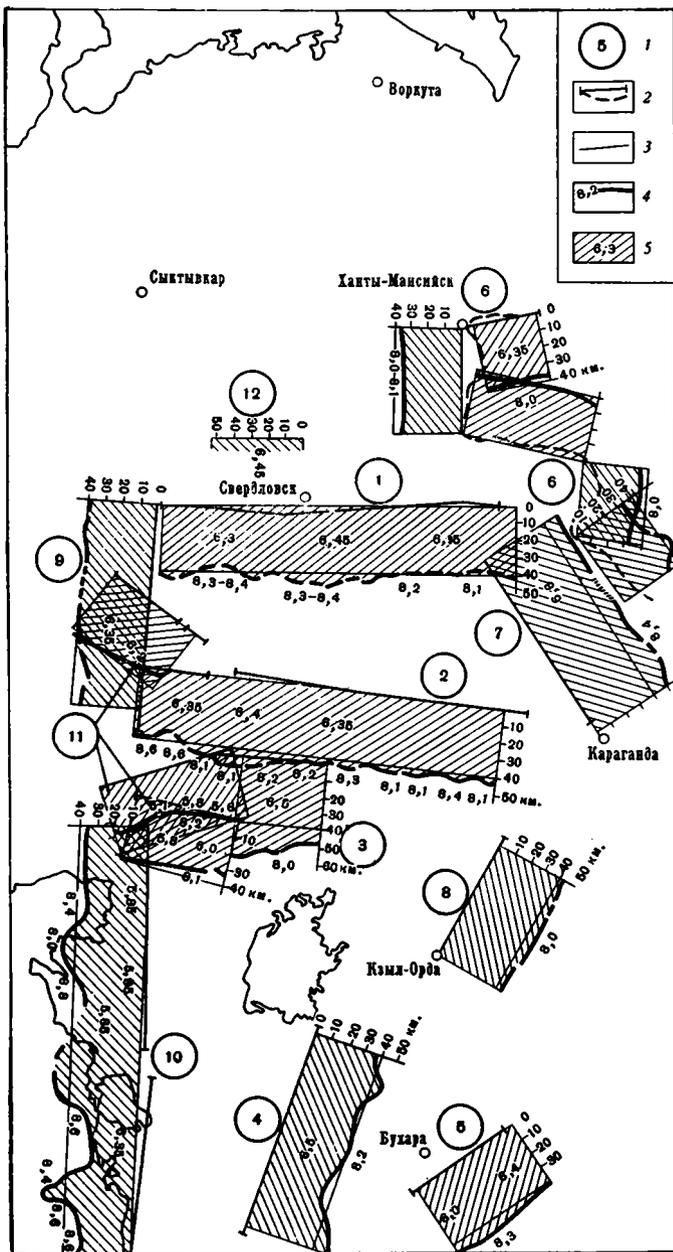


Рис. 3. Схематические данные ГЗС о земной коре Урала и сопредельных регионах

1 — номера профилей; 2 — линии наблюдения на местности; 3 — нулевые линии разреза; 4 — поверхность Мохоровичича с граничной скоростью; 5 — земная кора со средней скоростью прохождения сейсмических волн.

Примечание. Цифры в кружках: 1 — Свердловский профиль (Дружинин и др., 1969); 2 — Темир-Тау — Куйбышев (Хрычев и др., 1971); 3 — Актюбинский (по данным Аргентова, Портнягиной); 4 — Копет-Даг — Аральское море (Рябой, 1966); 5 — Бухаро-Хивинский (Вольвовский и др., 1962); 6 — Ханты-Мансийский — Омский (Крылов и др., 1970); 7 — Темир-Тау — Петропавловский (Антоненко, 1969); 8 — Кзыл-Ординский (Кунин и др., 1970); 9 — Кама-Уральский (Дружинин и др., 1969; Померанцева, 1969); 10 — Атрек-Сагиз (Резанов, Чамо, 1969); 11 — Прикаспийские (Атлас глубинного строения..., 1972); 12 — Средне-Уральский (Институт геофизики УФАН СССР)

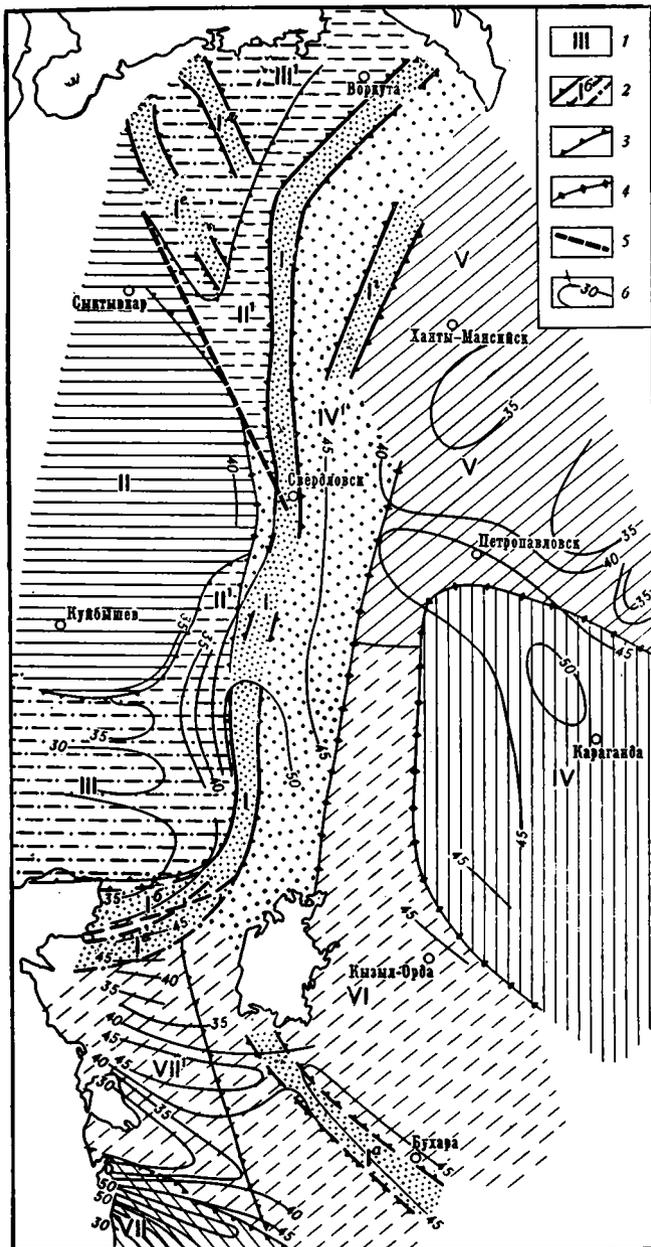


Рис. 4. Схема типов земной коры Урала и сопредельных регионов

1 — номера зон, блоков коры; 2 — контуры зон коры первого типа; 3 — границы полей различного знака; 4 — границы зон при малом различии полей; 5 — ось зоны повышенной сейсмичности; 6 — изоглубины поверхности Мохоровичича (в км)

вании неинструментальных данных за 150 лет в этой работе приведена карта сейсмичности Среднего Урала с выделением шестибалльной зоны¹.

¹ Данные эти весьма схематичны как из-за отождествления некоторых промышленных взрывов с землетрясениями, так и потому, что опросы населения в основном охватили лишь густонаселенную часть Среднего Урала.

В 1914—1956 гг. в районе Урала было четыре землетрясения, зарегистрированных рядом станций (Атлас землетрясений, 1962). Для одного из наиболее сильных, произошедшего в 1914 г. западнее Свердловска, определены глубина до очага порядка 40 км и магнитуда 4,5 (Ананьин, 1968). Интересно отметить, что эти четыре землетрясения находятся в линейно-вытянутой зоне северо-западного простирания, протягивающейся от района Свердловска вдоль западного склона Урала и Тимана (рис. 3, 4). Видимо, в настоящее время здесь и имеют место наибольшие концентрации упругих напряжений в коре и верхах мантии региона.

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ). Они выполнены по профилям № 1, 3, 8 и в Прикаспийской синеклизе (см. рис. 3). Основные данные здесь сводятся к следующему. Для Свердловского профиля ГСЗ (№ 1) на глубине 100—120 км отмечен слой мощностью в несколько десятков километров с сопротивлением менее 40 ом·м, а электропроводящая мантия — на 600 км (Краснобаева, Кормильцев, 1970). На Актюбинском профиле (№ 3) под Уралом и Мугоджарами глубина до проводящего слоя порядка 170 км, а в восточной части — на Туранской плите — уменьшается до 100 км (Абдулин и др., 1972). Западнее профиля 3, в Актюбинском Приуралье, глубина до проводящего слоя 215 км, а в зоне Хобдинского максимума Прикаспийской синеклизы — 90 км (Кухмазов и др., 1971). В середине Кзыл-Ординского профиля (№ 8) эти глубины порядка 120—180 км, а в краевой юго-западной части они увеличиваются до 300 км (Альмуханбетов и др., 1969). Сопоставление МТЗ по Свердловскому профилю ГСЗ и Актюбинскому пересечению не позволяет пока установить, действительно ли между ними есть различие в строении верхов мантии Урала, или колебания, глубин обусловлены погрешностями исследований.

Глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ). На Урале и в прилегающих регионах по ряду профилей выполнены глубинные сейсмические зондирования. Полученные в результате этих исследований характеристики: средняя скорость продольных волн в земной коре, граничная скорость по поверхности Мохоровичича (М) и глубина до последней — иллюстрируются рис. 3, 4. Определяемые обычно при ГСЗ другие параметры опущены нами по следующим причинам: 1) рассматриваемые величины являются основными; они уверенно определяются при разных системах наблюдения и регистрирующей аппаратуре; 2) граница раздела между «гранитным» и «базальтовым» слоями (поверхность Конрада) нередко выражена нечетко, поэтому систематизация характеризующего ее материала без специальных сопоставлений сейсмических лент может привести к ошибочным выводам; это нужно иметь в виду, учитывая сложность материала и нередко разнящиеся подходы к интерпретации; 3) земная кора обычно нарушена значительным числом выделяемых с различной степенью достоверности глубинных разломов, поэтому выносить их в настоящей работе на мелкомасштабную графику мы считаем нецелесообразным.

В результате глубинных сейсмических зондирований на Урале и в сопредельных регионах получены следующие основные данные: 1) мощность земной коры изменяется от 25 до 55 км при наиболее распространенных значениях 35—40 км; максимальные глубины до границы Мохоровичича зафиксированы в горных областях, минимальные — в Копет-Даге, на юго-западе Туранской плиты и в Прикаспийской синеклизе; 2) не установлена корреляция величины «корней гор» от возраста складчатости; так, глубины до поверхности Мохоровичича 50—52 км есть и в Казахстане, и на Урале, и в Копет-Даге (см. рис. 3, 4); однако отмечено, что наибольшая контрастность форм рельефа поверхности мантии имеется в молодой альпийской складчатости, а наимень-

Основные характеристики земной коры Урала и прилегающих регионов

№ п/п	Регион	Блок коры	Глубина до границы М, км	Граничная скорость границы М, км/сек	Средняя скорость в коре, км/сек	Аномалия Буге	Магнитное поле	Характер современных движений	Примечания
1	Урал а) осевая часть б) Предуральский прогиб и миогеосинклиальная область в) восточный склон Восток Восточно-Европейской плиты	I III VI	45—52 35—45 40—45	8,1—8,4 8,1—8,6 8,2—8,3	6,45 6,4 6,2—6,4	+ -;0 0;+	-;+ +;- +;-	+ ++ +;-	
2	Волго-Уральская антеклиза а) Прикаспийская синеклиза б) Тиманское поднятие и Печорская синеклиза	II III III	35—42 25—35	8,3—8,5 8,0—8,5	6,35 5,0—5,8	+;+ -;+ +;0	+;- -;+ -;+	+;- +;- +;-	Для Тимана аномалии Буге и современные движения положительные (+), а для Печорской синеклизы отрицательны (-). Магнитные аномалии имеют здесь обратные знаки
3	Центральный Казахстан (западная часть)	IV V	43—52 33—38	8,1—8,6 8—8,1	6,6 6,35	- 0	+;- +;-	+ +;-	
4	Западно-Сибирская плита	VI	38—43	8,1—8,3	6,0—6,4	0;-	-;+ -;+	-;+ -;+	
5	Туранская плита а) восточная часть б) западная часть	VII VII	25—50 25—52	8,0—8,8 8,4—8,6	6,35 6,35	+;0 -;+	-;+ +;-	+;- +;-	
6	Копет-Дاغ	VII	25—52	8,4—8,6	6,35	-;+	+;-	+;-	

шая — в каледонидах Казахстана; 3) зависимость между мощностью земной коры и аномалиями Буге в различных частях площади неодинакова; например, для осевой части Урала с утолщением коры возрастает интенсивность напряжения поля силы тяжести; 4) граничная скорость по разделу Мохоровичича изменяется от 8,0 до 8,8 км/сек; в большинстве случаев она равна 8,1—8,4 км/сек; 5) средняя скорость в земной коре изменяется от 5,0 до 6,6 км/сек. При этом в консолидированной коре ее значения составляют 6,3—6,6 км/сек, а уменьшения скоростей обуславливаются осадочными породами.

Комплексная интерпретация. Иллюстрируемые таблицей и графическими приложениями данные позволяют высказать определенные точки зрения на строение земной коры. Наиболее интересным элементом, видимо, следует считать специфический характер осевой части Урала, отличающейся рядом особенностей. Здесь на протяжении более 2 тыс. км прослеживается субмеридиональная положительная аномалия силы тяжести в виде полосы, ширина которой меняется в незначительных пределах — 100—150 км — зона I на рис. 4. При этом на Среднем Урале между 52—57° с. ш. гравитационное поле в пределах аномальной полосы осложнено и представлено цепочкой аномалий (см. рис. 2). По характеру магнитного поля эта зона может быть разделена на две части — на юге преобладают отри-

цательные, а на севере — знакопеременные аномалии ΔT при их общей, также субмеридиональной, ориентировке. Рассматриваемая аномальная полоса коррелируется с повышенными положительными неотектоническими движениями, что говорит о нарушении изостатической компенсации. Общеизвестно, что здесь находится подавляющее большинство месторождений железа, меди и ряда других полезных ископаемых Урала. Специфичность рассматриваемой структуры состоит и в том, что в ней имеют место максимальные мощности земной коры — до 47—52 км (см. рис. 3, 4). При этом наблюдается следующая зависимость между глубиной до границы Мохоровичича и аномалиями Буге: центральная часть Свердловского профиля ГСЗ (№ 1) характеризуется относительно невысокими положительными отметками, что коррелируется с меньшей глубиной до границы М, чем на Южном Урале (профили № 2 и особенно 3). На север от Свердловского профиля эта закономерность выдерживается, что установлено в районе г. Кушвы (профиль № 12). Аномальный характер соотношения мощности земной коры и гравитационного поля обусловлен в основном существенно повышенной плотностью земной коры, выделенной нами в первый тип (зона I на рис. 4). В пользу этого говорит и насыщенность интрузиями и эффузивами основного и ультраосновного состава Тагило-Магнитогорского синклинория и значительной части Восточно-Уральского поднятия, а также повышенные скорости упругих волн в земной коре. Сочетания таких характеристик дает дополнительные аргументы в пользу предположения о связи этой зоны с древним внутрикоровым рифтом (Пронин, 1964; Деменецкая, Москалева, 1968; Иванов, 1971).

Отмеченные аномальные геофизические параметры зоны I можно использовать при обосновании южной и северной границ Уральской геосинклинали и сочленения ее здесь с соседними регионами. Известно, что относительно характера южного замыкания региона существуют различные точки зрения. По одной из них имеет место прямая связь складчатых структур Урала и Тянь-Шаня; по второй — Уральский геосинклинальный комплекс непосредственно сочленяется с Донецким бассейном. Третья группа исследователей считает, что в районе Аральского моря происходит выклинивание Урала или срезание его более молодой субширотной альпийской складчатостью. Имеется также точка зрения о продолжении уральских структур в меридиональном направлении далеко на юг.

Исследованиями ГСЗ на профилях 4 и 5 (рис. 3, 4) установлен первый тип коры, т. е. при увеличенной ее мощности имеют место положительные аномалии Буге. Аналогия выделяемой на этом основании структуры I^a с Тагило-Магнитогорским синклинорием (зона I) состоит еще и в том, что в обоих случаях имеют место подъямы поверхности «базальтового» слоя и границы внутри мантии. Последнее установлено на профилях 1 и 4 на глубинах порядка 70—80 км (Рябой, 1966; Дружинин и др., 1969). Такая картина позволяет обосновать продолжение в зону сочленения с Тянь-Шанем основных уральских структур, выраженных в земной коре и верхней мантии. Основная задача сейчас состоит в том, чтобы установить время, когда эта связь была наиболее выражена.

Сочленение структур Урала и Тянь-Шаня не исключает юго-западного ответвления образований Уральской геосинклинали. Здесь по характеру соотношения между глубиной до раздела Мохоровичича и аномалиями Буге можно предполагать продолжение уральских структур в зону I^b. Правда, гравитационное поле в ней близко к нормальному, но значительный прогиб границы М создает «уральскую» аномальную взаимозависимость этих параметров. Не исключена возможность встречи определенных элементов осевой части Урала и в зоне I^b положительной гравитационной аномалии, но последняя может быть объяснена и подъяемом в рельефе мантии.

На севере Уральская геосинклинальная область, вероятно, также имеет более сложное строение и сочленение с другими регионами, чем

это предполагалось ранее. Здесь в дополнение к уверенно трассируемой до Карского моря осевой зоне I Урала можно наметить также зоны I^г, I^д, I^е. Отсутствие данных ГСЗ, естественно, снижает достоверность обоснования в них коры первого типа, однако линейность и аналогия в ширине аномалий Δg в совокупности с некоторыми другими признаками делают такое предположение правдоподобным и, в частности, служат основанием для постановки работ ГСЗ.

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы в пределах площади представлена на севере Тиманом и Печорской синеклизой (блок III¹), в средней части — Волго-Уральской антеклизой (блок II) и на юге — Прикаспийской синеклизой (блок III). Блок II имеет типичную для древних платформ кору, где глубины до границы Мохоровичича относительно выдержаны и изменяются от 35 до 42 км. Поле силы тяжести характеризуется малыми горизонтальными градиентами при преобладании небольших положительных значений Δg . Совершенно иная кора в Прикаспийской синеклизе. Во-первых, мощность ее здесь уменьшается до 25—35 км с исчезновением на значительной части «гранитного» слоя (Кухмазов и др., 1971). Во-вторых, осадочные образования достигают мощности до 20 км и более. В-третьих, по характеру физических полей синеклиза отчетливо делится на две части — в ее западной половине наблюдается выдержанное отрицательное магнитное поле и значительные новейшие опускания, а в восточной — наоборот, поднятия и значительные магнитные аномалии (рис. 1).

Данные ГСЗ о земной коре Тимана и Печорской синеклизы отсутствуют. Ранее уже высказывалось предположение, что здесь, в зонах I^д и I^е, можно ожидать структуры коры, аналогичные осевой части Урала. Есть основание также считать, что в части Печорской синеклизы земная кора характеризуется элементами, аналогичными рассмотренным выше особенностям строения Прикаспийской синеклизы.

Важным элементом тектоники обычно является характер сочленения разновозрастных и разнотипных структур. В полной мере это относится к Восточно-Европейской платформе и Уральской геосинклинали. Глубинными сейсмическими зондированиями установлено, что как в зонах сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала между собой, так и с Прикаспийской синеклизой, обычно имеет место валообразный подъем границы Мохоровичича с амплитудой 3—7 км (рис. 3, 4). Менее выражен этот подъем в средней части (профиль 1), что коррелируется с меньшей контрастностью физических полей. В самом деле, если на юге и севере Предуральский прогиб и миогеосинклинальная область Урала (блок II¹) характеризуются отрицательными отметками Δg , то в районе Свердловского профиля ГСЗ картина существенно иная (рис. 2). Гравитационное поле здесь положительно и мало отличается от поля прилегающих областей. Магнитные аномалии имеют широтное простирание в отличие от субмеридионального на севере и юге.

Пограничная зона Прикаспийской синеклизы и Туранской плиты (соответственно блоки III и VII¹) так же, как и сочленение с Восточно-Европейской платформой и Уралом, отображена подъемом границы Мохоровичича.

Менее определено, чем о западной границе Уральской геосинклинали, можно судить о сочленении ее с эпигерцинской Западно-Сибирской плитой и каледонидами Центрального Казахстана. Рассматриваемые материалы позволяют установить следующее. Западно-Сибирская плита (блок V) существенно отличается от осевой структуры Урала (блок I) и Центрального Казахстана (блок IV). Мощности земной коры здесь значительно меньше. Разнятся они также и характером неотектонических движений, так как для Западно-Сибирской плиты преобладающими являются уже опускания. Приведенные признаки в совокупности с данными гравиметрии и магнитометрии позволяют предполагать зону сочленения Урала, Казахстана и Западно-Сибирской плиты в районе южнее г. Тюмени (северо-западное замыкание изоглубины 45 км на рис. 4). С учетом особенностей магнитного поля северная граница структурных

элементов Центрального Казахстана намечается нами по изоглубине 40 км. Сложнее положение с восточной границей герцинид Урала, так как по рельефу границы Мохоровичича здесь нет выраженного отличия. Важным элементом мы считаем следующее. В отмеченном выше сочленении Урала, Казахстана и Западной Сибири прослеживается четко выраженная зона положительных магнитных и гравитационных аномалий (рис. 2). Далее к югу полоса магнитных аномалий протягивается до восточного побережья Аральского моря. В свете сказанного можно считать эту зону восточной границей герцинид Урала (рис. 4). Краевая часть типично уральских структур была проведена здесь впервые В. А. Бугайло по так называемой Главной железорудной полосе Тургая (Дымкин, 1962). Севернее граница Западно-Сибирской плиты намечается нами по восточной окраине структуры Г.

