

Ю. Мигунов

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1967

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1967 г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Чекунов. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины)	3
А. А. Белов. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский п-ов — Иранское нагорье — Памир)	19
Ю. Г. Леонов. Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа	32
М. С. Бурштар, А. А. Арбатов, Б. С. Чернобров. Связь верхнеюрских рифовых массивов Кавказа с зонами разломов	49
С. А. Захаров. Спорные вопросы теттогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии	55
Т. Г. Павлова. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов	63
В. В. Эз. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид	69
В. А. Кудрявцев, Е. П. Гурова, Е. П. Гуров. Тектоника западной части Станового хребта	82

Краткие сообщения

В. Г. Гладков, А. С. Калинин. К вопросу о влиянии разрывных нарушений на распределение послемагматических проявлений в гранитах	93
А. Е. Шанцер, В. И. Тихонов. Тектоника южной части хребта Кумроч (Восточная Камчатка)	98
А. И. Анатольева. Палеотектоника юго-запада Сибирской платформы в эпоху формирования красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия	104

Критика и дискуссии

Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк. Строение Сибирской платформы и некоторые проблемы геотектоники	110
---------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Хроника

Проблемы связи тектоники и магматизма	121
Совещание рабочей группы редакционного комитета Международной тектонической карты Европы по вопросу расчленения и корреляции докембрийских тектонических комплексов Балтийского шита	126

G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1967

CONTENTS

A. V. Chekunov. On formation mechanisms of aulacogene-type structures (taking the Dnieper-Donets depression as an example)	3
A. A. Belov. The tectonic development of the Alpine folded belt during Palaeozoic (the Balkan Peninsula — the Iran Highland — the Pamirs)	19
Yu. G. Leonov. The structure of Lower-Middle Jurassic sediments in East-Central Caucasus	32
M. S. Burshtar, A. A. Arbatov & B. S. Chernobrov. Relationship between Upper Jurassic reef masses and fault zones of the Caucasus	49
S. A. Zakharov. Some controversial problems of the tectogenesis regarding the Tajikskaya depression as a pattern	55
T. G. Pavlova. On the origin of granitic gneiss domes	63
V. V. Ez. On the role of isoclinal folds in the structure of the Belomorides	69
V. A. Kudryavtsev, E. P. Gurova & E. P. Gurov. The structure of western Stanovoy Ridge	82

Short communications

V. G. Gladkov & A. S. Kalinin. On the influence of faults on the distribution of postmagmatic manifestation in granites	93
A. E. Schanzer & V. I. Tikhonov. The structure of southern Kumroch Ridge (Eastern Kamchatka)	98
A. I. Anatol'eva. The paleotectonics of south-western Siberian platform during the formation of the Vende red series and the lower part of Lower Cambrian	104

Critique and discussion

E. M. Laz'ko & V. P. Kirilyuk. The structure of the Siberian platform and certain problems of the geotectonics	110
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Notes

The problems of the relationship between the tectonics and igneous activity	121
The conference of the Working Group of the Editorial Committee of the International Tectonic Map of Europe on the subdivision and correlation of Pre-Cambrian tectonic complexes of the Baltic Shield	126

УДК 551.241(477.6)

А. В. ЧЕКУНОВ

**О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР ТИПА АВЛАКОГЕНОВ
(НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ)**

Авлакогены являются одними из главнейших структурных элементов древних платформ (Шатский, 1955; Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Богданов, 1961, 1964; Борисов, 1962, 1963, 1965; Чирвинская, 1958, 1959; Бондарчук, 1956; Субботин, 1955; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Субботин и др., 1965; Новикова, 1959; Наливкин, 1963; Наливкин, Ронов, Хаин, 1964 и др.). Это крупные линейно ориентированные грабенообразные депрессии, имеющие большую протяженность. Авлакогены возникают преимущественно на ранних стадиях развития платформы («ранние» авлакогены А. А. Богданова, 1961), а также в эпохи перестроек тектонического плана, совпадающих с максимальными движениями в смежных геосинклиналях («поздние» авлакогены). Авлакогены ограничиваются системами протяженных разломов, рассекающих фундамент платформы. Грабены авлакогенов возникают сравнительно быстро, во многих местах с ними связаны активные проявления основного магматизма (интрузии габбро-диабазов, излияния андезито-базальтов). В авлакогенах накапливаются осадочно-вулканогенные серии достаточно большой мощности, близкие к формациям миогеосинклиналей. По своему расположению и истории развития авлакогены тесно связаны с геосинклиналями, по существу — это небольшие недоразвитые геосинклинали. На Восточно-Европейской платформе в настоящее время известна целая серия авлакогенов: Пачелмский, Казанско-Сергиевский, Крестцовский, Абдулинско-Серноводский, Припятско-Днепровско-Донецкий и др. Тектонические структуры подобного типа развиты также в пределах других докембрийских платформ.