Каледониды Центрального Казахстана (блок IV) характеризуются повышенной до 43—52 км мощностью земной коры, т. е. такой же, как и в осевой части Урала (блок I). Однако породы земной коры каледонид обладают значительно меньшей плотностью, что обусловило преобладание отрицательных аномалий Буге (см. таблицу и рис. 2). Сочленение Центрального Казахстана с востоком Туранской плиты (блок VI) происходит по Главному Каратаускому разлому северо-западного простирания, где наблюдается уменьшение мощности земной коры соответственно с 43—52 км до 38—43 км (профиль 8, рис. 3; по Кунину и др., 1970).

Из таблицы видно, что по мощности земной коры и по ряду других характеристик восточная часть Туранской плиты аналогична восточному склону Урала (блок VI¹). Существенно иная картина в западной части плиты, выделенной в блок VII¹. Здесь, так же как и в Копет-Даге (блок VII), имеют место максимальные колебания глубин до границы Мохоровичича — от 25 до 50 км. Сложны в этой зоне и элементы неотектоники.

Ранее уже отмечалось, что земная кора Урала и сопредельных регионов нарушена субвертикальными разломами, среди которых значительное число глубинных, выраженных по всей ее мощности и отображенных в верхах мантии (Дружинин и др., 1969; Хрычев и др., 1972). Основными признаками их выделения служат точки дифракции, крутонаклоненные короткие отражающие площадки, резкие изменения рельефа и нарушенность основных границ раздела, смены характера волнового поля и т. д. Кроме ГСЗ глубинные разломы в большинстве случаев отображаются в гравитационном и магнитном полях (Фотиади, Каратаев, 1963; Борисов, 1964; Огарин, 1968; Ярош, 1968; Дружинин и др., 1969; Крылов и др., 1970; Абдулин и др., 1971). Для ряда разломов земной коры Зауралья установлено аномальное выделение гелия, что позволяет предполагать их активную связь с верхней мантией (Булашевич, Башорин, 1970). Последнее можно связывать, в частности, с влиянием современных движений при определяющей вертикальной компоненте смещения.

В истории развития земной коры и, видимо, всей литосферы Урала и сопредельных регионов кроме вертикальных перемещений немаловажна роль движений с преобладанием горизонтальных составляющих, что приводило к образованию надвигов (Наливкин, 1954; Казанцева и др., 1971). Трассирование субширотных магнитных аномалий востока Восточно-Европейской платформы (на широте Свердловска) в Предуральский прогиб и многоосинклинальную часть Уральской складчатой системы позволяет говорить о перемещении последних на мало переработанный фундамент платформы (Симоненко, 1967). Увязывая эти факты с преобладанием крутых восточных падений глубинных разломов (Хрычев и др., 1972), можно предполагать их причину в перемещении масс верхов мантии в восточном направлении.

В заключение сформулируем некоторые рекомендации по дальнейшим исследованиям строения земной коры и верхов мантии Урала и сопредельных регионов.

1. Методами взрывной сейсмологии (ГСЗ и другие модификации) необходимо изучить южную и северную части Урала, соответственно район

Аральского моря, Полярный Урал и Тьман. Это позволит, в частности, оценить обоснованность продолжения сюда осевой структуры Урала (зоны I^b, I^a, I^r, I^x и I^e на рис. 4).

2. Для изучения литосферы до глубины 100—150 км и сопоставления сейсмических данных с магнитотеллурическими целесообразна постановка специальных наблюдений за отраженными волнами при больших взрывах, в том числе в карьерах и шахтах. Расстояния между пунктами наблюдений при этом должны быть 300—800 км.

3. Больше внимания следует уделять изучению динамики земной коры и связанных с ней явлений как на специальных полигонах, так и на профилях ГСЗ. Комплекс должен включать в себя сейсмологические и наклономерные исследования, гелиевую и другие виды специальных съемок, изучение вариаций полей силы тяжести, магнитного и теплового, лазерные наблюдения относительных горизонтальных и вертикальных перемещений поверхности Земли и высокоточное нивелирование.

4. Необходимо дальнейшее геологическое изучение эволюции земной коры Урала и сопредельных регионов. Целенаправленное развитие здесь должны получить, в частности, комплексные литолого-фациальные и палеонтологические исследования, коррелирующиеся с определениями абсолютного возраста и палеомагнетизмом.

Рассмотренные в статье материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Земная кора Урала и сопредельных регионов характеризуется большей неоднородностью, отображающейся геофизическими данными. Опорные параметры дают глубинные сейсмические зондирования, позволяющие выделить блоки с разными мощностями земной коры. В большинстве случаев эти блоки характеризуются также теми или иными особенностями физических полей. Несомненна тесная связь строения и развития земной коры с мантией. Поэтому при дальнейших региональных исследованиях на Урале следует уделять больше внимания верхним частям мантии, в частности слою повышенной электропроводности на глубине 100—150 км, возможно, коррелирующемуся с волноводом.

2. Максимальные мощности земной коры в 50—55 км выявлены в горных областях Копет-Дага, Урала и Центрального Казахстана. Наименьшие — менее 30 км — наблюдаются в Копет-Даге, на юго-западе Туранской плиты и в Прикаспийской синеклизе. На значительной части участков минимальных глубин до границы Мохоровичича отсутствует «гранитный» слой.

3. Установлена специфическая структура земной коры осевой части Урала, в значительной части совпадающей с Тагило-Магнитогорским прогибом. Здесь погружению границы Мохоровичича соответствует субмеридиональная положительная аномалия силы тяжести. Такая картина указывает на повышенную плотность земной коры. Аналогичный характер последней юго-восточнее Аральского моря является аргументом в пользу сочленения Урала и Тянь-Шаня. Близкие аномальные гравитационные поля позволяют высказать предположение о разветвлении осевой структуры Урала в северной части Уральской геосинклинали, а также говорить о возможности продолжения последней и на юго-запад. Для проверки этой гипотезы необходимы глубинные сейсмические зондирования.

4. Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы, с одной стороны, Предуральский прогиб и миогеосинклинали область Урала — с другой, характеризуются сходным строением земной коры. Последняя, в свою очередь, существенно отличается от осевой части Урала. Между осевой структурой Урала и Западно-Сибирской плитой расположена область восточного склона и Зауралья, которую можно считать переходной, так как здесь отмечаются элементы, характерные для примыкающих с запада и востока блоков. По особенностям строения коры эта область близка к восточной части Туранской плиты.

- Абдулин А. А., Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Новые данные о глубинном строении Мугоджар по материалам региональных геофизических исследований.— В сб.: Труды II Всес. совещ. по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов (Алма-Ата, 1969 г.). «Наука», 1972.
- Альмуханбетов Д. А., Алипбеков Е., Нургалиев Б. Результаты магнитотеллурических исследований по профилю Джезказган — Кызыл-Орда.— В сб.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. «Наука», КазССР, 1969.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В. Элементы геологического строения восточного склона Урала по геофизическим данным.— Тр. Свердловск. горного ин-та, 1963, вып. 43.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Калабурдина А. И., Кузнецов А. А., Бачин А. П., Бельтенева Е. Б., Игошин Б. Л., Кленчин Н. Н., Чергинцев В. Ф. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
- Ананьин И. В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями.— В сб.: Современные движения земной коры. 1968, № 3.
- Андреев А. П., Бродовский В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдлин Р. А. К вопросу о связи гравитационного поля, дневного рельефа и глубинного строения земной коры.— В сб.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Изд-во «Казахстан», 1966.
- Антоненко А. Н. О глубинном строении земной коры в области сочленения Западно-Сибирской низменности и структур Центрального Казахстана.— В сб.: Тр. II Уральск. петрограф. совещ., т. I, Свердловск, 1969.
- Атлас глубинного строения СССР. Под ред. Н. А. Беляевского. Изд. ГУГК МГ СССР, М., 1972.
- Атлас землетрясений в СССР. «Наука», 1962.
- Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1969, № 4.
- Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича территории СССР и ее структурное значение.— Сов. геология, 1964, № 4.
- Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. Гелий в подземных водах на профиле ГСЗ в Зауралье.— Докл. АН СССР, 1971, т. 193, № 3.
- Булашевич Ю. П., Халевин Н. И., Тимофеев А. Н., Кузнецов А. А. К выбору места заложения сверхглубокой скважины на Урале.— Тр. Ин-та геофиз. Уральского фил. АН СССР, 1965, вып. 3.
- Вейс-Ксенофонтова З. Г., Попов В. В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала.— Тр. Сейсмологического ин-та, 1940, № 104.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. О природе региональных гравитационных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных регионов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Тр. ГИН АН СССР, М., 1960, вып. 44.
- Горский И. И. Уральско-Новоземельская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Госгеолтехиздат, 1958.
- Деменницкая Р. М., Москалева С. В. О существовании внутрикорового рифта Урала.— В сб.: Геофизические методы разведки в Арктике, 1968, вып. 5, «Недра».
- Дружинин В. С., Казачихина Л. Н., Политов В. Т., Рыбалка В. М., Халевин Н. И., Чудакова Л. Н. Глубинное строение земной коры Урала и прилегающих к нему областей по Свердловскому субширотному пересечению.— Сб.: Тр. II Уральского петрограф. совещ., т. I, Свердловск, 1969.
- Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургая. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Иванов Н. А. Использование палеомагнитных методов для определения некоторых элементов тектоники горных пород Урала.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
- Иванов С. Н. О происхождении гранитоидов и глубинных флюидов. Ежегодник трудов Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1970 г. Свердловск, 1971.
- Казанцева Т. Т., Камелетдинов М. А., Гафаров Р. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале.— Геотектоника, 1971, № 1.
- Косминская И. П., Беляевский Н. А., Вольвовский И. С. Сейсмология взрывов в СССР.— Геофиз. бюл., «Наука», 1969, № 20.
- Краснобаева А. Г., Кормильцев В. В. Глубинное геоэлектрическое строение Среднего Урала по электромагнитным данным (ГМТЗ).— Тр. Ин-та геофиз. Уральского фил. АН СССР, Свердловск, 1970.
- Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Мишенькин Б. П., Крылова А. Л., Мишенькина З. Р., Суворов В. Д., Янушевич Т. А. Сейсмические исследо-

- вания земной коры Западной Сибири.— В сб.: Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. «Наука», 1970.
- Кунин Н. Я., Иванов А. П., Шацков В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, № 6.
- Кухманов У. А., Ефимкин Н. С., Фоменко К. Е., Дементьева И. Г., Погребянский С. А., Коржавина Т. А., Шуклаев В. А. Комплексные геофизические исследования в Прикаспийской впадине и ее обрамлении и основные направления геофизических работ.— В сб.: Нефтяная геология и геофизика, 1971, № 2.
- Малахов А. А., Желобов П. П. О глубинной геологии Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 7.
- Наливкин В. Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Николаев Н. И., Шульц С. С. Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы ее составления.— В сб.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.
- Огарин И. С. Глубинная структура Урала и сопредельных регионов.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. «Наука», 1968.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
- Пронин А. А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8.
- Пронин А. А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей.— В сб.: Строение и развитие земной коры. «Наука», 1964.
- Померанцева И. В. Геологическая интерпретация глубинных сейсмических разрезов земной коры и верхней мантии.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
- Резанов И. А., Чамо С. С. О причинах отсутствия гранитного слоя во впадинах типа Южно-Каспийской и Черноморской.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
- Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, 1958, вып. 6.
- Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Копет-Даг — Аральское море.— Сов. геология, 1966, № 5.
- Симоенко Т. Н. Основные закономерности глубинного строения территории СССР.— В сб.: Проблемы региональной геологии и металлогении (11—14 мая 1964 г.). Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1967, т. 143.
- Смирнов Г. А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
- Сурков В. С. Особенности строения земной коры Западно-Сибирской плиты.— В сб.: Методы разведочной и промысловой геофизики в Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, 1968, вып. 80.
- Тимофеев А. Н., Беллавин О. В. О гравиметрическом и магнитометрическом пересечении Тагильско-Магнитогорского синклиория Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 2.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Халевин Н. И. Строение Урала по геофизическим данным.— Сов. геология, 1960, № 12.
- Халевин Н. И. Тектонические нарушения фундамента Зауралья по геофизическим данным.— Тр. Ин-та геофизики Уральского фил АН СССР, Свердловск, 1962, вып. 2.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Незолонова Э. А., Чудакова Л. Н. О результатах глубинных сейсмических зондирований земной коры на Среднем Урале.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 4.
- Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толманов В. Н. Результаты обобщения по профилю Темир-Тау — Куйбышев.— В сб.: Тр. II Всес. совещ. по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов (Алма-Ата, 1969 г.). «Наука», 1972.
- Червяковский Г. Ф. Роль вулканических структур в понимании глубинного строения Уральской геосинклинали.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приуралья. Изд.-во Моск. ун-та, 1953.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Ярош А. Я. Структуры кристаллического фундамента Западного Приуралья. Докл. сов. геологов, к XXII сессии Межд. геол. конгр., «Недра», 1965.
- Ярош А. Я. К вопросу методики геологического истолкования гравитационных и магнитных аномалий при изучении Урала и востока Русской платформы.— В сб.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.

УДК 551.242.4(571.1)

П. К. КУЛИКОВ, А. П. БЕЛОУСОВ, А. А. ЛАТЫПОВ

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ТРИАСОВАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Описаны условия залегания, вещественный состав и возраст триасовых отложений, развитых на территории Западно-Сибирской низменности. Показано, что триасовые структуры в пределах названного региона имеют платформенный генезис, представлены главным образом грабенообразными депрессиями и составляют единую систему, сопоставимую с великими рифтовыми системами мира.

Как показывают исследования последних лет, на территории Западно-Сибирской плиты широко распространены континентальные отложения триасового возраста, образующие своеобразную прерывистую пролойку между палеозойским фундаментом и юрско-неогеновым платформенным чехлом.

На крайнем северо-востоке плиты в Устье-Енисейском районе триасовые отложения вскрыты на пяти разведочных площадях. Фауна и спорово-пыльцевые комплексы, обнаруженные в них, указывают на нижнетриасовый возраст (Сапир, 1969). Отложения представлены аргиллитами, песчаниками, туффитами, редкими покровами основных эффузивов и содержат силлы долеритов. Вскрытая мощность отложений достигает 1200 м.

В юго-западной половине плиты, заключенной между долиной р. Оби и возвышенностями Урала и Центрального Казахстана, триасовые отложения установлены более чем в 60 разобщенных пунктах. По предложению Н. Н. Ростовцева (Ростовцев, ред., 1958) нижняя часть триасового разреза выделяется как туринская серия, верхняя — как челябинская. Первая распространена наиболее широко (она вскрыта более чем в 50 пунктах, тогда как вторая только в 20) и представлена кайнотипными базальтами, их пирокластическими разностями (от агломератов до тонкозернистых туфов включительно) и осадочными породами — брекчиями, конгломератами, песчаниками, аргиллитами. В некоторых районах в составе серии встречаются липариты и повсеместно — гипабиссальные интрузии долеритов и габбро-долеритов.

Соотношение разных видов пород в составе серии переменено. Во внутренних районах плиты явно преобладают магматические, во внешних — осадочные породы. Мощность серии известна в немногих пунктах: она достигает, а в ряде случаев, по-видимому, значительно превышает 1500 м. Челябинская серия сложена исключительно терригенными породами и является промышленно угленосной. Ее мощность достигает 2500 м. Каршиликская серия триаса, известная по работам тургайских геологов, является возрастным и фациальным аналогом челябинской. Подробное описание отдельных разностей пород всех трех серий можно найти в опубликованных работах Е. А. Каревой (1958, 1959), Е. А. Мазинной, О. К. Ксенофонтова (1961), К. П. Иванова (Иванов, 1963, 1969), А. И. Милитеевой (1969) и многих других исследователей.

Возраст туринской серии определялся по спорово-пыльцевым комплексам, растительным остаткам, фауне, но не установлен однозначно.

По данным различных исследователей (В. С. Малявкина, В. Д. Боякова, В. П. Владимирович, А. П. Киричкова, В. А. Полухина, Е. М. Люткевич, В. И. Тужикова, А. И. Турутанова-Кетова, Т. А. Сикстель, Г. М. Романовская), нижняя граница серии может быть помещена на любом уровне интервала пермь — средний триас, верхняя — в интервале конец перми — лейас. В последнее время уральские геологи высказываются главным образом за нижнетриасовый (Архангельский и др., 1968), среднетриасовый (Яншин, 1965), ниже- и среднетриасовый (Тужикова, 1969) возраст серии. Нет единого мнения также по возрасту челябинской серии: он определяется в интервале нижний триас — лейас. Условно возраст серии принимается поздне-триасовым (Архангельский и др., 1968; Тужикова, 1969), возраст ее верхней, сугожской свиты, распространенной только в Челябинском бассейне — лейасовым.

Имеющиеся определения радиологического возраста магматических пород, полученные по калий-аргоновому методу (Овчинников, 1963; Овчинников и др., 1966; Гаррис, 1964; Рупасова, 1966; Смирнов, 1967; Милитеева, 1969), немногочисленны и отличаются значительным разбросом величин, рассредоточенных в интервале 172—248 млн. лет. Однако подавляющее количество определений (более 90%) заключено в интервале 216—248 млн. лет. Согласно уточненной геохронологической шкале (Афанасьев и др., 1964), триасовый период ограничен рубежами 195 ± 5 и 240 ± 10 млн. лет. Следовательно, приведенные данные подтверждают мнение о ниже- и среднетриасовом возрасте туринской серии и соответственно о более молодом, не древнее верхнего триаса возрасте челябинской серии.

На восточной окраине плиты, а также на территории центральной и северной ее областей, прямые данные о триасовых отложениях отсутствуют. Однако благодаря тому, что триасовые образования обычно хорошо отображаются (особенно туринская серия) в магнитном и гравитационном полях и имеют специфические геоэлектрические и сейсмические характеристики, мы можем судить о их распространении, опираясь на материалы геофизических исследований. Последние свидетельствуют о том, что триасовые образования на севере плиты развиты не менее широко, чем в ее южных районах.

Как известно, в юго-западной части Таймырского полуострова осадочные палеозойские отложения перекрыты нижнетриасовой эффузивно-пирокластической трапповой толщей мощностью 400—1200 м и насыщены пластовыми и секущими интрузиями (Равич, 1968), содержание которых достигает 15—20% от мощности палеозоя. Траппам соответствует резко переменное полосчатое магнитное поле, ориентированное субширотно, согласно с простиранием триасовых впадин. От обнажений траппов это поле уверенно прослеживается примерно до линии острова Олений — Гыда — устье Танама — Агапа, показывая тем самым, что западные и южные районы Таймырской трапповой области располагаются (рис. 1) в пределах Енисей-Хатангской и Западно-Сибирской плит. Ширина полосы, в которой платформенный юрско-неогеновый чехол Западно-Сибирской плиты лежит непосредственно на таймырской трапповой формации, составляет 150—200 км.

Весьма своеобразное магнитное поле соответствует траппам Тунгусской области. Анализ этого поля показывает, что данная область не ограничивается долиной Енисея, что триасовый трапповый магматизм проявился не только в пределах Сибирской платформы, но также и на восточной окраине Западно-Сибирской плиты. Но в отличие от районов, прилегающих к Таймырской трапповой области, на восточной окраине плиты преимущественное развитие имеет не эффузивная, а интрузивная фация, представленная силлами и разнообразными секущими телами, подобными триасовым интрузиям района Северной Минусы, Томска, Новосибирска, Усть-Порта и Дудинки.

Таймырская трапповая область с юга, а Тунгусская с севера и северо-запада, ограничиваются линейными зонами интенсивных магнитных аномалий: Гыданско-Агапской и Малохетско-Рассохинской. В контуре аномалий Малохетско-Рассохинской зоны глубокими скважинами вскрыты многочисленные мощные силлы триасовых долеритов, насыщающие разрез осадочного палеозоя и триаса, и в сумме создающие характерную линейную зону аномалий. Вполне вероятно, что такую же природу имеет Гыданско-Агапская аномальная зона.

Пространство, заключенное между названными зонами, характеризуется спокойным, существенно отрицательным магнитным полем, что свидетельствует об отсутствии или слабом развитии траппов. Последнее, вероятно, обусловлено тем, что данное пространство в раннетриасовое время испытывало энергичное прогибание и было местом накопления мощных, главным образом, осадочных толщ. О таком именно явлении говорят результаты бурения на Тундровой, самой северной в Усть-Енисейском районе площади: здесь разрез нижнего триаса имеет значительную (более 1000 м) мощность и сложен терригенными породами с небольшим количеством туфогенных пропластков (Сапир, 1969).

Субширотное магнитное аномальное поле Таймырской трапповой области на западе примыкает к субмеридиональной Тарско-Юрибейской системе аномалий, простирающейся сюда от низовьев р. Тары через Александровское, Уренгой, Самбург и нижние р. Юрибей. Геологическая природа Тарско-Юрибейской системы аномалий не совсем ясна. Однако ряд данных позволяет полагать, что она отображает группу крупных линейных впадин, заполненных триасовыми преимущественно вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями, подобными туринской серии Западной Сибири и траппам Таймыра.

На это прежде всего указывают данные бурения в центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты: все глубокие скважины, пробуренные в контурах южных аномалий Тарско-Юрибейской системы и поблизости от них (рис. 1), вскрыли породы триасового возраста (магматические на Александровской, Звездной, Таежной, Кельватской, Игольской, Татарской, осадочные — на Черемшанской и Северной площадях). Об этом же свидетельствуют точечные зондирования МПВ на профиле Пур — Айваседо-Пур, пересекающем одну из аномалий средней части системы. Здесь установлено (Вайполин, 1966), что в состав самой нижней, заводоукновской серии платформенного чехла входит не только ниже-и среднеюрская тюменская свита, но, по-видимому, и осадочная челябинская серия триаса. Кроме того, установлено, что осадочный платформенный чехол в этом районе подстилается породами «второго структурного этажа», вероятнее всего вулканогенно-осадочной туринской серией. Аналогичная картина, по устному сообщению И. В. Резвова, наблюдается несколько севернее, в низовьях р. Пур, вблизи пос. Тазовское и Уренгой. Наконец, мы должны учесть и то, что Тарско-Юрибейская система аномалий почти под прямым углом сечет аномалии Таймырской трапповой области, а это означает, что она связана с магматическими образованиями, одно-возрастным таймырским траппам, либо несколько более молодыми.

В полосе широтного Приобья магматические породы туринской серии скважинами вскрыты не только в контурах Тарско-Юрибейской системы, но также в пределах аномалий и аномальных зон, оперяющих данную систему с запада и востока. В частности, триасовые базальты, туфы и долериты пробурены на Сургутской, Локосовской, Минчимкинской, Лянтторской, Мильтонской, Вынгинской и Мыгынтинской разведочных площадях. Это показывает, что аномалии, оперяющие Тарско-Юрибейскую систему в более северных районах Западно-Сибирской плиты, так же как и в центральных, порождены, вероятно, триасовыми магнитными массами.

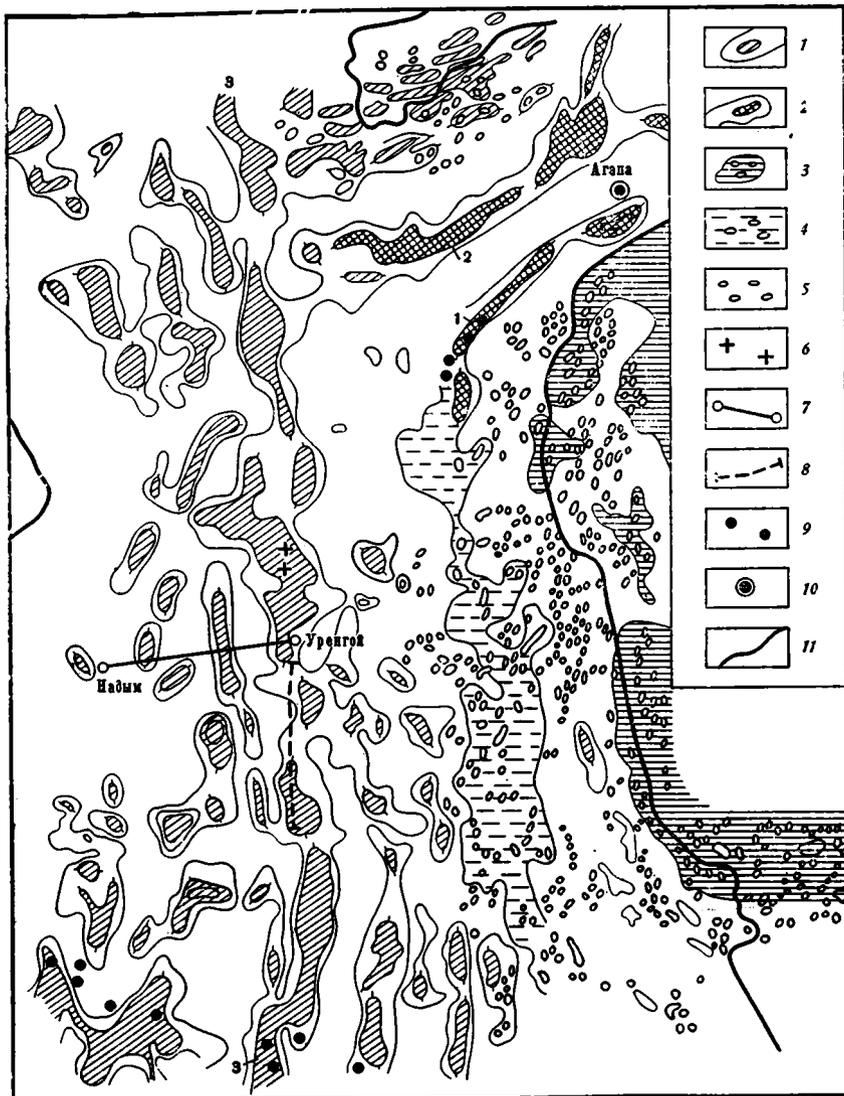


Рис. 1. Геофизические данные, характеризующие распределение магматических образований триаса в северных и восточных районах Западной Сибири.

1 — магнитные аномалии, соответствующие прогибам и грабенообразным депрессиям, заполненным триасовыми вулканогенно-осадочными толщами; 2 — аномалии, соответствующие зонам, насыщенным интрузиями основного состава; 3 — аномалии, отвечающие полям эффузивных траппов на Сибирской платформе; 4 — аномальные зоны, в пределах которых, вероятно, развиты и покровные, и интрузивные трапповые образования; 5 — локальные аномалии, соответствующие интрузиям траппов на Сибирской платформе и предположительно на территории Западно-Сибирской низменности; 6 — точки, в которых наличие вулканогенных пород триаса доказывается данными сейсморазведки методом обменных волн землетрясений; 7 — электроразведочный профиль, описанный Ю. С. Копелевым; 8 — профиль точечных зондирований методикой преломленных волн, описанный Ю. В. Вайполиным; 9 — скважины, вскрывшие магматические триасовые породы; 10 — скважины, в которых разрез триаса представлен осадочными породами (Тундровая площадь); 11 — граница Западно-Сибирской плиты. Цифрами на карте обозначены: 1 — Рассохинско-Малохетская зона; 2 — Гыданско-Агаская зона, 3 — Тарско-Юрибейская система магнитных аномалий

К выводу о широком распространении триасовых толщ в северных районах Западно-Сибирской плиты впервые пришел Н. Н. Ростовцев. Он писал (Ростовцев, 1966), что в пределах большинства прогибов Надым-Тазовского междуречья платформенный чехол имеет резко увеличенную (до 8 км и более) мощность и имеет в своем составе не только юрско-неогеновые, но также триасовые толщи. Сейчас мысль о наличии мощных толщ триаса на севере полностью подтверждена электроразведочными работами, покрывшими обширные пространства, лежащие между Сибирскими Увалами на юге и параллелью пос. Тазовского на севере. Этими работами установлено (Копелев, 1970), что здесь ниже подошвы тюменской (нижняя — средняя юра) свиты залегает низкоомный слой мощностью от 1,0 до 4,5 км, представленный, по всей вероятности, слабоуплотненными триасовыми породами. Однако учитывая, что геоэлектрические свойства «триасового» слоя подобны свойствам туринской серии южных районов (среднее продольное сопротивление данного слоя равно 6 Ом, туринской серии 4—10 Ом), и принимая во внимание наличие внутри слоя небольших магнитных тел (что доказывается расчетами глубин залегания магнитных масс), мы в отличие от Н. Н. Ростовцева вынуждены сделать заключение, что данный слой должен сопоставляться не только с челябинской, но также с вулканогенно-осадочной туринской серией.

На рис. 2 показана сводная схема распространения триасовых образований в Западной Сибири. На ней видно, что среди этих образований наиболее широко представлены породы туринской серии. Они развиты практически повсеместно и составляют единую континентальную вулканогенно-осадочную (базальтовую) формацию. Учитывая несомненное сходство этой формации с типичными траппами, выражающееся как в петрохимических показателях (Мазина, Ксенофонов, 1961; Бурьянова и др., 1956; Сигов, Якушев, 1963; Милитеева, 1969, и т. д.), так и в условиях образования (Куликов, 1968, 1970), а также прямое соединение области ее развития с трапповыми областями Таймыра и Сибирской платформы, мы считаем возможным рассматривать Западно-Сибирскую базальтовую формацию (вслед за Ю. А. Кузнецовым, А. И. Милитеевой и многими другими исследователями) как разновидность трапповой, имеющую местные отклонения в сторону повышения щелочности (Тургай) и в сторону понижения основности (Среднее Зауралье).

На рис. 2 видно, что триасовые отложения, представленные породами челябинской и туринской серий, распространены на ограниченной территории, в целом наложенной на северную ветвь Урало-Тяньшанско-Саянской палеозойской области Урало-Монгольского пояса. Уже одно это позволяет считать, что триасовый тектогенез и базальтовый магматизм Западной Сибири по отношению к тектоническим и магматическим процессам палеозойской эры является наложенным и новообразованным.

Вместе с тем совершенно очевидна согласованность триасовых тектонических событий с событиями последующих эпох. Действительно, почти все структуры, заполненные породами челябинской и туринской серий, располагаются в контуре Западно-Сибирской плиты. Область проявлений базальтового магматизма в общих чертах также совпадает с контуром плиты. Благодаря этому триасовый тектогенез и базальтовый магматизм вырисовываются как явления, специфические не для всего Урало-Монгольского пояса, а только для его северной западносибирской части, именно той части, которая в юрское, меловое и палеогеновое время испытала региональное чашеобразное прогибание. Отсюда неизбежно рождается вывод, что триасовые и последующие события тектонической истории тесно связаны между собой как территориально, так и генетически, и являются одновременными стадиями единого геотектонического процесса, резко обособленного от тектогенеза палеозойской эры. Но юрско-неогеновый тектонический режим в Западной Сибири является типично платформенным (неоплатформенным по В. Е. Хаину). Следовательно,

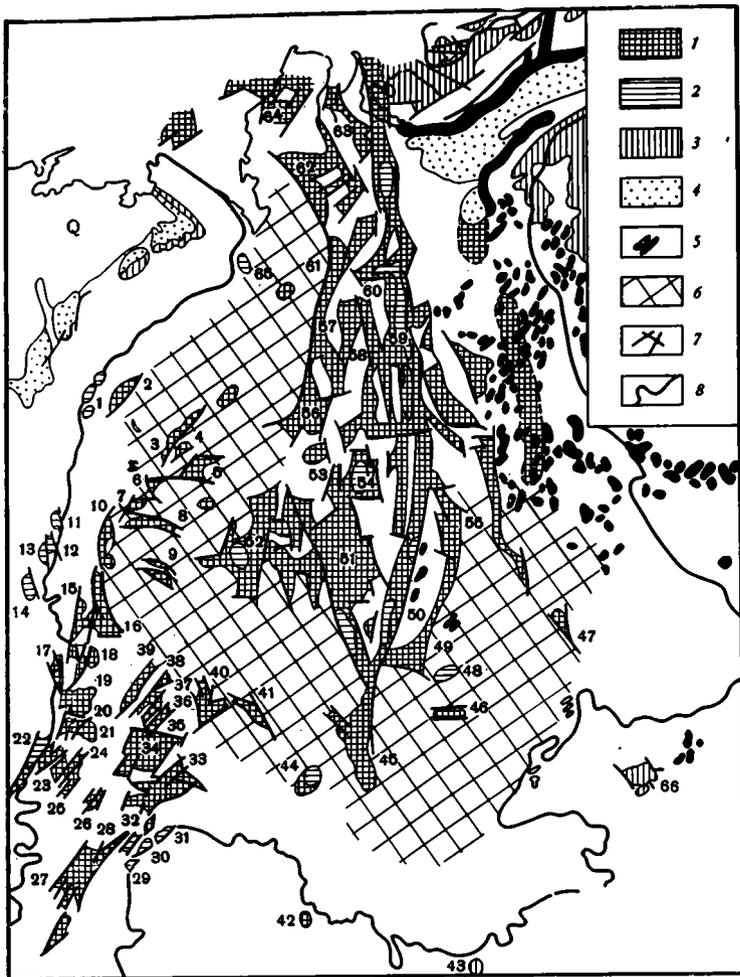


Рис. 2. Схема распространения триасовых образований в Западной Сибири. 1 — вулканогенно-осадочная туринская серия (T_{1-2}); 2 — челябинская серия (T_3); 3 — поля эффузивных траппов в Кузбассе, на Таймыре и Сибирской платформе (T_1); 4 — молассы остаточных передовых прогибов (Т); 5 — интрузии основного состава (T_{1-2}); 6 — области вероятного распространения интрузий базальтоидов, 7 — разломы, 8 — граница Западно-Сибирской плиты

Цифрами на схеме обозначены триасовые депрессии:

1 — Ятринские, 2 — Усть-Ляпинская, 3 — Чемашевская, 4 — Шеркальская, 5 — Мало-Атлымская, 6 — Тугровская, 7 — Верхне-Кондинская, 8 — Южно-Потанайская, 9 — Половинкинская, 10 — Ереминская, 11 — Ивдельская, 12 — Волчанская, 13 — Богословско-Веселовская, 14 — Мостовая, 15 — Бичурская, 16 — Ново-Троицкая, 17 — Буланаш-Елкинская, 18 — Анохинская, 19 — Катайская, 20 — Галкинская, 21 — Новопетропавловская (Архиповская), 22 — Челябинская, 23 — Назаровская и Севастьяновская, 24 — Юламановская, 25 — Кочердыкская, 26 — Звериноголовская, 27 — Убаганская, 28 — Карашиликская, 29 — Биесойганская, 30 — Узункульско-Куприяновская, 31 — Бурлукская, 32 — Какшарская, 33 — Пресновская, 34 — Воргашинская, 35 — Дроновская, 36 — Упоровская, 37 — Липихинская, 38 — Покровская, 39 — Тюменская, 40 — Аромашевская, 41 — Викуловская, 42 — Тениз-Коржункульская, 43 — Семейтауская, 44 — Омская, 45 — Муромцевская, 46 — Западно-Кельгачская, 47 — Белоярская, 48 — Пудинская, 49 — Нюрольская, 50 — Колтогорская, 51 — Ярсомовская, 52 — Цынгалинская, 53 — Тундринская, 54 — Айкаеганская, 55 — Ларьякская, 56 — Верхне-Казымская, 57 — Усть-Танловская, 58 — Пякупурская, 59 — Уренгойская, 60 — Хадуттейская, 61 — Епоковская, 62 — Сеяхинская, 63 — Средне-Гыданская, 64 — Северо-Ямальская, 65 — Лаборовская, 66 — Кузнецкая, 67 — Предтаймырский верхнепермско-триасовый передовой прогиб. Депрессии, обозначенные номерами 1—32, 34—53, 55, 65, установлены бурением и геологическими съемками, номерами 33, 54, 56 — 64 — различными геофизическими методами

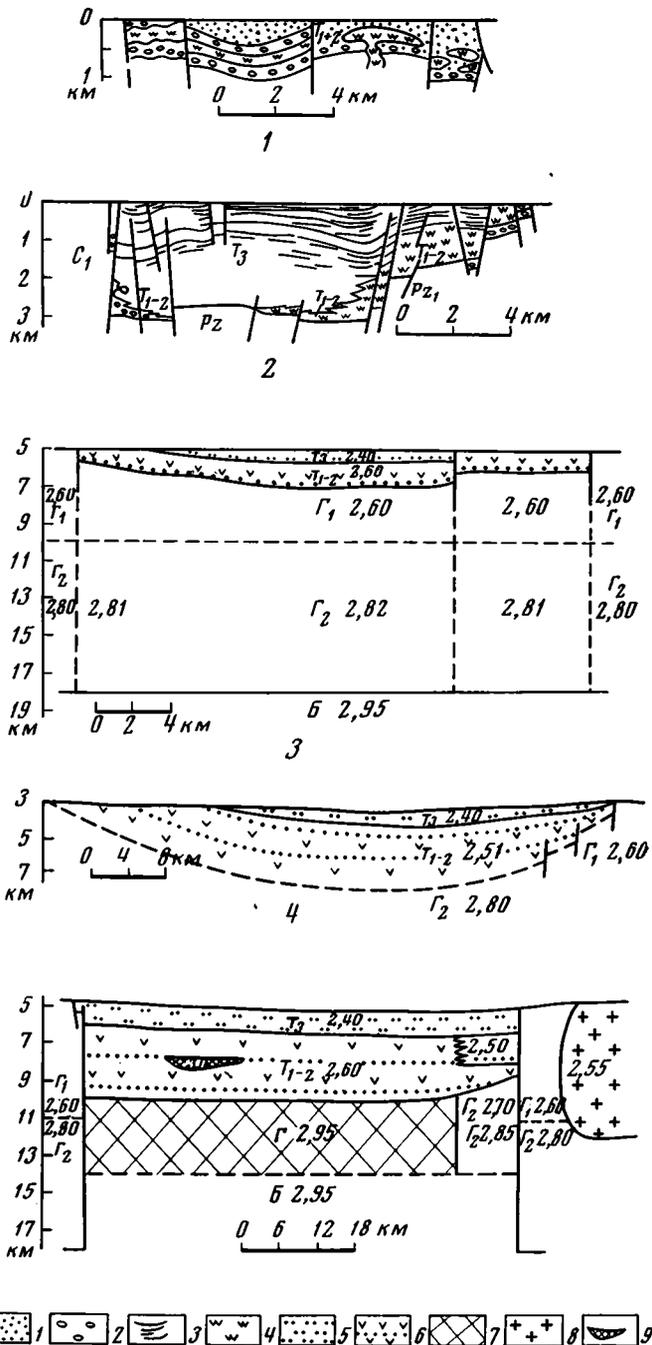


Рис. 3. Примеры строения триасовых депрессий.

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, 2 — конгломераты, гравелиты, 3 — угольные пласты, 4 — базальты, долериты, 5 — осадочные отложения, челябинская серия, 6 — вулканогенно-осадочные отложения, туринская серия, 7 — зона значительной базификации гранитно-метаморфического слоя, 8 — граниты, 9 — интрузии основного состава. Слои земной коры: Γ_1 — гранито-метаморфический слой, верхняя часть, Γ_2 — то же, нижняя часть, Б — базальтовый слой. Цифрами на разрезах обозначены средние плотности пород (g/cm^3), буквами — возраст отложений: (T_3 — верхнетриасовый, T_{1-2} — ниже- и среднетриасовый, C_1 — нижнекаменноугольный, Pz_1 — нижнепалеозойский, Pz — палеозойский. Привязка разрезов и авторы: 1 — Анохинский грабен, по В. И. Тужиковой, 2 — Челябинский грабен, по В. И. Тужиковой, 3, 4, 5 — Епоковский грабен, Айкаегарская депрессия и Уренгойский грабен, по А. А. Латыпову и П. К. Куликову

триасовый тектогенез и сопутствующий ему интенсивный базальтовый магматизм, составляющие раннюю стадию мезозойско-кайнозойского геотектонического процесса, также являются платформенными.

На территории Западной Сибири триасовые отложения, как правило, не образуют крупных покровов. Они заполняют сравнительно небольшие впадины, которые, как показывает бурение и геофизические исследования, в общем случае имеют форму удлиненных грабенообразных депрессий, ограниченных с одной, двух или со всех сторон крутопадающими разломами типа сбросов, иногда надвигами. Некоторые примеры строения депрессий показаны на рис. 3. На этом рисунке находят достаточно наглядное отображение две главные особенности. Первая состоит в том, что отложения, заполняющие депрессии, независимо от их вещественного состава дислоцированы умеренно и слабо, и только вблизи ограждающих надвигов — сильно, иногда очень сильно. Вторая — в том, что депрессии, заполненные преимущественно вулканогенными образованиями, имеют в своем основании более или менее сильно базифицированную (избыточная плотность достигает $0,15 \text{ г/см}^3$) земную кору.

Грабенообразные депрессии в Западной Сибири возникли на месте позднепермско-раннетриасового пенеблена, формированием которого закончился палеозойский геосинклинально-параплатформенный этап развития. Следы этого пенеблена в виде остатков кор выветривания иногда наблюдаются в фундаменте триасовых вулканогенных толщ (например, в районах Малого Атлыма и Кушмуруна). В базальной части туринской серии обычно залегают пласты грубых конгломератов. Конгломераты встречаются также внутри туринской и в основании челябинской серии. Наличие конгломератов свидетельствует о том, что грабенообразные депрессии формировались в обстановке значительного оживления радиальных положительных движений на фоне общего поднятия земной поверхности. Судя по размеру галек в триасовых конгломератах, можно полагать, что абсолютные отметки поверхности этого поднятия достигли 1500—2000 м и, может быть, несколько больше. Общее сводовое поднятие ограничивалось пределами северной части Урало-Монгольского пояса. Со всех сторон оно было окружено обширными областями прогибания (Земля Франца-Иосифа, Печора, Южное Приуралье, Тунгусская синеклиза, Енисей-Хатангская область) и пенебленами Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, юго-западные районы Сибирской платформы).

В свете сказанного триасовый тектонический этап на территории Западной Сибири нам представляется как время регионального довольно энергичного сводообразного подъема земной коры, сопровождавшегося раскрытием сети глубоких разломов, напряженным базальтовым магматизмом и глыбовыми дислокациями, наиболее ярко проявившимися в виде избирательного оседания отдельных блоков земной коры и в формировании многочисленных, сравнительно небольших рвообразных депрессий, значительная часть которых соответствует рифтам Дж. Грегори (Справочник..., 1970). Триасовые депрессии характеризуются общностью происхождения, сходным составом заполняющих пород, подобием тектонических нарушений, примерно одинаковым временем зарождения и развития. Всеми перечисленными признаками они связываются в единое, территориально строго очерченное структурное сооружение, которое может быть названо Западно-Сибирской рифтовой системой. Эта система простирается от Тургая до южного Таймыра и, возможно, включает Карское море. Ее площадь составляет приблизительно 3,0 млн. км². Она объединяет около 100 депрессий и заслуживает быть помещенной в один ряд с великими рифтовыми системами земного шара, описанными В. В. Белоусовым и Ю. М. Шейнманном (1968).