Образование авлакогенов происходит в первую стадию формирования прогибов платформы, которую А. А. Богданов (1964) назвал «стадией авлакогена». Во вторую стадию — «стадию синеклизы» (Богданов, 1964) «...интенсивное движение по разрывам приостанавливается, а более медленное и широкое погружение, захватывающее края соседних структур, продолжается» (Наливкин, 1963, стр. 50). При этом происходит «...постепенное слияние отдельных впадин... и присоединение их к обширным областям опускания, характеризующегося общей тенденцией постепенного захвата все более широких пространств» (Богданов, 1964, стр. 17). Подобным образом «на базе» авлакогенов образовались Московская и Днепровско-Донецкая широкие и пологие синеклизы. Как отметил Н. С. Шатский (1947), синеклизы формировались медленно, однако они являлись ведущими, активными тектоническими формами, в то время как антеклизы, представляя собой пассивные остаточные структуры, погружались вместе со всей плитой и обособливались лишь в результате прогибания соседних синеклиз.

Перечисленные особенности строения и развития характерны для всех авлакогенов Восточно-Европейской платформы. Это наводит на мысль об

их генетическом родстве и общности причин возникновения. Можно думать в связи с этим, что решение вопроса о механизме формирования того или иного авлакогена будет справедливым и для всех остальных структур этого типа.

Рассмотрим типичный авлакоген — Днепровско-Донецкую впадину. Эта структура особенно благоприятна для решения поставленной задачи, поскольку она: 1) в целом проста, 2) в процессе ее формирования не было принципиальных изменений знака и плана распределения тектонических движений, 3) глубинное строение земной коры в ее пределах изучено наиболее полно. После возникновения Днепровско-Донецкого авлакогена не происходило перестроек тектонического плана, инверсии движений, геосинклинальной переработки, метаморфизма и других накладывающихся друг на друга преобразований.

В осевой зоне Днепровско-Донецкой впадины выделяется глубокий Днепровский грабен¹, к юго-востоку от него находится Донецкое складчатое сооружение, к северо-западу — Припятский грабен. К северо-востоку и юго-западу от Днепровского грабена, отделяясь от него крупными региональными разломами, располагаются борта Днепровско-Донецкой впадины, охватывающие соответственно южный склон Воронежского массива и северный склон Украинского щита. В отличие от грабена, где наблюдается обилие разломов, создающих сложную мозаику блоков, складчатость, соляной диапиризм, проявление вулканизма, — в бортовых частях впадины поверхность фундамента и осадочные слои залегают моноκлинално, с пологим наклоном к центру депрессии.

Впадина выполнена мощной толщей осадочных отложений от среднедевонских² до неогеновых. При этом породы девона, турне и нижнего визе располагаются почти исключительно в грабене, выполняя его, в то время как на бортах впадины осадочный разрез начинается с отложений позднего визе. С этого времени грабен не находит выражения в осадочной толще: хотя мощности отложений в его пределах максимальны, их изменения к бортовым частям впадины постепенны. Таким образом, в центре, в основании Днепровско-Донецкой впадины, находится глубокий линейно ориентированный грабен, на котором начиная с позднего визе сформировалась пологая и широкая платформенная депрессия типа синеклизы.

Даже для отдельных стратиграфических комплексов осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины смещения структур в плане незначительны. Не было также принципиальных изменений знака тектонических движений; несмотря на то, что в разрезе насчитывается не менее 16 перерывов (Чирвинская, 1958, 1959), они были кратковременны и лишь осложняли общее прогибание, продолжавшееся чрезвычайно долго.