Литература

- Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Умова Л. А., Шатров В. П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. «Наука», 1968.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. «Наука», 1964.
- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабен.— В кн.: Байкальский рифт. «Наука», 1968.
- Бурьянова Е. З., Некрасова О. Н., Хабаров А. В. Петрографо-минералогическая характеристика пород доюрского фундамента восточного Зауралья по керну Тюменской опорной скважины 1-Р.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 8, ч. 1.
- Вайполин Ю. В. Исследование поверхности доюрского фундамента вдоль рек Айваседа-Пур и Пур методикой точечных зондирований преломленными волнами.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1966, № 8.
- Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. «Наука», 1964.
- Иванов К. П. Нижнемезозойские вулканогенные образования восточного склона Урала.— Тр. I Уральск. петрографического совещ., т. 2, Свердловск, 1963.
- Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. Автореф. канд. дис. ИГГУФАН СССР, Свердловск, 1969.
- Карева Е. А. Схема стратиграфии южной части Челябинского бурогоугольного бассейна.— Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 126. Геологический сборник, № 3. Гостоптехиздат.
- Карева Е. А. Верхний палеозой и нижний мезозой восточного склона Урала и западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 140. Гостоптехиздат.
- Копелев Ю. С. Магнито-теллурические зондирования на севере Западной Сибири.— Нефть и газ Тюмени, 1970, № 8.
- Куликов П. К. О генезисе структур покровного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.— Докл. АН СССР, Геол., 1968, т. 181, № 2.
- Куликов П. К. О происхождении Западно-Сибирского седиментационного бассейна и его внутренних структур.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 3.
- Мазина Е. А., Ксенофонов О. К. К вопросу о характере нижнемезозойского магматизма Тургайского прогиба.— В кн.: Геология Тургайского прогиба, вып. 1. ОНТИ (ВСЕГЕИ), 1961.
- Милитеева А. И. Петрохимия и особенности дифференциации интрузивных траппов Тюменского района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.
- Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.— Тр. I Уральск. петрографического совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Овчинников Л. Н., Панова М. В., Шангареев Ф. Л., Подлесова Р. Г. Результаты определения абсолютного возраста геологических образований Урала, полученные калий-аргоновым методом в 1963—1964 гг.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. «Наука», 1966.
- Равич М. Г. Горный Таймыр (ранний мезозой).— В кн.: Геологическое строение СССР, том 2. Магматизм «Недра», 1968.
- Ростовцев Н. Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности.— Геология и геофизика, 1966, № 1.
- Ростовцев Н. Н. (ред.) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Госгеолтехиздат, 1958.
- Рупасова З. Г. Абсолютный возраст гранитных интрузий и кайнотипных эффузивов Зауралья.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. «Наука», 1966.
- Сапир М. Х. Доюрские отложения западной части Енисей-Хатангского прогиба.— Уч. зап. НИИГА. 1969. Региональная геология, вып. 14.
- Сигов А. П., Якушев В. М. Материалы по геологии кайнотипных эффузивов Зауралья.— Сов. геология, 1963, № 2.
- Смирнов Е. П. К вопросу о кислых эффузивах мезозойского возраста Зауралья.— Докл. АН СССР, Геол., 1967, т. 172, № 1.
- Справочник по тектонической терминологии. «Недра», 1970.
- Тужикова В. И. Триасовая система.— В кн.: Геология СССР, том 12; часть I, книга 1. «Недра», 1969.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. Матер. соведц. по проблемам тектоники в Москве. «Наука», 1965.

УДК 551.242.3(571.1+235.216)

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Л. Г. КИРЮХИН, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ

СУЛТАН-УИЗДАГ И ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЙ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Анализ новых геологических и геофизических материалов показывает, что в пределах Султан-Уиздага и в районах выклинивания структурно-формационных зон Урала практически не наблюдается первичных структурных соотношений, не осложненных последующими крупными горизонтальными перемещениями как сдвигового, так и шарьяжного типа. Это привело к сложному торцовому рисунку зоны сочленения уралид и тяньшанид, не позволяющему в настоящее время провести прямое прослеживание структурно-формационных зон Урала в Тянь-Шань или наоборот.

Меридиональные структуры Урала и субширотные Тянь-Шаня погружаются под мощный платформенный чехол Туранской плиты. Поэтому выявление взаимоотношений их друг с другом вызывает огромные трудности. Большое теоретическое и практическое значение этой проблемы несомненно, в связи с чем она давно волновала умы геологов. Еще А. Д. Архангельский (1923, 1932, 1941) предложил самые разнообразные варианты сочленения этих крупнейших складчатых систем. В дальнейшем, по мере поступления новой геолого-геофизической информации геологи предлагали различные схемы сочленения структур Урала и Тянь-Шаня, которые по существу лишь детализировали принципиальные построения А. Д. Архангельского. Обзор этих взглядов приведен А. А. Ариповым и др. (1969).

Основываясь на новых геологических и особенно геофизических данных, многие исследователи пытались непосредственно связать структурно-формационные зоны Тянь-Шаня с аналогичными зонами Урала. При этом наметились две основные тенденции. Одни исследователи (Яншин, 1951; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962, и др.) считали, что Уральские и Тянь-Шаньские структурно-формационные зоны не имеют прямых связей; другие (Петрушевский, 1955; Гарьковец, 1964; Бухарин и др., 1964; Хамрабаев, 1966; Гарьковец, Хамрабаев, 1967; Шульц, 1965, 1966, и др.) пытались непосредственно соединить структурно-формационные зоны Тянь-Шаня с определенными зонами Урала.

Особое место в решении проблемы связи Урала и Тянь-Шаня имеет хребт Султан-Уиздаг — единственный выход на поверхность палеозойских геосинклинальных образований в зоне сочленения этих структур.

Анализ геологического строения хребта Султан-Уиздаг и имеющихся геофизических материалов по территории зоны сочленения позволяет нам высказать ряд соображений по этой проблеме.

На территории хребта Султан-Уиздаг в последнее десятилетие проведены геолого-съёмочные и тематические работы (Ю. А. Лихачев, В. С. Владимирский, Э. В. Малова, С. С. Шульц, К. К. Пятков, А. К. Бухарин, А. А. Кулеш и др.), позволяющие подробно охарактеризовать его геологическое строение. Султан-Уиздаг резко распадается на две принципиально различные части (рис. 1) — западную и восточную, разделенные крупным Урусайским разломом, выделенным А. А. Кулешом. Западная часть хребта в целом представляет собой крупную синклиналичную

структуру меридионального простиранья, осложненную продольными (долготными) разломами и выполненную мощным комплексом вулканогенных образований среднепалеозойского возраста (шейхджейлинская свита). В нижней части разреза этого комплекса преобладают основные и средние вулканогенные породы, преимущественно лавы, претерпевшие

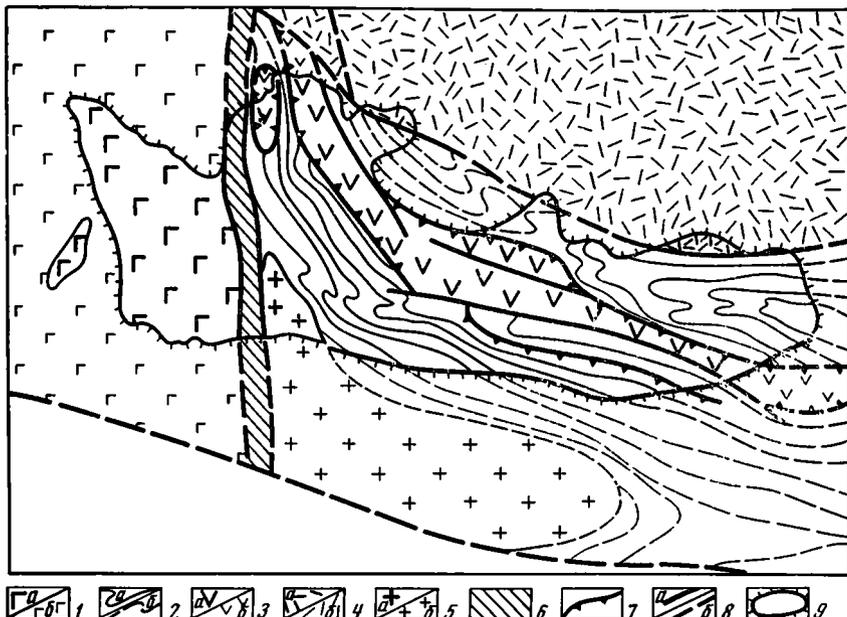


Рис. 1. Схематическая геологическая карта хр. Султан-Уиздаг

1 — силурийско(?)-девонские диабазово-андезитовые формации на поверхности (а) и под платформенных чехлом (б); 2 — силурийско(?)-девонские терригенно-карбонатные формации на поверхности (а) и под платформенным чехлом (б); 3 — офиолитовые (габбро-амфиболит-гипербазитовые) формации тектонических покровов на поверхности (а) и под платформенным чехлом (б); 4 — нижнекаменноугольно-верхнепалеозойская андезитовая формация на поверхности (а) и под платформенным чехлом (б); 5 — плагииграниты и гранодиориты Актауского батолита на поверхности (а) и под платформенным чехлом (б); 6 — зона Урусайского сдвига; 7 — граница тектонических покровов; 8 — разломы на поверхности (а) и под платформенным чехлом (б); 9 — контур выхода палеозойских образований на поверхность

помимо зеленокаменного изменения сильный динамометаморфизм и нередко превращенные в зеленые аповулканогенные сланцы. Для этой части разреза характерно почти полное отсутствие осадочных пород. Средняя часть разреза шейхджейлинской свиты представлена андезитовыми порфиритами и реже туфами того же состава, среди которых иногда отмечаются прослои туфосланцев, туфопесчаников и яшмоидов. В редких линзах известняков, содержащихся в этой части разреза, С. С. Шульцем и А. А. Кулешом собраны остатки брахиопод и кораллов эйфельского возраста. Не исключено, что низы шейхджейлинской свиты могут иметь раннедевонский или даже силурийский возраст.

Верхи вулканогенного комплекса представлены мощной толщей туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов (иногда крупноглыбовых) с прослоями лав андезитового состава, включающих в себя линзы известняков с ископаемой фауной эйфельско-живетского возраста, и редкими линзами кремнистых пород. Для рассматриваемой толщи характерно появление жерловых (лавобрекчиевых) фаций, аналоги которых в виде отдельных жерловин встречаются и в поле распространения низов разреза свиты.

Выше с тектоническим контактом расположена толща известняков с

редкими и маломощными прослоями туфогенно-карбонатных сланцев. В известняках С. С. Шульцем и А. К. Бухариным собраны многочисленные остатки брахиопод, пелеципод и кораллов фаменского возраста. Не исключено, что эта часть разреза непрерывно связана с нижележащими вулканогенными толщами; в таком случае верхи шейхджейлинской свиты могут иметь франкий и даже фаменский возраст.

С. С. Шульц (1967) указал на появление альбитофинов и кварцевых альбитофинов в поле развития вулканогенных пород шейхджейлинской свиты, однако их стратиграфическое положение остается неясным. Общая мощность шейхджейлинской свиты около 5000 м.

В западном Султан-Уиздаге практически отсутствуют крупные массивы гранитоидов и отмечаются лишь небольшие жильные тела гранодиоритового состава.

Разрез восточной части хребта резко отличается от описанного выше. Палеозойские породы слагают здесь крупный Менажатский синклиниорий, вытянутый в субширотном направлении. В основании разреза синклинория выходят сливные кварциты, слюдистые кварциты, микрокварциты и слюдисто-кварцитовые (апопелитовые) сланцы. Среди них встречаются редкие, но достаточно протяженные пласты мраморов. Этот комплекс отложений объединяется под названием султануиздагской свиты, достигающей 1400 м мощности. А. А. Кулеш ниже пород султануиздагской свиты выделяет еще и урусайскую свиту. Последняя, по нашему мнению, представляет собой зону милонитов Урусайского сдвига, который будет описан ниже. Возраст султануиздагской свиты неясен. Она перекрывается ниже- и среднедевонскими отложениями, однако характер контакта недостаточно изучен.

Нижне- и среднедевонские отложения (джамансайская свита) в наименее метаморфизованных разрезах представлены микрокварцитами и кварцитами, двуслюдяными и слюдистыми апопесчаниковыми сланцами и редкими отдельными телами метабазитов (актинолит-эпидот-плагиоклазовые сланцы). По данным С. С. Шульца (1966), метабазиты образуют отчетливый маркирующий горизонт, протягивающийся вдоль восточной части хребта Султан-Уиздага до зоны Урусайского разлома.

Верхняя часть джамансайской свиты характеризуется преобладанием первично фтанитовых (в настоящее время микрокварцитовых) пород с отдельными телами метабазитов. В отдельных случаях метабазиты секут породы свиты и имеют несомненно гипабиссальную природу.

В низах джамансайской свиты в не вполне ясных взаимоотношениях со стратотипическим разрезом встречаются, по данным С. С. Шульца, линзы мраморизованных известняков с фауной кораллов и члениками криноидей кобленц-эйфельского возраста. Мощность отложений джамансайской свиты — 1200 м.

Структурно выше, но, как правило, с тектоническим контактом залегают породы казансайской свиты — двуслюдяные кристаллические сланцы, чередующиеся и фациально замещающиеся слоистыми мраморами. В мраморах свиты встречаются остатки кораллов, брахиопод и членики криноидей плохой сохранности эйфельского возраста (А. А. Кулеш, С. С. Шульц).

В наименее метаморфизованных разрезах на севере хребта отложения, относимые к казансайской свите, представлены толщей пестроцветных аркозовых песчаников, чередующихся с алеволитами и подстилаемых известняками. Здесь в этих песчаниках нередко встречаются косяя слоистость, внутриформационные конгломераты, знаки ряби, а вся толща в целом имеет молассовый облик. Однако уверенную корреляцию этих молассоидных отложений с фаунистически охарактеризованными породами казансайской свиты провести не представляется возможным. Мощность отложений казансайской свиты достигает 1600—2100 м (Шульц, 1967).

Ядро Менажатского синклиория сложено своеобразным комплексом метасоматических габбро-амфиболитов, сменяющихся выше амфиболитами. Габбро-амфиболиты этого комплекса всеми исследователями трактовались как интрузивные образования. Однако характер перехода между амфиболитами и габбро-амфиболитами и наличие типичных при метасоматозе текстур позволяют однозначно определить их метасоматическую природу. Этот комплекс повсеместно подстилается типичным меланжем, содержащим многочисленные тектонические глыбы габбро-амфиболитов и амфиболитов в серпентинитовом цементе. По-видимому, меланж выстилает подошву габбро-амфиболитового комплекса, так как в месте воздымания шарнира синклиория породы этого комплекса и меланж образуют согласную с его структурой центроклиналь.

Метасоматический и метаморфический процесс, характерный для габбро-амфиболитов и амфиболитов, никогда не затрагивает нижележащих отложений. Не вызывает сомнения, что габбро-амфиболиты и амфиболиты представляют собой чужеродную формацию, тектонически попавшую в восточную часть Султан-Уиздага. Эту картину несколько осложняет термальный метаморфизм низких давлений, фиксируемый появлением андалузита и турмалина и захватывающий как подстилающие девонские отложения, так и габбро-амфиболитовую и амфиболитовую полосу. Такое строение их может быть объяснено только шарьированием (надвиганием) габбро-амфиболитов и амфиболитов на отложения девонского возраста, впоследствии совместно смятых в сложные складки. Именно такую трактовку структурного положения амфиболитов в последнее время предлагает С. С. Шульц (мл.). Это предположение вполне согласуется с представлениями В. С. Буртмана (1970) о складчато-покровной структуре палеозойских отложений Кызылкумов.

Возраст образований габбро-амфиболитового и амфиболитового комплекса неясен. Метаморфизм этого комплекса, по-видимому, древнее девонского, а сами эти образования, находящиеся в аллохтонном залегании, вероятно, следует относить к рифею — нижнему палеозою. С. С. Шульц (1966, 1967) предполагал, что осадочные отложения девона восточной части Султан-Уиздага по простирацию на запад фациально замещаются вулканогенными образованиями шейхджейлинской свиты западной части хребта. В качестве доказательства он приводит постепенное изменение фациального облика казансайской свиты в восточной части хребта. На самом востоке эта свита сложена преимущественно известняками, которые, по мнению С. С. Шульца, в западном направлении замещаются существенно терригенными отложениями с отдельными пачками метадиабазов.

Выяснилось, что карбонатные отложения казансайской свиты на западе не замещаются, а тектонически перекрываются терригенными (с метадиабазами) образованиями более древней джамансайской свиты. Последняя, по-видимому, слагает одну из частных тектонических пластин, которая местами (как раз в зоне предполагавшегося фациального перехода) отделена от пород казансайской свиты меланжем.

Всеми исследователями (А. Д. Архангельский, В. Г. Гарьковец, С. С. Шульц и др.) отмечался резкий, но непрерывный поворот простираций структур Султан-Уиздага при приближении к Урусайскому разлому. С. С. Шульц предполагал, что этот поворот сопровождается сменой фаций однообразных девонских образований от существенно вулканогенных к преимущественно терригенным. Однако, как стало ясно, эта смена связана с неправильной трактовкой структуры района, когда верхняя тектоническая пластина принималась за фациальный аналог нижней тектонической пластины.

По формационному характеру и типу структур, как на это справедливо указал А. А. Кулеш, западная и восточная части Султан-Уиздага не имеют никаких общих черт и тем более признаков фациальных переходов.

Характерной особенностью восточной части Султан-Уиздага является широкое развитие плагиигранит-диоритовых пород, слагающих огромный Актауский плутон. По геофизическим данным этот плутон не только входит в пределы южного крыла Менажатского синклинория, но, по-видимому, прослеживается к югу от него. Это вполне согласуется с высоким термальным метаморфизмом палеозойских толщ восточной части Султан-Уиздага. В западной части хребта подобная термальная переработка отсутствует.

Западная и восточная части Султан-Уиздага разграничены Урусайским разломом. Этот разлом представляет собой широкую (до 25 км в южной части) меридионально вытянутую зону милонитов, в которой «плавают» линзоподобные тектонические клинья мраморов, графитсодержащих кварцитовых сланцев и зеленокаменноизмененных рассланцованных эффузивов. Мраморы и эффузивы довольно легко могут быть сопоставлены с аналогичными породами, расположенными по западному и восточному крыльям Урусайского разлома. Графитсодержащие кварцитовидные сланцы не имеют аналогов в крыльях разлома и мы вынуждены допустить, что они проникли в зону разлома при достаточно значительных горизонтальных или вертикальных перемещениях. Милониты зоны Урусайского разлома обладают своеобразным изгибом плоскостей кливажа, характерного для так называемых Z-образных складок с субвертикальными шарнирами (оксиклиналями). Сочетание длинных и коротких плеч оксиклиналей свидетельствует о правобоковой сдвиговой составляющей движения по Урусайскому разлому. На сдвиговую природу этого разлома указывает также характерный рисунок косога утыкания целиковых тектонических линз в кливаж милонитов. Урусайский сдвиг хорошо фиксируется в гравиметровом и в магнитном полях.

Движения по Урусайскому сдвигу, вероятно, произошли после смятия геосинклинальных комплексов в крутые складки. Это доказывается тем, что субширотные структуры восточной части Султан-Уиздага при приближении к Урусайскому сдвигу резко, но непрерывно меняют свои простираения от субширотных к субмеридиональным. Однако этот поворот не связан, как предполагал С. С. Шульц, с первичным изменением простирааний структур от тяньшанских к уральским направлениям, так как он не сопровождается сколько-нибудь заметным изменением фациального состава среднепалеозойских отложений. Более того, в месте поворота структура полосы развития пород джамансайской свиты резко усложняется. Здесь появляются характерные Z-образные складки с субвертикальными шарнирами, столь свойственные присдвиговому деформациям.

Таким образом, все имеющиеся данные указывают на сдвиговую (правобоковую) природу Урусайского разлома. Этот разлом разграничивает две принципиально различные части Султан-Уиздага — западную и восточную.

Формации восточной части Султан-Уиздага всеми исследователями уверенно сопоставляются с одновозрастными и однотипными формациями Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня. По своему формационному составу от этих разрезов несколько отличается только часть джамансайской свиты (кремнистые породы с эффузивами). Однако аналоги и этой части свиты можно найти в среднепалеозойских отложениях Туркестанского хребта.

В структурном отношении палеозойские толщи восточной части Султан-Уиздага, Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня также близки между собой. В восточной части Султан-Уиздага, так же как и в Кызылкумах и Южном Тянь-Шане (Буртман, 1970; Буртман, Клишевич, 1971), широко развиты смятые в складки тектонические покровы, причем верхний из них обычно сложен древними метаморфическими комплексами. Эта аналогия подчеркивается широким развитием в восточной части Султан-Уиздага плагиигранит-гранодиоритовых интрузий, столь характерных для Кызылкумов.

Наибольшая сложность возникает в определении формационной принадлежности силурийско(?) - девонских диабазово-андезитовых формаций западной части Султан-Уиздага. Слабая фаунистическая охарактеризованность и сильный динамометаморфизм затрудняют прямую параллелизацию этих образований с какими бы то ни было разрезами Урала или Тянь-Шаня.

Силурийско(?) - девонские вулканогенные формации Южного Тянь-Шаня существенно отличаются от вулканитов шейхджейлинской свиты своим преимущественно диабазовым составом и наличием в разрезе большого количества терригенных пород. Поэтому разрез среднего палеозоя западной части Султан-Уиздага никем не сопоставлялся с разрезами палеозоя Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня.

Ряд исследователей (Гарьковец, 1964; Шульц, 1966, и др.) протягивал западную часть Султан-Уиздага по геофизическим и геологическим данным непосредственно в Прииргизскую зону Урала. Однако, по данным Г. А. Костик, результаты детальных геологических съемок, проведенных в последнее время в Прииргизье, не позволяют проводить такие сопоставления. Вулканогенные спилито-кератофировые образования Прииргизья, считавшиеся ранее силуром и девоном, на основании многочисленных фаунистических находок отнесены к нижнему карбону. Развитые в этой зоне мощные кремнисто-сланцевые толщи содержат микрофоссилии нижнего кембрия. Поздний девон — ранний карбон в Прииргизье представлен граувакковой формацией зилаирской свиты.

Единственно сходные с западной частью Султан-Уиздага в формационном отношении среднепалеозойские образования могут быть найдены в пределах Магнитогорско-Мугоджарской зеленокаменной зоны. Нижняя часть шейхджейлинской свиты можно сопоставить с ирендыкской свитой Магнитогорского синклинория как по возрасту, так и формационному составу. В обеих этих свитах широко развиты андезито-базальтовые (пироксен-плагноклазовые) порфириды (с малым количеством терригенных пород), принадлежащие эйфелю.