Глубинное строение земной коры Днепровско-Донецкой впадины изучено сейчас достаточно полно, пожалуй, это одна из наиболее изученных структур. В последние годы трестом «Укргеофизразведка» и Институтом геофизики АН УССР вкрест простириания впадины отработано 4 профиля ГСЗ (рис. 1), осветивших строение глубинных зон земной коры вплоть до поверхности Мохоровичича (М). Эти исследования проводили В. Б. Соллогуб, Ю. Б. Демиденко, Н. И. Павленкова, М. Г. Манюта, Л. М. Спихина, Л. А. Хилинский, М. И. Буцева, Т. В. Смелянская, А. П. Гурин, Л. М. Мельник, А. В. Чекунов и др. Методика исследований, характеристика сейсмических материалов и основные результаты работ описаны в литературе (Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963; Демиденко,

¹ Характеристика геологического строения впадины и ее тектоническое районирование даются в основном по работам М. В. Чирвинской (1958, 1959).

² О. В. Крашениникова, А. С. Новикова, В. Г. Бондарчук, В. Б. Порфирьев, О. Л. Эйно́р и другие исследователи предполагают наличие в низах осадочного разреза рифейских и, возможно, нижнепалеозойских образований.

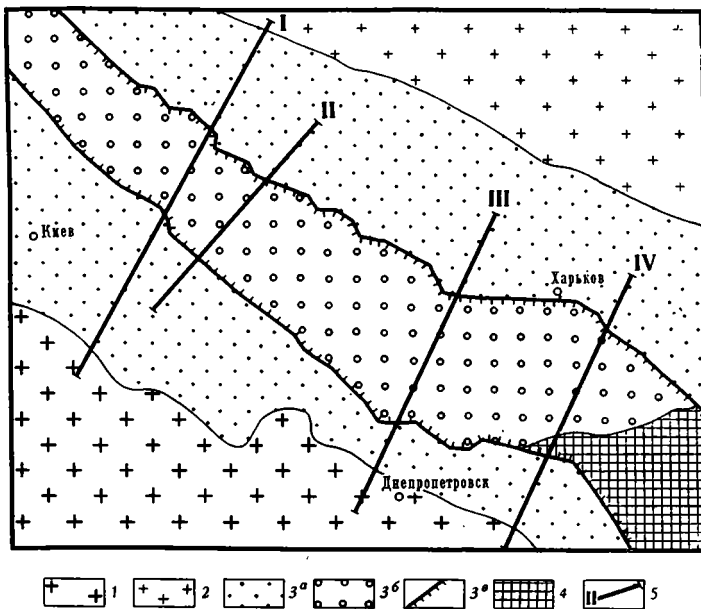


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ (контуры структур нанесены по Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000 под ред. Н. С. Шатского и др., 1962)
 1 — Украинский щит; 2 — Воронежский кристаллический массив; 3 — Днепро-Донецкая впадина: а — борта впадины, б — Днепровский грабен, в — краевые разломы грабена; 4 — зона сочленения Днепровского грабена с Донецким складчатым сооружением; 5 — профили ГСЗ (нумерация профилей условная)

Манюта и др., 1963; Соллогуб, Чекунов, Павленкова, 1965; Субботин и др., 1965). Разрезы ГСЗ через Днепро-Донецкую впадину и их геологическая интерпретация, сделанная автором статьи, показаны на рис. 2. Анализируя данные глубинного сейсмозондирования, отметим прежде всего, что на всех профилях получены качественно одинаковые разрезы.

В центральной части Днепро-Донецкой впадины — Днепровском грабене — мощность осадочной толщи достигает 6—12 км (рис. 3). По простиранию грабена мощность осадочного чехла увеличивается в юго-восточном направлении к складчатому Донбассу. Максимальные мощности отмечены на профиле III в районе Чутовской впадины и на профиле IV в районе Новомечбиловской структуры. Нарастание мощности осадочного слоя в юго-восточном направлении сопровождается расширением грабена от 75—90 км в поперечнике на северо-западе до 120—130 км на юго-востоке. При этом любопытно, что отношение мощности осадочной толщи к ширине грабена сохраняется примерно постоянным, составляя около 1 : 10.