Верхняя, туфоогенно-обломочная часть разреза шейхджейлинской свиты, содержащая живетскую ископаемую фауну (Шульц, 1967), практически ничем не отличается от колтубанской свиты (живет — франк). Магнитогорской зоны. Это сходство усиливается наличием в верхах разреза шейхджейлинской свиты известняков фаменского возраста, близких одно-возрастным известнякам Берчогурской синклинали юга Магнитогорско-Мугоджарской зеленокаменной зоны. Очень интересно появление граувакковой флишеподобной толщи в разрезе шейхджейлинской свиты в обнажениях на левом берегу Аму-Дарьи. Здесь в тектоническом клине обнажена достаточно мощная (не менее 300 м) сероцветная толща, представленная сложным переслаиванием граувакковых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с флишеподобной ритмичностью. Эта толща подстилается мраморизованными известняками, в которых обнаружены редкие остатки члеников криноидей нижнедевонского облика (устное сообщение А. А. Кулеша). В формационном отношении описываемая толща не отличима от позднедевонско-раннекаменноугольной зилаирской свиты Магнитогорско-Мугоджарской зоны Урала, хотя возраст этих образований в Султан-Уиздаге остается неясным.

Сопоставление западной части Султан-Уиздага с Магнитогорско-Мугоджарской зоной Урала впервые было высказано А. Д. Архангельским (1941). Однако имеющиеся в настоящее время геофизические и геологические данные не позволяют непосредственно соединить западную часть Султан-Уиздага с Магнитогорско-Мугоджарской зоной Урала. Анализ магнитных, гравиметровых и частично сейсморазведочных материалов в сочетании со структурным планом платформенного чехла показывает, что Магнитогорско-Мугоджарская зона Урала может быть прослежена к югу от последних ее обнажений в Жамантау только на расстояние

100—120 км, где она резко обрывается (рис. 2). Такое резкое ее исчезновение вряд ли можно объяснить первичным выклиниванием зеленокаменного прогиба к югу. Действительно, в пределах рассматриваемой зоны к югу происходит расширение зеленокаменного прогиба, увеличивается количество и мощность эффузивных пород, и отсутствуют какие бы то ни было структурные признаки первичного выклинивания. Вероятнее всего,

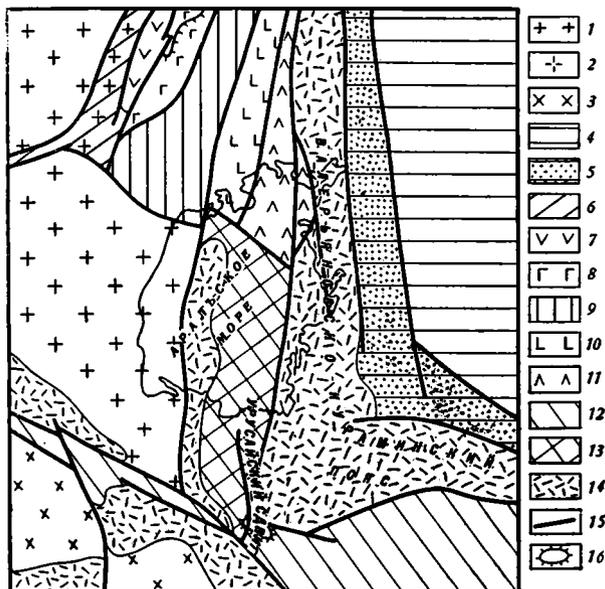


Рис. 2. Тектоническая схема зоны сочленения варисцид Урала и Тянь-Шаня

1—3 — области распространения докембрийского кристаллического фундамента: 1 — Русской плиты, 2 — Северо-Устьюртского массива, 3 — Центрально-Каракумского и других массивов, 4—5 — каледониды Центрального Казахстана; 4 — непереработанные варисцийской складчатостью, 5 — переработанные варисцийской складчатостью; 6—14 — варисцийские геосинклиналильные комплексы: 6—11 — уралиды: 6 — миогеосинклиналь, 7—11 — эвгеосинклиналь (7 — Сакмарский тектонический покров, 8 — Магнитогорско-Мугоджарская зеленокаменная зона, 9 — Урало-Тобольская зона; 10 — Прииргизская зона; 11 — Аятская зона); 12 — тяньшаниды; 13 — Центрально-Аральская зона сложных вторичных сочленений уральских и тяньшанских структурно-формационных комплексов; 14 — раннекаменноугольно-верхнепалеозойские структуры вулканоплутонических поясов; 15 — основные разломы; 16 — контур варисцид на поверхности

этот резкий обрыв зоны на юге можно объяснить последующими тектоническими движениями со значительной ролью горизонтальных перемещений. Такое допущение вполне вероятно, если учесть, что расположенные западнее среднепалеозойские эвгеосинклиналильные формации Сакмарской зоны Урала, как показали последние исследования (Камалетдинов, 1965; Камалетдинов, Казанцева, 1970; Пейве и др., 1971), заведомо находятся в аллохтонном залегании.

Кроме того, следует учесть, что непосредственно к югу от намеченного нами места выклинивания меридионально вытянутой Магнитогорско-Мугоджарской зеленокаменной зоны проходит в субширотном направлении разлом, южнее которого расположен Северо-Устьюртской массив ранней (байкальской?) консолидации.

Характерные для западной части Султан-Уиздага магнитное и гравитационное поля к югу и северу от ее обнаженной части быстро исчезают,

что не позволяет протягивать эту структурно-формационную зону на значительное расстояние ни к северу, ни к югу от хребта Султан-Уиздаг.

Как было показано выше, шейхджейлинская свита по Урусайскому сдвигу торцово сочленяется с тяньшанскими среднепалеозойскими формационными комплексами восточной части Султан-Уиздага. Это сочленение имеет вторичный характер и не связано с фациальным переходом зеленокаменной формации западной части Султан-Уиздага в тяньшанские терригенно-карбонатные формации его восточной части.

Анализ магнитного и гравитационного полей и структур платформенного чехла показывает, что ни одна из структурно-формационных зон Урала, расположенных западнее Прииргизской зоны, не может быть прослежена южнее северных берегов Аральского моря. Прииргизская же зона по магнитному полю и структурным особенностям платформенного чехла, казалось бы, прослеживается до широты Султан-Уиздага. Однако сопоставление магнитных и гравитационных аномалий свидетельствует о неоднородности этой зоны. В ее северной части наблюдается прямое соотношение магнитных и гравитационных аномалий, по-видимому, связанных с нижнекаменноугольными вулканитами основного состава. Меридионально вытянутая полоса таких соотношений магнитных и гравитационных аномалий прослеживается до северных берегов Аральского моря, где она торцово срезается гравитационными аномалиями субширотного и северо-западного простираний. Южнее не наблюдается прямого соответствия магнитных и гравитационных полей. Такие же соотношения магнитных и гравитационных полей характерны для каменноугольного Валерьяновско-Кураминского краевого пояса, впервые выделенного А. А. Богдановым (1965). Этот пояс, как известно, прекрасно трассируется по интенсивным магнитным аномалиям. На этом основании можно предположить, что к югу от северных берегов Аральского моря в областях значительного погружения фундамента под платформенный чехол, зоны интенсивных магнитных аномалий в основном отражают раннекаменноугольно-позднепалеозойские структуры. Это значительно затрудняет расшифровку строения допозднепалеозойских образований.

Предположение о значительной роли горизонтальных перемещений в современном структурном плане зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня согласуется с полученными за последние годы геологическими данными о характере и возрасте деформаций этих областей. Для Урала вполне обоснованно доказывается позднедевонско-каменноугольный возраст основных тектонических движений, вызвавших крупные горизонтальные перемещения (Камалетдинов, 1965; Камалетдинов, Казанцева, 1970; Руженцев, 1971; Пейве и др., 1971).

В Тянь-Шане движения такого же типа, по данным В. С. Буртмана (1970) и С. С. Шульца, происходили главным образом в среднем — позднем карбоне и в ранней перми. Главная складчатость варисцид Урала и Тянь-Шаня произошла в позднем палеозое уже после основных горизонтальных перемещений. Одновременно со складчатостью происходило заложение орогенных структур варисцид, частным проявлением которых являются упомянутые выше структуры вулканоплутонических поясов. Эти позднепалеозойские крупные орогенные структуры завуалировали значительно более сложные структурно-формационные взаимоотношения более древних (собственно геосинклинальных) структур.

Как было показано выше, в пределах Султан-Уиздага и в районах выклинивания структурно-формационных зон Урала практически не наблюдается первичных соотношений, не осложненных достаточно крупными горизонтальными перемещениями как сдвигового, так и шарьяжного типа. Это привело в конечном счете к сложному торцовому рисунку зоны сочленения уралид и тяньшанид, который не позволяет провести простое прослеживание зон Урала и Тянь-Шаня. Такие же сложные соотношения структур можно предполагать в Центрально-Аральской зоне, где наблю-

даются наиболее сложные сочетания меридиональных и субширотных магнитных и гравитационных аномалий. Они отражают вторичный (постседиментационный) характер зоны сочленения варисцийских структур Урала и Тянь-Шаня.

Таким образом, представляется, что всякие попытки прямых, прослеживаний структурно-формационных зон Урала в Тянь-Шань или наоборот в настоящее время практически невозможны, так как их первичные взаимоотношения очень сильно затушеваны значительными последующими горизонтальными перемещениями.

Литература

- Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Курбанязов К. К. Геологическое строение области сочленения герцинских структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня. «Фан», Ташкент, 1969.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1, М.—Л., Госиздат, 1923.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская часть. Л.—М. Гос. научно-техн. геологоразв. изд., 1932.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. 3-е изд. т. 1, М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5—6.
- Буртман В. С. О тектонике варисцид в пустыне Кызылкум.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1.
- Буртман В. С., Клишев В. А. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане.— Геотектоника, 1971, № 1.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала.— Сб. научн. трудов Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 60.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан) — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.
- Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом.— Сб. научных трудов Ташкентск. политехн. ин-та, 1964, вып. 4.
- Гарьковец В. Г., Хамрабаев И. Х. О геологической и металлогенической связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня и Южного Урала.— В сб.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. «Наука», 1967.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, М., 1965.
- Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район).— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Хамрабаев И. Х. К проблеме связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом и их рудных перспектив.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 1.
- Шульц С. С. (мл.) Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5; 1966, т. 41, вып. 5.
- Шульц С. С. (мл.) Геологическое строение хребта Султан-Уиздаг и его положение в зоне сочленения Урала и Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис., Л. 1967.
- Ившин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: Памяти акад. А. Д. Архангельского (Вопросы литологии и стратиграфии СССР). Изд-во АН СССР, М., 1961.

Геологический институт АН СССР
Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт

Статья поступила
15 декабря 1971 г.

УДК 551.242.3+551.76(234.3)

И. В. АРХИПОВ

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОЙ ЗОНЫ
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В РАННЕМ МЕЗОЗОЕ**

Срединные массивы и геосинклинальные прогибы, составлявшие основу раннеальпийской структуры северной зоны Альпийской складчатой области, возникли в результате длительного, сложного и крайне неравномерно протекавшего процесса трогообразования. Развитие рассматриваемой территории в раннем мезозое представляется не как повсеместная быстрая смена во времени геосинклинального режима платформенным и вновь геосинклинальным, а как непрерывное сосуществование в пространстве геосинклинальных и остатков платформенных структур.

К северной зоне Альпийской складчатой области Средиземноморского геосинклинального пояса обычно относятся горные сооружения Альп, Карпат, Балкан, Крыма, Большого Кавказа, Копет-Дага, Гиндукуша, Памира, Каракорума и Гималаев, ограничивающиеся с севера преимущественно палеозойскими складчатыми структурами, а с юга — разнородными тектоническими элементами, которые в настоящее время в основном заняты межгорными и предгорными прогибами и впадинами внутренних морей.

Наиболее полный анализ основных особенностей строения и развития Альпийской складчатой области и, в частности, ее северной зоны содержится в последних работах М. В. Муратова (1962, 1969, 1971) и В. Е. Хаина (1968, 1969, 1970). Согласно М. В. Муратову (1969), главная роль в структуре всего Средиземноморского пояса принадлежит не герцинскому, а байкальскому складчатому основанию, на котором последовательно были заложены различные по своим типам сравнительно узкие палеозойские (герцинские) и мезозойско-кайнозойские (альпийские) геосинклинальные прогибы. При этом альпийские прогибы являются по отношению к герцинским большей частью унаследованными. Одновременно с развитием этих прогибов на разделяющих их участках в течение всего палеозоя и мезозоя продолжалось формирование чехла байкальского складчатого основания. По данным В. Е. Хаина, начало альпийского развития Средиземноморского пояса относится к нечетко выраженному киммерийскому этапу, которому предшествовал интенсивно проявившийся герцинский этап. В результате герцинского тектогенеза значительная территория Средиземноморского пояса в его западных и северных частях испытала временную консолидацию и стала областью формирования мезозойского квазиплатформенного чехла, сложенного преимущественно карбонатными отложениями. В пределах этой эпигерцинской квазиплатформы, начиная с триаса, стали закладываться альпийские геосинклинальные прогибы нескольких поколений, характеризующиеся разной продолжительностью своего геосинклинального развития (Хаин, 1969, 1970).

Раннеальпийская тектоника Альпийской складчатой области включает в себя целый круг разнообразных и сложных вопросов. Автору настоящей статьи хотелось бы ограничиться лишь некоторыми из них, свя-

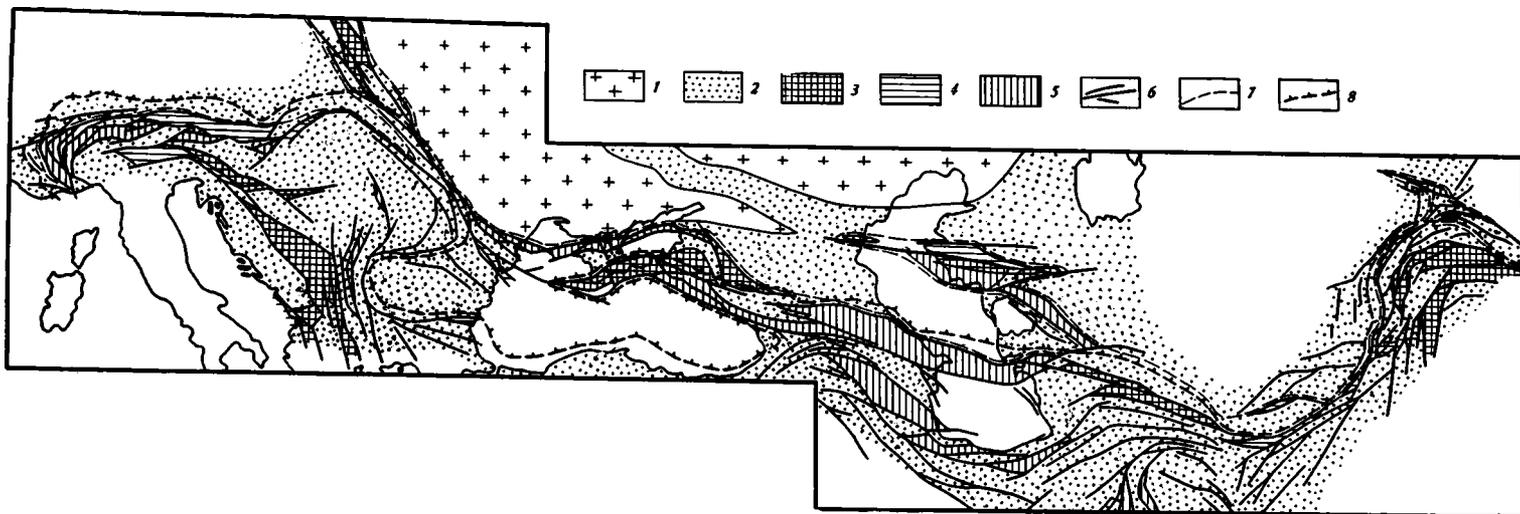


Схема раннемезозойской структуры северной зоны Альпийской складчатой области и смежных с ней территорий. 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — области байкальской и палеозойской складчатости (участки слабых опусканий и поднятий), 3 — прогибы, развивавшиеся в триасе и ранней юре, 4 — прогибы, развивавшиеся в основном в позднем триасе, 5 — прогибы, развивавшиеся в основном в ранней и средней юре, 6 — главные разрывные нарушения, 7 — северная граница развития раннемезозойских прогибов, 8 — северная граница Альпийской складчатой области в современной структуре

занными с пространственно-хронологическими и структурными характеристиками тех геологических процессов, которые ознаменовали начало альпийского этапа развития и определили его тектоническую сущность.

Многочисленные факты убедительно свидетельствуют о том, что главным геологическим процессом, обусловившим начало альпийского этапа развития северной зоны Альпийской складчатой области, явилось интенсивное образование раннемезозойских геосинклинальных трогов в зонах повышенной раздробленности земной коры (рисунок). В истории геосинклинального развития Альпийской складчатой области не много примеров тектонических явлений подобной активности и пространственного распространения. По своей интенсивности процесс раннемезозойского трогообразования может быть сравним, пожалуй, только с процессом формирования позднеальпийских (верхнемеловых-эоценовых) геосинклинальных прогибов.

Хотя некоторые раннемезозойские трог стали развиваться уже с раннего и среднего триаса, более активное и массовое заложение прогибов началось в основном лишь в позднем триасе, продолжаясь в ранней, а местами и в средней юре, т. е. было достаточно растянутым во времени. Длительность существования трогов была также весьма неодинаковой: одни из них замкнулись или перестали быть участками интенсивного опускания уже к началу ранней юры (прогиб Лудо-Камчи в Болгарии), другие — к средней юре (прогибы Пьемонтской зоны Французских и Швейцарских Альп, Горного Крыма, восточной части Большого Кавказа), третьи (к ним относятся многие прогибы северной зоны Альпийской складчатой области) продолжали развиваться в позднем мезозое.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции позволяют выделить следующие морфологические особенности раннемезозойских геосинклинальных трогов. Это были сравнительно узкие (в среднем обычно десятки километров) и достаточно протяженные (до нескольких сотен километров) структуры. Ширина трогов, как правило, была невыдержанной, следствием чего являлось их частое выклинивание по простиранию. Форма трогов в плане в большинстве случаев была линзовидной или приближалась к форме сильновытянутых неправильных ромбов. Присутствие осадочных брекчий в краевых частях многих трогов (Жинью, 1952; Vergoulli, 1971) свидетельствует о том, что их борта обычно имели значительную крутизну. Глубина трогов, судя по целому ряду признаков, была весьма различной, однако среди них, видимо, все же преобладающими были средние и большие глубины, зачастую не компенсировавшиеся осадконакоплением (Трюмпи, 1965; Garrison, Fischer, 1969). Форма большинства трогов была, по-видимому, далека от простых и правильных в поперечном сечении корытообразных структур. При этом часто трог несомненно представляли собой не единые структуры, а целые системы разновеликих, нередко асимметричных прогибов, образующие зоны интенсивного прогибания. Эти трог во многих случаях располагались по отношению друг к другу кулисообразно.

Пространственная ориентировка раннемезозойских трогов подчинялась следующим главным направлениям: восток-юго-восточному, запад-юго-западному, север-северо-восточному, и север-северо-западному. Кроме этих четырех имелись, конечно, и другие структурные направления, не влиявшие, однако, сколько-нибудь значительно на характер пространственного размещения раннемезозойских структур. Кажущееся отсутствие в общей картине расположения трогов той упорядоченности и правильности, которую можно было бы ожидать при таком незначительном числе вполне определенных тектонических направлений, вызвано неодинаковым и сложным соотношением перечисленных направлений на разных участках северной зоны Альпийской складчатой области. В целом же преобладающими были субширотные, главным образом восток-юго-восточные простирания раннемезозойских структур.

В составе осадков, заполняющих раннемезозойские трог, преобладающим развитием пользуются песчано-глинистые, часто угленосные, карбонатно-глинистые и кремнисто-карбонатно-глинистые породы. Причем карбонатные, кремнистые и глинистые отложения распространены главным образом на западе и востоке северной зоны Альпийской складчатой области (Альпы, Памир, Каракорум, Гималаи), тогда как песчано-глинистые угленосные осадки — в основном в ее центральных частях (Балканский хребет, Крым, Кавказ, Гиндукуш). Весьма характерным для раннемезозойских прогибов является отсутствие в них крупных масс грубообломочных пород. Важная роль в заполнении многих трогов принадлежит изверженным породам основного состава, а в некоторых прогибах также и офиолитам (Альпы, Гималаи).

Вряд ли можно сомневаться в том, что форма в плане и в разрезе, взаиморасположение и ориентировка трогов были predetermined существованием и развитием систем крупных разрывных нарушений. О решающей роли последних в формировании трогов свидетельствует также присутствие в составе заполняющих их осадков основных и ультраосновных изверженных пород. Приуроченность трогов к нескольким основным структурным направлениям, несомненно, находится в прямой зависимости от тех закономерностей пространственного расположения и взаимоотношения, которым подчинены главные системы контролировавших их разрывных нарушений.

Разделявшие геосинклинальные трог участки байкальского складчатого основания представляли собой области слабых опусканий и, реже, поднятий, по своему тектоническому режиму, по-видимому, мало чем отличавшиеся от типичных платформ. Широкое площадное развитие в северной зоне Альпийской складчатой области маломощных морских отложений нижнего мезозоя позволяет представить ее в раннемезозойское время не как сушу, изрезанную узкими морскими трогам — проливами, а как обширный морской бассейн шельфового типа с целым рядом более или менее глубоких подводных трогов-желобов. Этим обстоятельством, по всей вероятности, и объясняется отсутствие среди осадочных серий раннемезозойского возраста больших масс грубообломочного материала, который, казалось бы, должен был накопиться при резких перепадах тектонического рельефа, обусловленных существованием глубоких геосинклинальных трогов. В пределах рассматриваемой части Альпийской складчатой области в раннемезозойское время, несомненно, существовали и участки суши как низменной, так местами, по-видимому, и скалистой (кордильерной). Общая площадь ее, однако, была значительно меньше площади морских бассейнов.