В осадочной толще довольно четко проявляется влияние поперечных разломов, пересекающих Днепро-Донецкую впадину вкрест ее простирания. Зоны этих разломов наиболее полно изучены на Украинском щите, где мы встречаем их в «отпрепарированном» виде. В дорифейское время рассматриваемые разломы развивались как глубинные со всеми характерными признаками подобных геотектонических элементов. В неогее они представляли собой уже стабилизированные швы, движения по которым подновлялись в ослабленном виде под влиянием тектонических напряжений более молодого послерифейского структурного плана. В общем здесь картина подновления древних разломов аналогична той, что мы наблюдали к югу от Украинского щита, в северном Причерноморье (Чекунов,

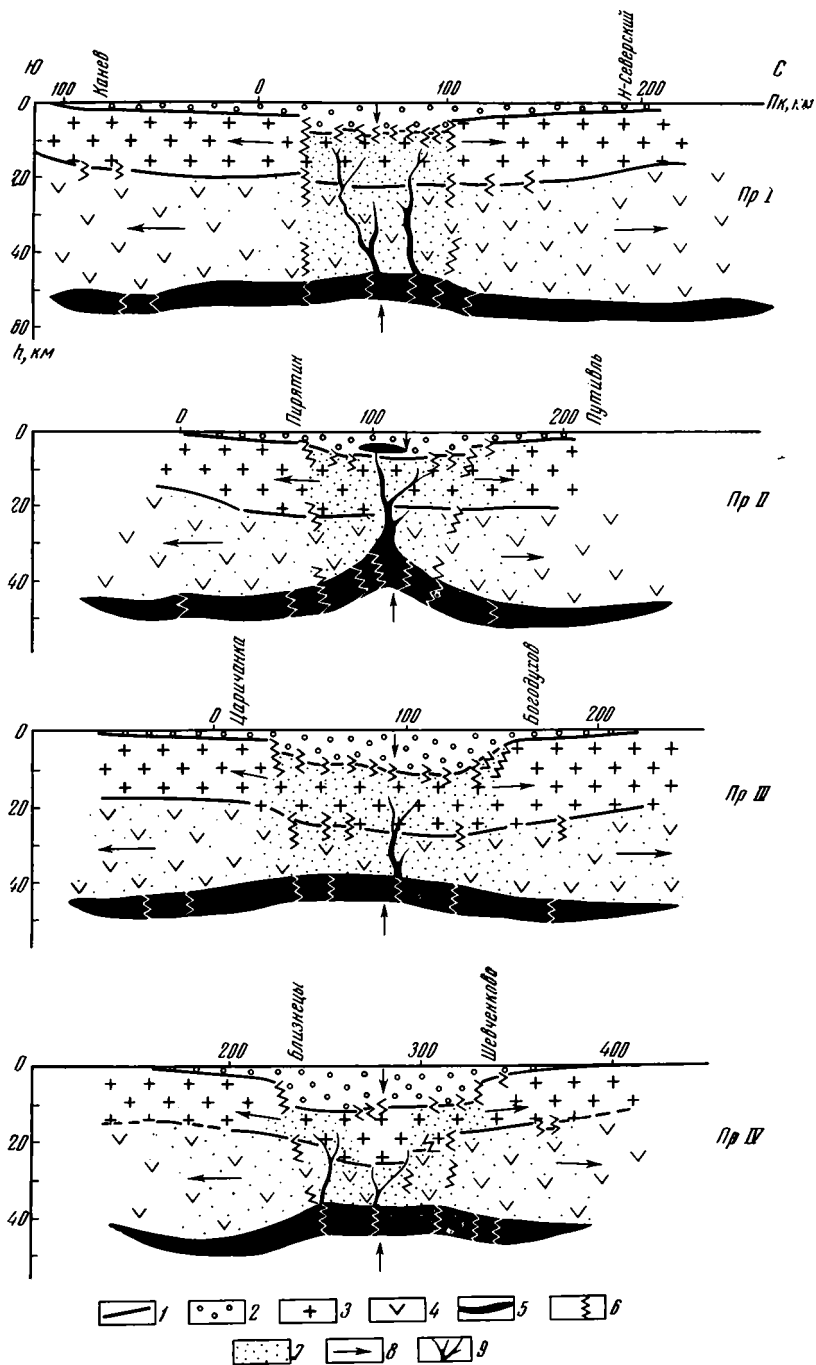


Рис. 2. Разрезы ГСЗ через Днепровско-Донецкую впадину (отношение масштабов 1:2). Разрез по профилю I составлен Ю. Б. Демиденко, М. Г. Мянюттой, В. А. Лысенко, Л. М. Спихиным (1963); по профилю II — М. И. Буцевой, А. П. Гуриным, Т. В. Чернышевой, Р. А. Уханской; III — М. Г. Мянюттой, Л. М. Мельник, Л. М. Спихиной, Т. И. Гоцалюк; IV — В. Б. Соллогубом, Н. И. Павленковой, Л. А. Хилинским, Т. В. Смелянской, А. В. Чекуновым. Геологическая интерпретация разрезов — автора статьи:

1 — сейсмические границы; 2 — осадочный слой; 3 — «гранитный» слой; 4 — «базальтовый» слой; 5 — мантия; 6 — разломы; 7 — зоны растяжения в консолидированной коре (густота точек пропорциональна степени растяжения); 8 — направление тектонических движений; 9 — проникновение магматического материала в земную кору

Гаркаленко, Харечко, 1965). Рассматриваемые древние глубинные разломы по существу представляют собой достаточно широкие, сложно построенные зоны сочленения крупных блоков земной коры, характеризующиеся наличием многочисленных разрывных нарушений, зон дробления, милонитизации и т. п., разветвляющихся и подставляющих друг друга, образующих разнообразнейшие сложные сочетания. Ширина таких зон, имеющих в поперечном сечении, по данным ГСЗ, V-образную форму, достигает десятков километров, причем в областях развития осадочного чехла она тем больше, чем глубже располагается фундамент.

Изменение мощностей осадочной толщи (см. рис. 3) характеризует гипсометрию ее фундамента или поверхности «гранитного» слоя.

В Днепровском грабене «гранитный» слой рассечен многочисленными разломами. Особенно крупными являются краевые разломы грабена. На большинстве участков они образуют системы быстро погружающихся на большую глубину ступеней. Краевые разломы наклонны и уходят под грабен. Внутри грабена многочисленные менее значительные разрывы образуют сложную блокировку. Ширина отдельных блоков обычно не превышает 10—15 км. «Гранитный» слой нарушен

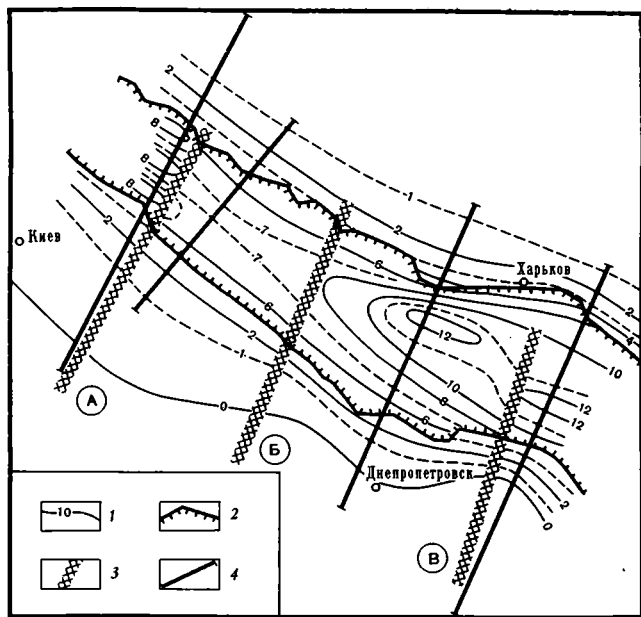


Рис. 3. Схема гипсометрии поверхности фундамента (мощности осадочного слоя) Днепровско-Донецкой впадины

1 — изоглубины поверхности фундамента (изомощности осадочного слоя) (км); 2 — краевые разломы Днепровского грабена; 3 — зоны древних докембрийских разломов; А — Тальное — Каневское, Б — Криворожско-Кременчугского, В — Орехово-Павлоградского; 4 — профили ГСЗ