В характеристике раннемезозойских трогов исключительно важным представляется вопрос об их взаимоотношениях с более древними структурами. Как уже отмечалось выше, по отношению к прогибам герцинского возраста раннемезозойские трог чаще всего оказываются унаследованными. Эта унаследованность, однако, много сложнее простого продолжения в раннемезозойское время прогибания позднепалеозойских синклинальных структур. Последние нередко наследуются лишь частично, а частично несогласно перекрываются триасовыми и ниже-среднеюрскими отложениями, т. е. их унаследованность носит достаточно относительный характер. Случай «чистого» унаследования, при котором раннемезозойские прогибы по своей форме, размеру и местоположению в точности бы повторяли позднепалеозойские прогибы, а между пермскими и нижнемезозойскими отложениями или внутри нижнемезозойского разреза полностью отсутствовали бы перерыв и угловые несогласия, в северной зоне Альпийской складчатой области практически неизвестны. В этой связи необходимо подчеркнуть, что вообще сам факт существования в пределах Альпийской складчатой области так называемых сквозных геосинклинальных прогибов палеозойско-мезозойского

возраста ставится в настоящее время некоторыми исследователями под серьезное сомнение (Белов, 1970).

Наряду с унаследованными прогибами в северной зоне Альпийской складчатой области имеются также и отчетливо наложенные геосинклинальные трогии раннемезозойского возраста, располагающиеся не на палеозойском геосинклинальном основании, а на более древнем (в основном байкальском) фундаменте или его чехле. В последнем случае возможно отсутствие углового несогласия между верхнепалеозойскими отложениями чехла и слоистой структурой нижнемезозойских осадочных серий, заполняющих трог (Муратов, 1971). Такие наложенные раннемезозойские трогии известны в Альпах, на севере Ирана, в Гиндукуше, на Памире.

Все изложенное выше относится к характеристике раннемезозойских геосинклинальных трогов, развитых внутри современных границ Альпийской складчатой области. К северу от этих границ, в пределах северного обрамления Альпийской складчатой области, располагается, как это стало теперь известно в результате буровых и геофизических работ, целый ряд специфических грабенообразных структур, заполненных преимущественно песчано-глинистыми нижнемезозойскими отложениями континентально-морского происхождения большой мощности с частым присутствием вулканогенных пород основного состава. Вопрос о пространственном развитии процесса раннемезозойской тектонической активизации и, следовательно, о границах Альпийской складчатой области в начальном этапе ее развития, как нам представляется, теснейшим образом связан с проблемой тектонической природы этих грабенообразных структур.

Во взглядах на генетическую сущность раннемезозойских грабенообразных прогибов среди геологов-тектонистов нет единого мнения. Одни исследователи рассматривают эти прогибы как позднегерцинские (остаточные) структуры, другие — как участки герцинид с возрожденным в раннем мезозое геосинклинальным развитием, завершившимся киммерийской складчатостью (Шлезингер, 1971). В. Е. Хаин (1969, 1970) считает триасовые прогибы Добруджи, Западного Предкавказья и Банди-Туркестана не остаточными или запоздалыми герцинскими, а раннекиммерийскими геосинклинальными структурами («мини-геосинклиналями»), несогласно наложенными на герцинское складчатое основание. По мнению В. Е. Хаина, они испытали ускоренное развитие, пройдя в течение триаса полный геосинклинальный цикл. Целиком соглашаясь с выводами В. Е. Хаина о негерцинской природе этих прогибов, мы в то же время полагаем, что они принадлежат вероятнее всего к структурам не столько ускоренного, но полного, сколько незаконченного (прерванного, начального) развития. Мы считаем также возможным и необходимым значительно расширить число раннеальпийских структур за пределами современной Альпийской складчатой области, добавив к раннемезозойским прогибам Добруджи, Западного Предкавказья и Банди-Туркестана также Лодзинскую мульду (которая фактически является грабеном), грабены равнинного Крыма и Причерноморья, Мангышлакский прогиб и прогиб Ферганского хребта, заполненные триас-юрскими и ниже-среднеюрскими отложениями в основном песчано-глинистого состава (рисунок).

Основанием для заключения о том, что перечисленные нижнемезозойские прогибы представляют собой результат раннеальпийской тектонической активизации и отражают начало альпийского, а не конца герцинского развития, служит сравнительный анализ этих прогибов и разновозрастных им геосинклинальных трогов, расположенных в пределах современной Альпийской складчатой области. Структурно-морфологические и литолого-формационные характеристики, а также время заложения «внеальпийских» и типичных альпийских геосинклинальных тро-

гов весьма близки между собой. О генетической близости внеальпийских и альпийских раннемезозойских прогибов свидетельствует также расположение первых, которые пространственно явно тяготеют к Альпийской складчатой области и в ряде случаев входят внутрь нее под углом.

Рассматриваемые прогибы по одним признакам (например, по величине и градиенту мощностей осадков и вулканизму основного состава, а также отчасти и по степени измененности пород) мало чем отличаются от «нормальных» геосинклинальных трогов. В то же время ряд других их особенностей (такие, как непродолжительность существования прогибов, континентально-морской состав заполнивших их отложений, характер дислокаций) не дает оснований считать эти прогибы — грабены вполне типичными геосинклинальными структурами. Иначе говоря, геосинклинальные характеристики внеальпийских прогибов-грабенов как бы «разбавлены» их негеосинклинальными (следует читать платформенными) признаками. Но поскольку при тектонической классификации этих прогибов мы все же будем вынуждены пользоваться понятиями «геосинклиналь» и «платформа», то при ответе на вопрос о структурной принадлежности прогибов мы должны отметить, что по своей природе они являются структурами скорее геосинклинальными, чем платформенными.

Нетипичность и короткий период существования этих раннеальпийских прогибов, по всей вероятности, являются прямым следствием их общей структурной недоразвитости. Их можно рассматривать как тектонические элементы начальных и к тому же не очень интенсивно проявившихся стадий эволюции геосинклинальных областей, не получивших дальнейшего развития, как результат начавшегося, но вскоре приостановившегося геосинклинального процесса. Важно отметить, что подобные прогибы (эти своеобразные, если можно так сказать, геосинклинали-эмбрионы), вообще говоря, явление, достаточно распространенное и внутри самой Альпийской складчатой области, где, однако, неполнота их развития как-то менее заметна, нежели за пределами этой области. Хорошими примерами их могут служить, в частности, рэт-юрские недоразвитые геосинклинальные прогибы Центрального Ирана (Муратов, 1969).

Сопоставление и анализ всех рассмотренных выше особенностей раннемезозойской тектоники северной зоны Альпийской складчатой области и ее обрамления дают возможность наметить основные черты структурного развития этой части Средиземноморского пояса в начальный этап ее альпийской истории.

После возникновения байкальского комплекса основания Средиземноморского пояса в его развитии, как это неоднократно отмечал в последнее время М. В. Муратов (1969, 1971), отчетливо различались два процесса: 1) размыв байкальского комплекса и формирование на его поверхности осадочного чехла и 2) заложение и развитие на байкальском основании или на его чехле геосинклинальных прогибов. Начиная с ордовика — силура эти два процесса происходили параллельно. В результате к началу альпийской тектонической эпохи Средиземноморский пояс представлял собой сочетание сравнительно обширных участков байкальского основания (с осадочным чехлом или без него) и наложенных на него в ряде мест, значительно более узких палеозойских геосинклинальных прогибов, межгорных и краевых впадин (Муратов, 1969).

За последние годы в геологической литературе достаточно прочно утвердились представления о краткосрочной предальпийской (предмезозойской) тектонической консолидации значительной части северной зоны Альпийской складчатой области, т. е. о временном ее превращении в эпигерцинскую платформу (квазиплатформу) с чехлом нижнемезозой-

ских отложений и о последующей регенерации этой платформы при заложении на ней альпийских геосинклинальных трогов.

Особенности структуры основания нижнемезозойских геосинклинальных трогов и разделяющих их срединных массивов позволяют прийти к выводу о менее сложном, но в то же время более направленном и поступательном развитии северной части Альпийской складчатой области в раннеальпийское время, о развитии, которое не прерывалось платформенной консолидацией. Основой этого развития следует считать направленное усложнение структуры Средиземноморского пояса за счет последовательного увеличения числа разновозрастных геосинклинальных трогов, накладывавшихся на байкальское и более древнее основание, начиная с раннего — среднего палеозоя, и тем самым вовлекавших в геосинклинальное прогибание все новые и новые платформенные участки.

Процесс трогообразования был хотя и направленным, но весьма неравномерным во времени: в одни эпохи он происходил чрезвычайно интенсивно, с охватом обширных территорий, в другие — значительно менее активно, локализуясь на ограниченных участках, но по существу не прекращался в течение всего палеозоя, мезозоя и раннего кайнозоя. Так, например, даже в ранне- и среднетриасовое время, считающееся главным квазиплатформенным периодом, происходило достаточно интенсивное прогибание отдельных участков Альпийской складчатой области (Южные Альпы, Внешние Динариды). Области Средиземноморского пояса, в пределах которых в течение палеозоя, мезозоя и раннего кайнозоя проявлялись резкие усиления процесса трогообразования, во времени в целом сокращались и смещались к югу (хотя и не строго последовательно).

Именно неравномерность развития процесса трогообразования во времени и в пространстве в основном и создает, по-видимому, впечатление послепалеозойской платформенной стабилизации. Представлению о существовании в местах заложения мезозойских геосинклинальных трогов эпигерцинского платформенного (квазиплатформенного) режима, несомненно, во многом способствовало также и то обстоятельство, что новые троговые закладывались не только на участках предшествовавшего палеозойского и раннемезозойского прогибания, но и непосредственно на палеозойском и мезозойском осадочном чехле срединных массивов (Муратов, 1969, 1971). Этот чехол, на наш взгляд, как раз нередко ошибочно принимается за свидетельство послепалеозойской платформенной консолидации Альпийской складчатой области. А между тем в пределах всей северной зоны этой области нет примеров таких ее участков, где бы сначала существовал палеозойский геосинклинальный прогиб, затем — квазиплатформенный нижнемезозойский чехол, а потом вновь мезозойский геосинклинальный прогиб. На месте палеозойских прогибов в раннем мезозое или сохранялся (закладывался новый) геосинклинальный прогиб, или возникало поднятие с весьма незначительными мощностями осадков, а чаще без них, но отнюдь не чехол платформенного типа. Последний формировался лишь в пределах срединных массивов, вне границ палеозойских и мезозойских прогибов. В этой связи, говоря о регенерации геосинклинального режима в Альпийской складчатой области в раннем мезозое, следует иметь в виду его возобновление не на герцинском, а на значительно более древнем (допалеозойском) платформенном основании.

Развитие северной зоны Альпийской складчатой области в позднем палеозое — раннем мезозое представляется, следовательно, не как охватывавшая обширные территории быстрая смена во времени геосинклинального режима платформенным и вновь геосинклинальным, а как длительное сосуществование в пространстве геосинклинальных и остатков платформенных структур. Схема этого развития такова: в течение

всего раннеальпийского времени (атакже раньше и позже его) в пределах северной зоны Альпийской складчатой области постоянно существуют две полярные по своей тектонической активности категории структур: малоподвижные, пассивные, более или менее раздробленные платформенные участки (срединные массивы) и геосинклинальные трюги, которые непрерывно, хотя и весьма неравномерно, возникают в разных местах на срединных массивах. Когда интенсивность процесса заложения трюгов ослабевала, наступала «платформенная» стадия, когда усиливалась — «геосинклинальная» стадия. Общая картина пространственно-хронологических взаимоотношений этих двух резко противоположных по своей тектонической активности типов структурных элементов значительно усложнялась тем, что раннемезозойские трюги возникали в разное время, имели неодинаковую длительность существования, были как унаследованными, так и наложенными, закладывались в различных частях Альпийской складчатой области и на смежных с ней участках областей герцинской складчатости.

Структурное развитие северной зоны Альпийской складчатой области не сводится, конечно, к одному лишь опусканию всей ее территории (быстрому для трюгов и значительно более медленному для разделявших их массивов). Длительное опускание одних срединных массивов сопровождалось столь же длительным поднятием других массивов, хотя известны эпохи, когда в пределах северных частей Средиземноморского пояса общие поднятия преобладали на обширных его территориях (поздний карбон — средний триас). Восходящие и нисходящие движения срединных массивов и геосинклинальных участков происходили в целом, по-видимому, независимо друг от друга, но при этом должны были, конечно, взаимно накладываться. Суммарные соотношения знаков движений активных и пассивных тектонических элементов должны были быть, следовательно, достаточно сложными и изменчивыми по площади. При всем этом, однако, сохранялась главная направленность тектонической эволюции Альпийской складчатой области, заключающаяся в последовательном усложнении ее общей структуры в результате увеличения числа геосинклинальных прогибов и процесса их длительного и в целом непрерывного (хотя и неравномерного) развития, а также в результате воздействия этих наиболее активных структурных элементов Альпийской складчатой области на инертные и пассивные срединные массивы.

Если вся северная зона Альпийской складчатой области в раннем мезозое представляла собой сложное сочетание достаточно независимо развивавшихся структур с геосинклинальным и платформенным режимами, то какое же из существующих в геологической терминологии понятий более всего применимо для обозначения подобного тесного «симбиоза» столь противоположных по своей природе тектонических образований? Судя по всему, рассматриваемая территория в раннем мезозое должна быть квалифицирована как геосинклинальная область, состоящая из геосинклинальных прогибов и разделяющих их срединных массивов. Но при этом нельзя не отметить, что, строго говоря, данное определение может быть использовано лишь за неимением другого, более точно и полно отразившего бы тектоническое содержание и генетическую сущность этого структурного сообщества, в котором срединные массивы (фактические мелкие платформы) играли не меньшую роль и занимали не меньшую площадь, чем разделяющие их геосинклинальные трюги. Здесь мы, видимо, уже вплотную подходим к очень важному, остро стоящему, но самостоятельному и специальному вопросу о пространственных соотношениях платформенных и геосинклинальных режимов, о присутствии элементов геосинклинального развития внутри платформенных структур и о критериях выделения платформ и геосинклиналей.

В связи со всем вышеизложенным правомерен также еще один вопрос — о северной границе Альпийской складчатой области в раннем мезозое. За северную границу Альпийской складчатой области на этом начальном этапе ее развития, очевидно, следует принять северный предел распространения тех «типичных» геосинклинальных трогов и грабенообразных «нетипичных» геосинклинальных прогибов, которые возникли в результате раннемезозойского тектогенеза. Поскольку очертания этих трогов и прогибов, а также разделявших их платформенных массивов были довольно сложными, то и сама граница не имела характер простой, тем более прямой линии. В ряде мест она узкими языками вдавалась внутрь палеозойской части Средиземноморского пояса, в других случаях отступала к югу. По отношению к современной границе Альпийской складчатой области она располагалась в целом севернее, но местами также и южнее, полностью совпадая с ней лишь только на отдельных участках.

Литература

- Белов А. А. О «сквозных» геосинклинальных прогибах в альпийской складчатой области.— Сов. геология, 1970, № 7.
- Жинью М. Стратиграфическая геология Пер. с франц. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Муратов М. В. Основные этапы развития Альпийской геосинклинальной области Южной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М. В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию академика А. Л. Яншина). «Наука», 1971.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В кн.: Тектоника Альпийской области (Сб. статей, пер. с англ.). «Мир», 1965.
- Хайн В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (три статьи).— Вестн. Моск. ун-та, 1968, № 6; 1969, № 1, 2.
- Хайн В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. Моск. ун-та, 1970, № 2.
- Хайн В. Е., Славин В. И. Тектоника Карпат.— Вестн. Моск. ун-та, 1966, № 5.
- Шлезингер А. Е. Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию академика А. Л. Яншина). «Наука», 1971.
- Bergoulli D. Redeposited pelagic sediments in the jurassic of the central Mediterranean area.— Ann. Inst. Geol. Hung., 1971, v. LIV, Jasc. 2, Budapest.
- Garrison R. E. and Fischer A. G. Deep-Water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic.— Soc. Econ., Paleont. and Mineral., Spec. Publ., No. 14, 1969.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
6 августа 1971 г.

УДК 551.22 + 551.24 (479.24)

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, М. И. РУСТАМОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ
(НА ПРИМЕРЕ МЕГРИ-ОРДУБАДСКОГО БАТОЛИТА)**

Освещаются вопросы образования камерных пространств гранитных интрузий на примере формирования сложного многофазного Мегри-Ордубадского батолита Кавказа. Полученные данные по глыбовой тектонике, механизму и последовательности внедрения интрузии, выявленным вулканотектоническим структурам (кальдерам) и разломам глубокого заложения позволили выявить условия камерного пространства батолита.

Механизм формирования камер интрузивов является одной из наиболее сложных проблем петрологии гранитоидов. По Риду (1957), «в основе проблемы гранитов лежит проблема пространства».

Несмотря на изучение тектонических условий становления гранитоидных массивов и высвобождения пространства, в настоящее время нет ясного представления о формировании камерного пространства в процессе интрузии магмы. Особенно трудно решение этого вопроса при рассмотрении крупных гранитоидных массивов и батолитов малых глубин, в которых хорошо распознается многофазность их формирования и в связи с этим дается различное толкование о механизме образования свободного пространства, ныне занятого интрузиями.

Такие петрографы, как Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. А. Полканов, А. Н. Заварицкий, П. Ниггли, Р. О. Дели, Г. Клоос, видели причины формирования камерного пространства в обрушении кровли, активном химическом и механическом воздействии магм на вмещающие породы, перемещении блоков земной коры.

После структурного анализа батолитов, проведенного Г. Клоосом, в работах многих исследователей эти вопросы рассматриваются с позиции тесной связи внедрения гранитоидов со складкообразованием, разломами глубокого заложения и блоковой структурой вмещающей рамы. При этом явлениям ассимиляции и обрушения кровли отводится небольшая роль.

На примерах гранитоидов Казахстана (Щерба, 1951) и батолита Сьерра-Невады (Evernden, Curtis, Lipson, 1957) обосновывается образование камерных пространств в процессе относительных вертикальных смещений блоков пород кровли, а также (Коптев-Дворников, 1952, 1960) в результате оседания подошвы интрузивов в обстановке неравномерных глыбовых перемещений путем раздвигания при смятии менее консолидированных пород. Существенны при этом поверхности крупных несогласий, перерывов и границ, литологически отличных слоистых толщ.

Э. П. Изох и др. (1967) на примере гранитоидов Сихоте-Алиня убедительно показали, что некоторые интрузии внедрены вдоль поверхностей отслоения между отложениями разных структурных ярусов, другие — использовали пространство, возникшее при оседании блока в подошве интрузива, вырисовывая структуры кольцевого обрушения.

Представления о том, что активная сила интрузирующей магмы обеспечивает высвобождение пространства изгибанием смятых в складки

поряд вмещающей рамы в результате бокового сжатия, подтверждаются детальными тектоническими исследованиями Е. Майо (Mayo, 1941) и Н. Мартина (Martin, 1952). По мнению А. Баддингтона (1963), при решении проблемы пространства надо исходить из возможности оседания блоков или своего рода обрушения кровли в магму на более глубоких уровнях, так как с глубиной увеличивается пластическое течение вещества.

Наши исследования (Азизбеков, Рустамов, 1968; Рустамов, 1968) проводились при изучении формирования сложного многофазного Мегри-Ордубадского батолита Кавказа. Полученные данные позволили пересмотреть некоторые вопросы эволюции магматического процесса, соотношения между вулканическими и плутоническими явлениями на фоне тектонического развития рассматриваемой территории Араксинской зоны Малого Кавказа.

ГЛЫБОВАЯ ТЕКТНИКА И ВТОРЖЕНИЕ ИНТРУЗИИ БАТОЛИТА

В пределах Араксинской зоны Малого Кавказа самым крупным массивом является Мегри-Ордубадский батолит (более 1400 км²).

Вмещающими породами являются отложения четырех структурных ярусов, каждый из которых характеризуется своим набором формаций и планом складчатости.

Нижний структурный ярус — байкальский, представлен метаморфическими породами кембрия и докембрия, выступающими на юго-восточном экзоконтакте батолита и в ядре Карадагского антиклинория из-под отложений палеозоя и позднего мела, а вблизи северо-восточного экзоконтакта батолита в ядре Охчинского горста — из-под отложений девона, перми, позднего мела и нижнего эоцена и в пределах самого батолита (Нювадинский и Пазмаринский выступы). Кроме того, вдоль Зангезурского горста выявлены агматиты и ксенолиты пород этого яруса.

Что же касается вулканогенно-осадочных пород нижнего палеозоя (Мкртчян, 1958), выступающих в северо-восточной экзоконтактной зоне батолита, то они, по данным последних лет (Рустамов, 1968; Белов, 1969), являются по возрасту мезозойскими и, так же как на юго-западном экзоконтакте батолита, прорываются многочисленными эоценовыми субвулканическими интрузиями.

Второй — келедонский структурный ярус сложен слабометаморфизованными осадочными образованиями, представленными углисто-графитизированными известняками, доломитами, глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками и кварцитами, вскрытыми глубокой скважиной в районе горы Дагна, где они залегают под терригенно-карбонатными отложениями эйфельского яруса Шаруро-Джюльфинского антиклинория. Эти отложения мощностью 1400 м, очевидно (по аналогии с Ираном и Турцией), следует отнести к ордовику-силуру, перекрывающимся с перерывом вышележащими образованиями девона.

Третий — герцинский структурный ярус сложен породами терригенно-карбонатной формации мощностью более 3,5 км. Она накапливалась в едином, обширном Араксинском прогибе, существовавшем на юге Малого Кавказа и в прилегающих областях Анатолии и Ирана от среднего девона до конца триаса.

Четвертый — альпийский структурный ярус подразделяется на три подъяруса:

1. Раннеальпийский, включающий отложения юры и нижнего мела. Он отвечает времени резкого изменения тектонического режима Малого Кавказа. В это время Малокавказская герцинская геоантиклиналь вовлекается в интенсивное погружение, характеризуясь вулканизмом и осадконакоплением, с последующим поднятием, складчатостью и внедрением гранитоидных интрузий.

2. Среднеальпийский структурный подъярус, сложенный породами позднего мела и палеогена, фиксируется лишь в Ордубадском синклинии. Развитие этого подъяруса происходит в два этапа: ранний, охватывающий время от сеномана до палеогена, когда происходило образование

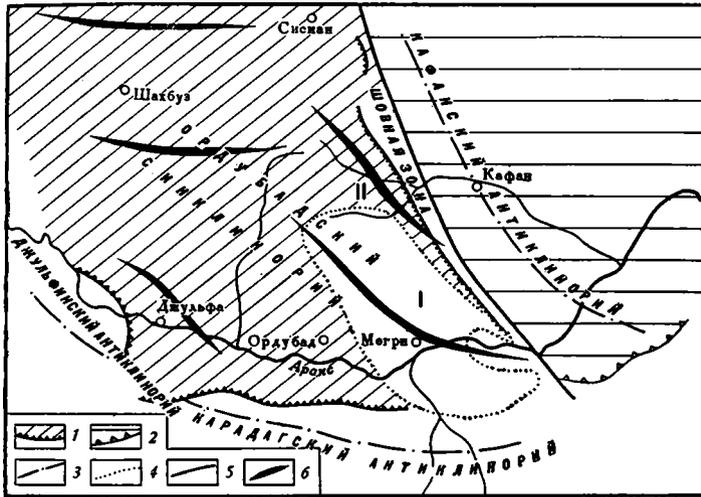


Рис. 1. Взаимоотношение Мегри-Ордубадского батолита со структурами вмещающих пород

1 — поздний мел — палеогеновый структурный подъярус; 2 — юрско-раннемеловой структурный подъярус; 3 — ось антиклинория; 4 — контуры Мегри-Ордубадского батолита; 5 — Гирратахский разлом; 6 — горсты — Зангезурский (I) и Очинский (II)

вулканогенно-терригенных (сеноман — коньяк), карбонатных (сантон — кампан) и карбонатно-терригенных (маастрихт — палеоцен) отложений, и поздний, характеризующийся формированием вулканогенных (нижний эоцен), вулканогенно-осадочных (средний эоцен) и туфогенно-осадочных (верхний эоцен) пород.

3. Позднеальпийский структурный подъярус охватывает орогенную стадию развития Араксинской зоны, тесно связанной с историей развития Ордубадского синклиория, в пределах которого и сосредоточено большинство известных интрузивных образований. Эта стадия развития характеризуется дифференцированными блоково-глыбовыми воздыманиями и резким сокращением остаточных прогибов, возникновением межгорных впадин и горных сооружений. Развитие ее охватывает время с олигоцена до антропогена включительно и протекало в три этапа: 1) ранний и средний олигоцен; в это время происходит инверсия тектонического режима и наземный вулканизм андезитового состава (абракунисская серия); 2) поздний олигоцен — ранний плиоцен, в течение которого наблюдается накопление моласс в Нахичеванском наложенном прогибе и вулканизм андезитового состава (биченагская серия) и 3) поздний плиоцен — антропоген, когда на фоне сводового воздымания Малого Кавказа развиваются частные прогибы и поднятия, а также вулканизм базальтоидного состава.

Приведенные данные позволяют выделить следующие сопряженные с Мегри-Ордубадским батолитом структуры первого порядка: Карадагский и Кафанский антиклинории и Ордубадский синклиорий (рис. 1), отличающиеся друг от друга формационными рядами, возрастом и типами складчатости, характером магматизма, металлогении и гравитационного

поля. При этом тектоническое положение батолита определяется тем, что он приурочен к сложно построенной, сильно нарушенной разломами юго-восточной оконечности Ордубадского синклинория, где наблюдается стык крупных структур и широко развиты радиальные разломы. По мнению М. В. Муратова (1971), резкое сужение и выклинивание с острым окончанием, подчиненным системе обрамляющих разломов, являются характерной особенностью эвгеосинклиналиных прогибов, как бы трассирующих зоны глубинных разломов, вдоль которых они образуются в связи с раздвижением и горизонтальным смещением крупных глыб земной коры. Именно так был сформирован Ордубадский синклинорий, генетически связанный с Зангезурским глубинным разломом. Последний представляет собой сложную систему разломов, раздробивших синклинорий на отдельные блоки. Наиболее отчетливо вырисовываются Ордубадская, Дибаклинская, Гюнутская зоны разломов глубокого заложения, которые обычно сопровождаются системой пересекающихся между собой под острым углом дочерних разломов северо-западного и близширотного направлений. На юго-востоке они опираются в шовную зону, ограниченную системой Хуступ-Гиратахских разломов.

Ордубадский синклинорий имеет асимметричное строение, характеризуясь более пологим юго-западным и довольно крутым северо-восточным крыльями. Такое строение характерно не только для выполняющих его поздне меловых и палеогеновых отложений, но наблюдается и в породах нижних структурных ярусов фундамента. При этом юго-восточная часть синклинория, занятая главным образом Мегри-Ордубадским батолитом, имеет сложное глыбово-блоковое строение, благоприятствующее проявлению мощных процессов вулканизма и плутонизма. Пространственное размещение изверженных пород подчинено определенному структурному плану и связано с периодической активизацией разломов глубокого заложения. Наряду с последними в тектоническом строении юго-восточной части Ордубадского синклинория выделяются шовная зона, Мегринский грабен и Зангезурский горст, развитые на площади распространения батолита (Рустамов, 1968). Вблизи северо-восточного экзоконтакта батолита проходит Охчинское горстовое поднятие, ядро которого сложено породами кембрия — докембрия, девона и перми. Оно, очевидно, соответствует Гехинской (Грушевой, 1941; Додин, 1940), Шишкертской (Мкртчян, 1958) и Богаджинской (Белов, 1969) антиклинальным структурам. Юго-западный борт этого поднятия ограничивает Мегринский прогиб. У юго-западного экзоконтакта батолита выделяется Нюснюс-Килитская глыба, сложенная поздне меловыми породами, сплошь пронизанная эоценовыми субвулканическими телами (дайками, силлами, куполами), имеющими радиальное и полукольцевое расположение.

Однако современный облик этих блоков отображает результат тангенциальных сдвиганий, течения и обрушения пород нижних структурных ярусов и вследствие этого растяжения и оседания вулканогенных блоков.

Анализ фаций и мощностей поздне меловых и палеогеновых отложений показывает, что Ордубадский синклинорий наложен на гетерогенный фундамент, расколотый на отдельные блоки продольными и поперечными разломами, из которых близширотные отражают простирающие Карадагского антиклинория, а близмеридиональные — направление главного тектонического шва Малого Кавказа. Глыбово-блоковая структура фундамента обусловила различные глубины залегания поверхности байкальского субстрата, а следовательно, и мощности палеозойско-триасового комплекса.

В результате существования приподнятых и опущенных блоков Ордубадского синклинория происходит расчленение его на несколько структурно-фациальных зон, контролирующее размещение вулканических аппаратов, интрузивных тел и эндогенных месторождений.

Мегри-Ордубадский батолит является сложно дифференцированным, первично паракристаллическим (пансингенетическим) дискордантным телом с ориентированными первичными структурами (Азизбеков и др., 1964). Породы батолита характеризуются довольно сложной вариацией состава — от основных и щелочных до кислых.

Не вдаваясь в рассмотрение довольно противоречивых представлений исследователей (В. Г. Грушевого, Ш. А. Азизбекова, С. А. Мовсисяна, С. С. Мкртчяна, А. А. Джафарова, А. И. Адамяна, Б. М. Меликсетяна, Т. Г. Гаджиева, М. И. Рустамова и др.) о возрасте и последовательности формирования рассматриваемого батолита, отметим, что произведенные нами в последние годы детальные исследования батолита, его сателлитов (Саккарсуинского, Лякяхского, Гехинского) и вмещающей рамы, а также анализ литературных данных позволили установить среди гранитоидов Араксинской зоны три интрузивных комплекса, каждый из которых характеризуется своим петрографическим составом, фазовостью, дифференцированностью и металлогенической специализацией.

Ранний позднеоценовый-олигоценый интрузивный комплекс объединяет габброидные и гранитоидные интрузивы, сформировавшиеся в начале инверсии Ордубадского синклинория. Причем первые из них (габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-пироксениты) имеют ограниченное распространение в восточной и центральной частях батолита (в районе Агарак, Вагравар, г. Союх), где они приурочены к разломам шовной и Ордубадской зон. Наиболее ранними являются габбро-пироксениты, пироксениты, которые предшествовали внедрению главной интрузивной фазы, представленной габбро, габбро-диоритами и диоритами. Становления их сопровождалось вторжением дополнительных дайкообразных интрузий.

Вторые, представленные адамеллитами, их гибридными и контаминированными разностями, гранофировыми гранодиоритами, лейкократовыми и микроклиновыми гранитами, сиенито-гранитами, кварцевыми диорит-сиенитами и монцонитами, занимают почти всю юго-западную часть батолита от района с. Пазмара и р. Бугакяр до р. Аракс, тяготея к Ордубадской зоне разломов. Причем гранофировые гранодиориты и их слабо порфиroidные разности, обнажающиеся в среднем течении р. Мегригет и в районе сел. Ванк, Вартанидзор, находятся в тесной пространственной связи с юго-восточными ветвями Дибаклинской зоны разломов. Становление гранитоидных интрузивов протекало в течение двух фаз внедрения магматического расплава близкого состава. Дополнительные интрузии этих фаз (мелкие штоки) представлены гранодиорит-порфирами и адамеллит-порфирами, а также более поздними дайками кварцевых диабазов (в двух генерациях), габбро-порфиритами, единитами, спессартитами и керсангитами.

Последовательность внедрения позднеоцен-олигocenовых интрузивов и их становление происходило одновременно с ростом Зангезурского горстового поднятия, сопровождавшегося течением и выпиранием ядра пород байкальского структурного яруса, их обрушением и инкорпорацией при внедрении главной фазы интрузии. В связи с этим в полосе, протяженностью более 25 км, ограниченной двумя разломами, развиты многочисленные ксенолиты, агматиты и выступы метаморфических пород (Азизбеков, Рустамов, 1968). В породах главной фазы интрузии наблюдаются явления гранитизации, базификации, расплавления и растворения ксенолитов с образованием различных гамм гибридных пород. Значительная часть этих ксенолитов отчетливо сохраняет структуры течения, выраженные флюидальной текстурой. Интересно, что агматиты Пазмаринского выступа, Ордубадчая, Ганзачая по гребням водоразделов перекрываются адамеллитами без ксенолитов.

Все эти данные, а также конформность первичных структур интрузии со складчатыми структурами вмещающей рамы указывают на синтетоничность интрузивных фаз рассматриваемого комплекса, внедрение которых происходило при дифференциальном перемещении блоковых глыб субстрата. Поднятие Зангезурского горста, обусловившее преобладание сил растяжения в Мегринском грабене и существование здесь разломов, расходящихся от шовной зоны, привело к вторжению магматических расплавов отдельных фаз и субфаз габброидных и адамеллитовых интрузивов данного комплекса.

Промежуточный интрузивный комплекс, представленный сиенито-диоритами и щелочными сиенитами, известен лишь в юго-восточной части Мегри-Ордубадского батолита (Арапов, 1944; Адамян, 1955). Породы его приурочены к расходящимся разломам зоны сопряжения Зангезурского горстового поднятия и главного тектонического шва северного борта Ньюадинского выступа байкалид. При этом движение блоков происходило по разлому: Ньюадинский блок двигался вверх, а клиновидный участок между ним и Гиратахским разломом — вниз. Это и создало «пространство» для вторжения щелочных интрузий рассматриваемого комплекса. Взаимоотношения щелочных пород с вмещающими, а также радиологический возраст первых (37 млн. лет) позволяют считать, что внедрение щелочной магмы произошло после позднеэоценовой складчатости в Ордубадском синклинории.

Петрографический состав пород промежуточного интрузивного комплекса довольно однообразный. В основном они представлены сиенито-диоритами и нефелиновыми сиенитами с различной вариацией цветных минералов, текстур и структур. Сиенито-диориты такситовые, всюду имеют неоднородный состав, обусловленный еще не изученным здесь процессом сиенитизации, которая играет существенную роль в петрогенезисе щелочных пород батолита.

Поздний верхнеолигоцен-раннемиоценовый интрузивный комплекс формировался в эпоху завершающей складчатости Ордубадского синклинория. Представлен он интрузивами габброидов, монцонитов и порфирировидных гранитоидов, так же распространенных главным образом, в северной части батолита и в виде небольшой полосы в нижнем течении р. Мегригет.

Габброидные интрузивы Парагачая, Алчалыга, Гюгундура, Бугакяра, Личк-Таштуна, Каджарана и другие представлены многочисленными мелкими телами: габбро-диоритами, диоритами, пегматоидными инъекциями амфиболизированных габбро-пироксенитов, габбро-пегматитов и др. Габброиды часто содержат кварц и калишпат, характеризуясь резкими вариациями количественно-минералогического состава и частой смесью структурно-текстурных особенностей.

Монцонитовые интрузивы широко развиты, характеризуясь довольно однообразным составом и первичной расслоенностью. Причем ход дифференциации магматического расплава происходил от меланократовых к лейкократовым разностям: от габбро-монцонитов — меланократовых монцонитов и монцодиоритов к монцонитам — кварцевым монцонитам — монцогранодиоритам. В связи с этим монцонитовый интрузив батолита на менее эродированных срезах опущенного блока Дибаклинского разлома (Мегринский прогиб) представлен породами меланократовой фации, а в Алун-Дараяуртском и Мисдаг-Капуджихском приподнятых блоках породами лейкократовой фации. Становление монцонитового интрузива сопровождалось инъекциями микромонцонитов (Меликсетян, 1964), аплитов, пегматитов и вогезитов.

Интрузии порфирировидных гранитоидов отличаются сложным механизмом формирования, выраженным в многократном внедрении расплавов, с одной стороны, и процессом щелочного метасоматизма — с другой. В нижнем течении р. Мегригет порфирировидные лейкограниты залечивают

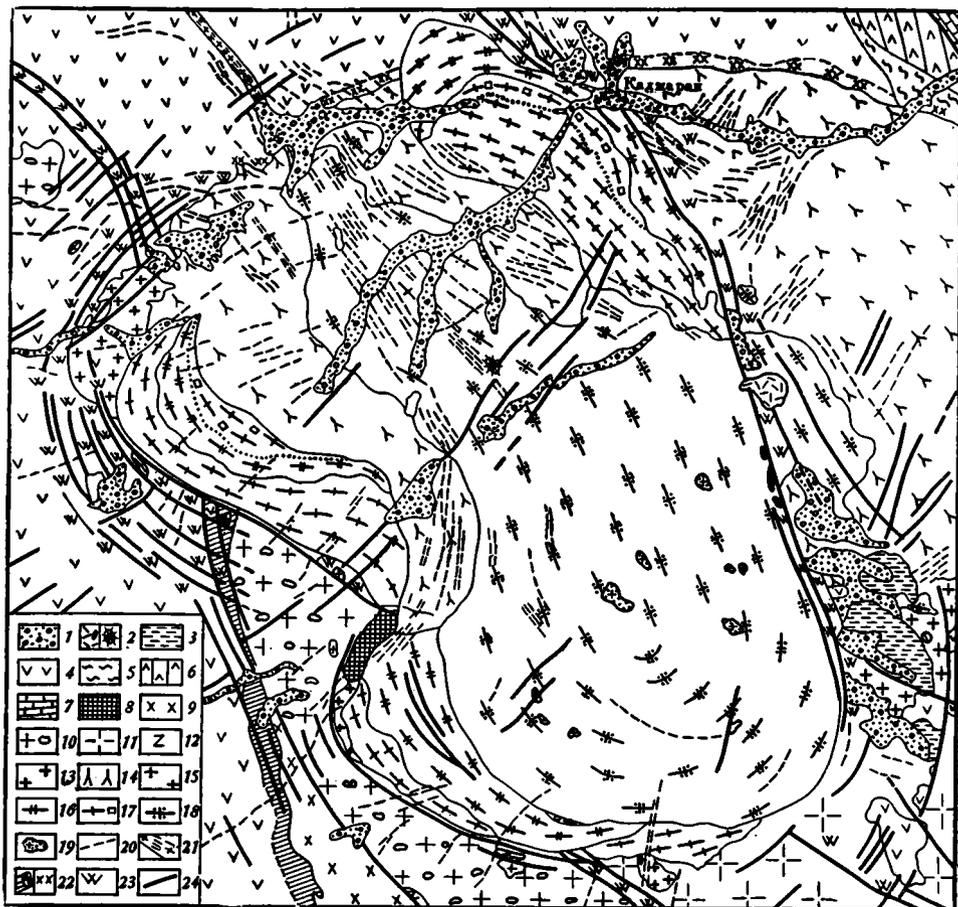


Рис. 2. Карта Хребтовой кальдеры

1 — аллювиальные, делювиальные и флювиогляциальные отложения; 2 — плиоцен: четвертичные лавы и субвулканические интрузии андезито-дацитов и моногенный вулкан трахибазальтов; 3 — верхний миоцен-плиоцен: конгломераты, брекчи и уленосные глины и песчаники; 4 — нижний и средний эоцен: лавы, пирокласты, субвулканические интрузии андезитов, андезито-базальтов с пачками туфогенно-осадочных пород; 5 — даний — палеоцен: сланцы; 6 — турон — коньяк: вулканогенно-осадочные породы, пронизанные субвулканическими телами; 7 — пермь: катаклазированные известняки и мраморы; 8 — кембрий — докембрий: амфиболиты, метабазиты и их гранитизированные разновидности. Ранний интрузивный комплекс: 9 — кварцевые сиенито-диориты и сиенито-граниты; 10 — гибридные адамеллиты с ксенолитами; 11 — катаклазированные гранодиориты, адамеллиты и микроклиновые граниты; 12 — агматиты. Поздний интрузивный комплекс: 13 — амфиболизированные, биотитизированные, калишпатизированные габбро; габбро-диориты и кварцевые диориты, 14 — кварцевые монциониты, монцогранодиориты, монцодиориты и др., 15 — порфиридные кварцевые и бескварцевые сиенито-диориты; 16 — порфиридные граносиениты и граниты; 17 — калишпатизированные, альбитизированные, амфиболизированные гранитоиды и апограниты; 18 — порфиридные гранодиориты, граниты и гранодиорит-порфиры; 19 — лейкократовые граниты; 20 — дайки порфиров; 21 — сложная многократная дайка гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, диорит-порфиров; 22 — эпидозиты и скарны (а) и роговики (б); 23 — вторичные кварциты и гидротермальные измененные породы; 24 — разломы, в том числе кольцевые и радиальные

Сывкарский разлом глубокого заложения. В северной части батолита (рис. 2) порфиридные гранитоиды площадью 300 км² резко выделяются в рельефе, слагая наиболее возвышенную зону Зангезурского хребта. Выделяется следующая последовательность внедрения: вначале формировалась (Гюгундур-Дияхчайский, Агюрт-Парагачайский и Мякан-Капуджихский) среднезернистые банатиты и гранодиориты, измененные

наложенным калиевым метасоматозом в порфириовидные кварцевые сиенито-диориты (с крупными анортоклазовыми их разностями) и апограниты. Затем образуются порфириовидные крупнозернистые граносиениты и граниты, представленные тремя резко удлиненными серповидными телами (Каджаранский, Ягларинский, Дубандинский), породы которых при щелочном автометасоматозе полностью перекристаллизованы. Их формирование завершается внедрением порфириовидных крупнозернистых гранодиоритов и гранитов, расположенных в центральной части тел порфириовидных гранитоидов.

Каждой из выделенных субфаз соответствуют аплиты, гранит-аплиты и очень редко пегматиты. Завершающие магматический процесс простые и сложные многократные дайки представлены несколькими генерациями порфириовых диоритов, гранит-порфириов, лампрофириов и диабазов.

Пространственное положение позднего интрузивного комплекса и морфология его тел показывают, что механизм внедрения магматических расплавов в южной и северной частях батолита был различен. В южной части габброиды, монцониты и порфириовидные лейкограниты внедрились в породы раннего интрузивного комплекса между приподнятыми блоками Зангезурского горста и Ньюадинского выступа байкалитид и Агаракскими агматитами. Последовательные проникновения магматических расплавов залечивают близширотные разломы, идущие от южных бортов Ньюадинского блока путем их раздвигания. Этим объясняется удлиненная форма интрузивных тел, наличие в их эндоконтактах плоскопараллельных структур и клинообразная форма тела лейкократовых гранитов у Агаракского месторождения.

В северной части батолита интрузии рассматриваемого комплекса внедрялись в основном в вулканогенные породы эоцена в результате активизации северо-западных разломов (Ордубадского, Дибаклинского) и шовной зон, а также возрождения вулканотектонических структур типа кальдер. Основной причиной внедрения интрузивного комплекса послужило оседание блока, обрамленного по бокам Зангезурским и Охчинским горстовыми поднятиями.

К начальным этапам оседания приурочены интрузии габброидов. Внедрение монцонитов сопровождалось опусканием нижних структурных этажей, вследствие чего интрузив имеет уплощенную, по-видимому, линзообразную форму. Первичные структуры интрузива и его взаимоотношения с вмещающими породами показывают, что нагнетание магматических расплавов сопровождалось боковым давлением на вулканогенные породы и поднятием кровли.

Становление порфириовидных гранитоидов происходило в процессе подъема магматического расплава в этом блоке, приуроченного к возрожденным кальдерам (Хребтовая, Саккарсуинская), видимо, имеющим связь с магматическим очагом. Это устанавливается по пространственному размещению интрузивов порфириовидных гранитоидов (I и II субфаз), которые в форме удлиненных дуг или изогнутых линз облекают всю центральную интрузию порфириовидных гранодиоритов и гранитов, в целом вырисовывая крупное эллипсоидальное тело, вытянутое в северо-западном направлении.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕРНОГО ПРОСТРАНСТВА БАТОЛИТА

Анализ приведенных данных показывает тесную связь формирования камерного пространства батолита с разломами глубокого заложения, блоково-глыбовым строением зоны его размещения и возрожденными вулканотектоническими структурами.

На примере изученного массива нами намечаются следующие факторы, способствующие образованию каменного пространства батолита.

Перемещение блоков является главным фактором, создающим пространство.

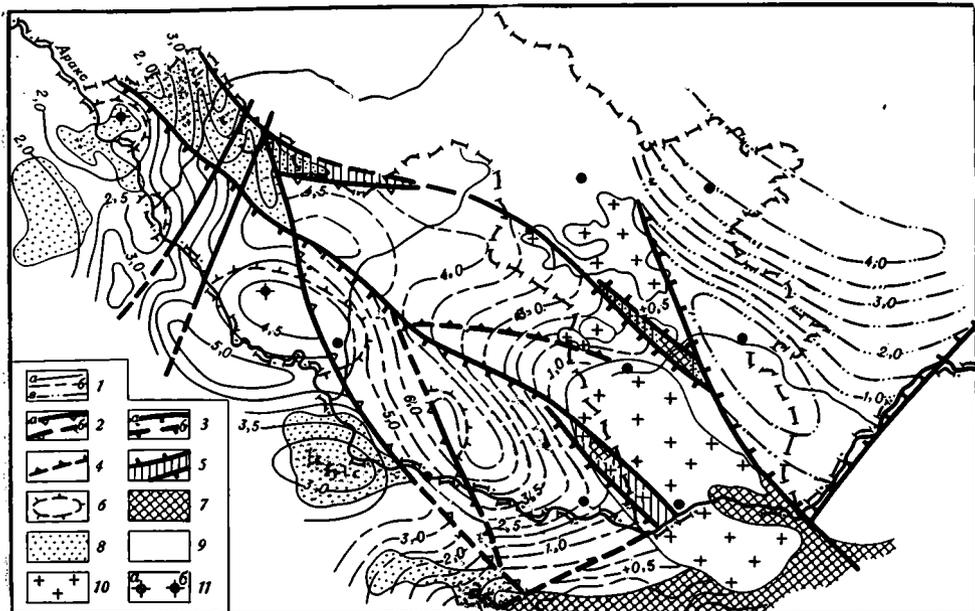


Рис. 3. Структурная карта фундамента Нахичеванской АССР и прилегающих территорий

1 — изолинии поверхности фундамента: а — преимущественно терригенно-карбонатных пород чехла с ордовик-силурийским основанием; б — преимущественно вулканогенно-осадочных пород чехла с позднепалеозойским основанием; в — юрско-раннемеловых вулканогенно-осадочных пород чехла; 2 — сбросы достоверные (а) и предполагаемые (б); 3 — взбросы и надвиги достоверны (а) и предполагаемые (б); 4 — флексуобразные ступени и перегибы поверхности фундамента; 5 — горстообразные поднятия фундамента; 6 — куполовидные поднятия фундамента; 7 — обнаженные породы структурных ярусов: 8 — герцинского, 9 — альпийского; 10 — выходы Мегри-Ордубадского батолита и его сателлитов; 11 — структурные скважины с забоями в ордовиксилурийских (а) и триасовых (б) породах

О дифференциальной подвижности блоков в геосинклинальных прогибах неоднократно писали М. В. Муратов, А. В. Пейве, В. Е. Хаин и др. Подобный характер движения блоков в Араксинской зоне вытекает из структурной карты поверхности байкальского фундамента (рис. 3). Высокие градиенты перемещения блоков отчетливо вырисовываются в зоне развития гранитоидов. Доказательством, что именно эти перемещения обеспечили пространство интрузирующему магматическому расплаву, является то, что становление батолита происходило одновременно с образованием Мегринского грабена, Зангезурского и Охинского горстов.

В ядре последних наблюдается выжимание пород байкальского и герцинского структурных ярусов в виде сжатых клиньев, которые обычно внедряются друг в друга или образуют блоки, обрушенные в магматический расплав (адамеллитовый интрузив батолита и Ковшутский интрузив) и подвергшиеся базификации, частичной ассимиляции и гранитизации.

Наряду с опрокинутым залеганием пластов на экзоконтакте батолита наблюдается и резко различное высотное положение блоков адамеллитового интрузива. Так, например, в одном из блоков останцы вмещающих пород кровли располагаются на абсолютной отметке 600—700 м (пос. Агарак), а на другом — размытый свод интрузива находится на высотной отметке более 3000 м (г. Союх, 3146,1 м).

О перемещении блоков при интрузии магмы свидетельствует также пансинкINETический характер интрузивных фаз и конформность их первичных структур течение с направлением и морфологией грабена и горстов.

Таким образом, магматические и тектонические процессы представляют собой одновременно возникающие и развивающиеся явления. Перемещению блоков способствуют системы разломов, поверхности отслоения различной степени дислоцированных ярусов и наличие в их разрезах толщ, отличающихся по физико-механическим свойствам.

Активность магмы выражается в химическом и механическом воздействии ее на вмещающие породы.

Химическое воздействие пород отдельных фаз интрузии сказывается в образовании на эндо- и экзоконтакте калишпатизированных пород, скарнов, эпидозитов, роговиков и др. Эти явления происходили сразу после формирования пространства и, очевидно, на образование последнего совершенно не влияют. В отношении роли ассимиляции в создании пространства интрузивов Мегри-Ордубадского батолита необходимо отметить следующее.

1. Разнообразие пород батолита главным образом обусловлено последовательным внедрением магматических расплавов, представляющих собой эволюцию глубинного магматического очага.

2. В наблюдаемом эрозийном срезе интрузивы обычно имеют выдержанный состав, хотя в том или ином количестве они содержат «собственные» и сквозные ксенолиты, которые перекристаллизованы и частично оплавлены.

3. Во всех случаях ксенолиты не погружаются, а поднимаются вверх вследствие активной силы движущейся магмы, но растворяющее действие магмы на ксенолиты незначительно.

4. В полосе Пазмара — Акараг среди ксенолитов и глыб адамелитового интрузива широко развиты процессы ассимиляции, гибридизма и контаминации, но все же они в основном несут следы механического воздействия магмы — дезинтеграцию ксенолитов, инкорпорацию глыб (агматиты) и линейную их ориентировку. В связи с этим обрушение кровли и ассимиляция нами рассматриваются лишь как сопутствующие явления при формировании камер батолитов малых глубин.

Активное механическое воздействие интрузирующей магмы общеизвестно, что подтверждается и на примере Мегри-Ордубадского батолита. По нашему мнению, при решении проблемы пространства следует разграничивать роль внутренней силы магматического расплава в жидком, пластическом и затвердевшем состояниях, так как каждому из них присущи определенные структурные элементы в интрузивных и вмещающих породах.

Закономерность расположения первичных трещин и структур течения во всех породах батолита показывают, что камерное пространство формируется в основном в пластичном состоянии магматического расплава и поэтому на экзоконтакте далеко не всегда обнаруживается его механическое воздействие. Активное направленное движение при пластическом состоянии расплава выражается в расширении интрузивных камер в стороны и в наибольшем поднятии кровли. В результате этого возникает большинство первичных структур и куполообразных форм кровли интрузивов. Линии сводов, устанавливаемые по слоям течения, характерны для монзонитов, порфиридных гранитоидов, лейкократовых гранитов батолита и гранодиоритов Саккарсуинского сателлита. Доказательством расширения камеры может также служить кливаж скольжения во вмещающих породах, многочисленные аплиты, заполняющие краевые трещины порфиридных гранитоидов (центральный шток), гнейсовидная полосатость монцодиоритов на левом склоне р. Капуджих и т. д.

Следует отметить, что активное поведение интрузий и взаимосвязь орогенных и магматических процессов убедительно доказываются на примере порфиридных гранитоидов батолита. Поверхности выравнивания в центральной части площади развития порфиридных гранитоидов (абс. отметки 3500 м) отчетливо коррелируются с аналогичными поверхностями мио-плиоценового возраста, развитыми на склонах Зангезурского хребта. На этой поверхности местами залегают осадочные озерно-кон-

тинентальные и вулканогенные образования плиоцена, а на уровне обнаженной поверхности батолита (1500—1900 м) — угленосные глины и конгломерато-брекчии. Эти породы в зоне Дибаклинского разлома как бы прислоняются к порфиroidным гранодиоритам, хотя обломки последних в этой толще не обнаруживаются (Гукасян, Меликсетян, 1965), что свидетельствует о высоком поднятии (более 1600 м) центральной части порфиroidных гранитоидов в позднем плиоцене и четвертичном периоде.

Таким образом, поднятия, вызванные гидростатическим давлением, а также разницей плотности пород, действуют и после становления массива. В этом отношении, как отмечают Р. Болк (Balk, 1947) и Е. Вегман (1960), диапиры можно рассматривать как модели гранитных штоков.

Сопряженность гранитоидов с кальдерами прогибания. Как было выше отмечено, Мегри-Ордубадский батолит и его сателлиты находятся в тесной пространственной ассоциации с комагматическими им вулканическими образованиями нижнего и среднего эоцена, а отдельные интрузивные комплексы приурочены к вулкано-тектоническим структурам-кальдерам. К таковым относятся Хребтовая, Гехи-Саккарсуинская, Лякяхская кальдеры, впервые установленные М. И. Рустамовым. Они характеризуются различными морфологическими особенностями.

Хребтовой кальдере (см. рис. 2) в батолите присущи полукольцевые дугообразные и линзообразные магматические тела (монцонитоидов, порфиroidных сиенито-диоритов, граносиенитов и гранитов), кулисно расположенные вокруг центрального штока. В прикальдерных же полях развиты кольцевые конические и радиальные разломы и зоны трещиноватости, залеченные дайками гранодиорит-порфиров и других пород.

Гехи-Саккарсуинская кальдера характеризуется наличием одной конфокальной интрузии (кольцевой—монцонитов и центральной—гранодиоритов) и двумя куполовидными штоками порфиroidных гранодиоритов с отчетливым сводом. Здесь глубоко погруженные, лишь вследствие интрузии неравномерно приподнятые вулканические породы нижнего эоцена сильно деформированы коническими и радиальными разломами. Последние всегда залечиваются дайками порфиров среднего и кислого состава.

В Лякяхской кальдере среди глубоко погруженных вулканических пород среднего эоцена выступают три конфокальные интрузии, монокольцевые тела которых представлены монцонитами, центральные — сиенито-диоритами и монцогранодиоритами. Здесь широко развиты кольцевые, конические разломы и зоны трещиноватости, сопряженные с роями даек диорит-порфиритов.

Для объяснения механизма образования камер интрузивов вышеприведенные примеры весьма интересны с точки зрения последовательности процесса. Обычно формирование пространства для плутонических тел, ассоциированных с комплексами кольцевых, конических и радиальных интрузий, рассматривается в связи с кальдерообразным оседанием блоков земной коры (Бадингтон, 1963; Мархинин, 1962; Авдеев, 1965; Billings, 1945; Шарпан, 1954, и др.).

Смена общего опускания поднятия. Роль этого фактора для решения проблемы пространства мы рассматриваем с позиций К. Менерта (1963). Действительно, внедрение интрузивных комплексов батолита соответствуют инверсии Ордубадского синклиория, которая сопровождается образованием наложенного межгорного прогиба (ранняя стадия развития Нахичеванской впадины) в зоне сочленения его с герцинидами. Конформное простираие этого прогиба с зоной его максимальной инверсии и накопление в нем эксплозивных продуктов, очевидно, одновозрастных с поздним интрузивным комплексом батолита, свидетельствует о том, что поднятие блоков в зоне плутонизма влечет за собой опускание межгорного прогиба. Таким образом, происходит компенсация поднимающихся вверх и опускающихся вниз масс. Если принять во внимание,

что региональная инверсия способствует созданию растягивающих усилий в верхних структурных ярусах, то образование пространства для интрузирующих магм в менее дислоцированных ярусах легко объяснить в результате действия вышеуказанных факторов.

Литература

- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, 1965, № 10.
- Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района. Изд-во АН АрмССР, 1955.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Емельянова Е. Н., Рустамов М. И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны М. Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1964.
- Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Новый выход древнего метаморфического комплекса на Малом Кавказе.— Изв. АН АзербССР, 1968, № 2.
- Арапов Ю. А. К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладаш.— Изв. АН АрмССР, 1944, № 5—6.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969, т. 44, № 1.
- Вегманн Е. Ярусная тектоника и схемы дифференциации горных пород.— В кн.: Вопросы современной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части АрмССР и восточной части Нахичеванской АССР.— В сб.: Интрузивы Закавказья. Изд-во ГГУ, 1941., вып. 2.
- Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона.— Изв. АН АрмССР, вып. «Наука о Земле», 1965, № 3—4 и № 5.
- Додин А. Л., Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения).— Тр. ВСЕГЕИ, Гос. изд-во геол. лит-ры, 1940, вып. 133.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. «Наука», 1967.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Казахстана).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморгков И. Е., Шипулин Ф. К. Гранитные формации малых глубин.— В сб.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Докл. сов. геол. XXI сессия МГК. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мархинин Е. К. Об одной важной стороне проблемы кальдер (о возможном механизме образования некоторых магматических камер).— В сб.: Вопросы вулканизма, Изд-во АН СССР, 1962.
- Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона.— В сб.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. «Недра», 1964.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5.
- Рид Х. Х. Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Рустамов М. И. Новые данные о тектоническом строении южного Зангезура.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Щерба Г. Н. Вертикальные движения как главная причина образования камерного пространства некоторых интрузивов Казахстана.— Изв. АН КазССР, 1951, вып. 13.
- Balk R. Salt-dome structure.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1947, No. 31.
- Billings M. P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.— Amer. J. Sci., 1945, No. 243-a.
- Chapman R. W. Criteria for the mode of emplacement of the alkaline Stock at Mount nock, Vermont.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, No. 65.
- Evernden J. F., Curtis G. H., Lipson J. Potassium-argon dating of igneous rocks.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, No. 41.
- Martin N. R. The structure of the massif of Flamansille Manche, North—West—Francl.— Quart. J. Geol. Soc., 1952, No. 108.
- Mayo E. B. Deformation in the interval Mt. Lyell—Mt. Whitney, California.— Bull. Geol. Soc. America. 1941, No. 52.

ГОВОДОЙ УКАЗАТЕЛЬ
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1972 г.

М. А. Азизбеков, М. И. Рустамов. Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий (на примере Мегри-Ордубадского батолита)	6
С. А. Анкудинов, Н. Н. Болгурцев, И. В. Литвиненко, Г. А. Поротов. Глубинное строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море)	5
С. Е. Апрельков, Ю. В. Жегалов. О вулканических поясах Камчатки	2
А. А. Арипов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Л. Н. Котляревский. Султануиздагский тектонический узел	1
В. В. Архангельская. Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области	2
И. В. Архипов. Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое	6
В. А. Баскина. К тектонической позиции Исландии	2
А. А. Белов. Тектоника доальпийского основания Паннонской межгорной впадины	2
О. Е. Беляев, Ю. В. Юнаковская. Некоторые новые данные о морфологии Центрально-Казахстанского разлома	5
В. А. Благодрагов, Н. С. Зайцев. Джидинская зона ранних каледонид Монголии	6
<u>А. А. Богданов</u> , Л. П. Зоненшайн, М. В. Муратов, В. Д. Наилвкин, Ю. М. Пушаровский, В. Е. Ханн, В. М. Цейслер, Н. А. Штрейс. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков	5
В. С. Буртман. О развитии геосинклиналиной складчатости	2
Ю. В. Буфеев. Позднепротерозойский прогиб Рокелл в Западной Африке и его строение	2
Э. Велин. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции	5
А. М. Вельков. Генезис локальных платформенных структур на примере нижнего Поволжья	1
К. Л. Волочкович, Е. Н. Алтухов, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов. Опыт типизации геантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса	3
И. П. Гамкрелидзе. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления	6
Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин, А. С. Перфильев. Султан-Уиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня	6
Ю. С. Геншафт, Ю. М. Шейнманн. Термодинамическая неустойчивость в верхней мантии океанов и некоторые возможные геологические следствия	4
М. З. Глуховский, А. Л. Ставцев, В. С. Коген. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области	4
В. А. Гроссгейм. Строение и условия образования флишевой формации	1
Л. Г. Данилович. Магматизм и тектоника Карпат	3
В. А. Дедеев. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты	3
А. Б. Дергунов. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время	3
М. С. Дюфур. Основные черты тектоники Центрального Памира	3
Ю. А. Зайцев. Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере палеозойд Казахстана и Средней Азии	5
Е. Зноско, С. Кубици, В. Рыка. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши	5
Ю. А. Иванов. О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья	4
Б. П. Кабышев. Скорость конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и Донецком бассейне	4
П. К. Куликов, А. П. Белоусов, А. А. Латыпов. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система	6
Р. И. Кутас. Некоторые особенности распределения теплового потока на территории Украины и их связь с тектоникой	4

А. М. Лейтес, В. С. Федоровский. Тектоника запада Алданского щита (Олэкмо-Витимская горная страна)	2
Ю. Г. Леонов. Новейшая активизация и альпийский орогенез	2
О. А. Мазарович. Геотектонические условия формирования моласс	1
М. С. Марков, Г. Е. Некрасов, М. Ю. Хотян. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка)	4
М. С. Марков, И. А. Соловьева. Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области	1
И. А. Майданович. Структуры узлов пересечения крупных сдвигов в южной части Донецкого бассейна	4
Т. В. Молчанова. Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан)	2
А. А. Моссаковский. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (Главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения)	1
М. В. Муратов. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного	5
М. В. Муратов, Ю. М. Пушаровский, В. П. Колчанов. Тектоническая картография в СССР	6
Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный. О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна	3
М. М. Одинцов, Б. М. Владимиров. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов	3
Т. Г. Павлова. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени	4
В. Д. Парфенов. Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений	3
Н. Г. Патык-Кара, М. А. Гришин. Место хр. Полоусного в структуре северо-востока СССР и его новейшая тектоника	4
А. М. Плякин, И. Г. Плякина. Особенности тектонического строения рифейского фундамента Тимана	1
Ю. М. Пушаровский. Тектоническое районирование океанов	6
Ю. М. Пушаровский, И. В. Архипов. Тектонические аспекты Чилийских Анд	1
Н. П. Семененко. Сопоставление докембрия фундамента Украины и Балтийского щита	5
В. А. Соколов. История геологического развития среднего протерозоя Карелии	5
М. М. Стенарь. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья)	5
Б. Б. Таль-Вирский, Ф. Х. Зуннунов. Тектоническое районирование Ферганской межгорной впадины по геофизическим данным	1
О. Томуртоого. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии)	3
Ю. А. Трапезников. Структура и вопросы нефтегазоносности шельфовой зоны Южного Приморья	2
О. М. Филатов. О новейшей тектонике Атласа	1
В. Е. Хаин. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах	4
Н. И. Халевин. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным	6
В. Г. Хомич, М. Ю. Цыденов, В. Д. Любалин, Ю. И. Симонов. О роли складчатых дислокаций в формировании структуры Балейской впадины (Восточное Забайкалье)	4
В. М. Цейслер. Соотношение мезозойских и палеогеновых формаций в платформенных и геосинклинальных прогибах Средиземноморского пояса юга СССР	1
Ю. М. Шейнманн. Различия магматизма материков и океанов и дифференциация вещества оболочек Земли	6
Н. А. Штрейс, В. М. Цейслер. Формации геосинклинальных областей	1

Краткие сообщения

Н. И. Оранский, Л. Н. Котляревский, И. Г. Кремнев. Выявление элементов разрывной тектоники по анализу форм рельефа и структуры аномального магнитного поля (горы Султануиздаг)	1
--	---

Критика и дискуссии

Ю. А. Борзаковский, О. Д. Суетенко. Ответ М. С. Нагибиной	2
Д. И. Горжевский, Е. М. Лазько. В редакцию журнала «Геотектоника»	1
М. С. Нагибина. К вопросу о «мезозондах» Солонкерской зоны Внутренней Монголии (По поводу статьи Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко «О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии»)	2

Рецензии

Л. П. Зоненшайн. Новый этап в составлении тектонических карт (о «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли»)	3
Л. Н. Розанов. О книге С. А. Захарова «О развитии тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза»	4

Хроника

XV генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза (Москва, 30 июля — 14 августа 1971 г.)	2
Итоги заседания по международным тектоническим картам (Москва, 21—22 декабря 1971 г.)	5
Международная конференция по тектонике восточной части Балтийского щита (Ленинград — Петрозаводск, 7—16 июля 1971 г.)	2
Проблемы глобальной тектоники (Научная сессия Общего собрания Отделения геологии, геофизики и геохимии)	4
Проблемы тектоники Тихоокеанского региона (XII Тихоокеанский научный конгресс, Канберра, Австралия, 18—28 августа 1971 г.)	3

Редакционная коллегия:

В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор *Дашкова Т. Ф.*

Сдано в набор 6/IX-1972 г. Т-17742 Подписано к печати 9/XI-1972 г. Тираж 1805 экз.
Зак. 5189 Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Усл. печ. л. 10,5 Бум. л. 3³/₄ Уч.-изд. листов 11,3

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

Б-232
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3 КВ 42
МАКАРЧЕВУ Г И
70228
1-12

Индекс
70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

в магазинах «АКАДЕМКНИГА»
имеются в продаже книги:

- Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве. 1964. 156 стр. 1 р. 17 к.
- ВОТАХ О. А.** Тектоника докембрия Западной окраины Сибирской платформы. 1968. 138 стр., 6 вкл. 83 к.
- ЖУРАВЛЕВ В. С.** Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Труды Геологического института. Вып. 42. 1960. 272 стр., 5 вкл. 1 р. 70 к.
- КУДИНОВА Е. А.** Геотектоническое развитие структуры центральных областей Русской платформы. 1961. 96 стр., 6 вкл. 65 к.
- ЛУЧИЦКИЙ И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. 1960. 276 стр., 4 л. карт и табл. 1 р. 68 к.
- МАРКОВ М. С.** Тектоника южной части Карсакпайского синклиория. Труды Геологического института. Вып. 72. 1962. 140 стр. 85 к.
- МАРКОВА Н. Г.** Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. Труды Геологического института. Вып. 62. 1961. 364 стр. 2 р. 37 к.
- Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского пояса. 1964. 192 стр. 1 р. 25 к.
- Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. Труды Геологического института. Вып. 139. 1965. 154 стр., 8 вкл. 1 р. 02 к.
- МИРЧИНК М. Ф.** и др. Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. 1965. 215 стр. 1 р. 38 к.
- МИХАЙЛОВА А. Е.** Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. 1969. 246 стр. 2 р. 16 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:
МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;
ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