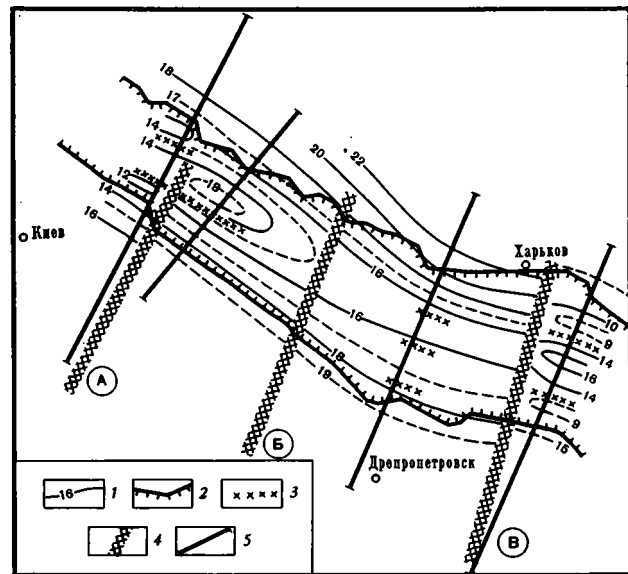


Рис. 4. Схема изомощностей «гранитного» слоя

1 — изомощности (км); 2 — краевые разломы Днепровского грабена; 3 — менее значительные разломы внутри грабена, на которых мощность слоя меняется скачком; 4 — зоны древних докембрийских разломов; А — Тальное-Каневское, Б — Криворожско-Кременчугского, В — Орехово-Павлоградского, 5 — профили ГСЗ

также поперечными разломами древнего заложения. На бортах Днепровско-Донецкой впадины сколько-нибудь значительных разломов не наблюдается.

«Гранитный» слой утонен под Днепровским грабеном и непосредственно прилегающими к нему участками бортов впадины на 5—6 км относительно Украинского щита и Воронежского массива, причем утонение при переходе от бортов к грабену происходит довольно быстро. Относительное утонение составляет для профиля I—23%, II—26%, III—18%, IV—20%; в целом для грабена: относительно Украинского щита—20%, Воронежского массива—23%. Степень утонения в общем уменьшается по простиранию грабена в юго-восточном направлении. На бортах Днепровско-Донецкой впадины гранитный слой не утонен (исключение составляет только южная часть профиля III), здесь не наблюдается и сколько-нибудь значительных разрывов, как это имеет место в грабене.

Утонение «гранитного» слоя на различных участках Днепровского грабена неодинаково. На разрезах по профилям I и особенно IV хорошо видно, что утонение наблюдается в основном в северной и южной краевых частях грабена, в то время как центральный блок на профиле I утонен меньше, а на профиле IV вообще не утонен относительно Украинского щита и Воронежского массива. В последнем случае утонение «гранитного» слоя сконцентрировано целиком в краевых частях грабена, где достигает максимальных значений (7 км) (рис. 4).

Поверхность «базальтового» слоя погружается под Днепровский грабен, качественно повторяя структуру поверхности фундамента. Это повторение строго на бортах Днепровско-Донецкой впадины, где «гранитный» слой не утонен, и приобретает сугубо качественный характер под грабе-

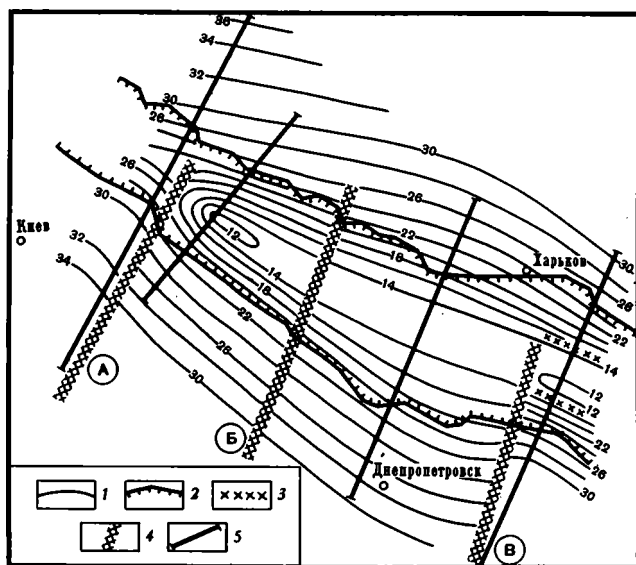


Рис. 5. Схема изомощностей «базальтового» слоя
 1 — изомощности (км); 2 — краевые разломы Днепровского грабена;
 3 — менее значительные разломы внутри грабена, на которых мощность слоя меняется скачком; 4 — зоны древних докембрийских разломов: А — Тальное-Каневское, Б — Криворожско-Кременчугское, В — Орехово-Павлоградского; 5 — профили ГСЗ

ном, где «гранит» существенно сокращен в мощности. Глубины до «базальта» максимальны в юго-восточной части впадины, где они достигают 26—28 км. По поверхности «базальтового» слоя фиксируется меньшее количество разломов, чем по поверхности «гранита». Очевидно влияние

древних поперечных разрывов, проявляющихся как в структуре, так и в толщине «базальтового» слоя.

«Базальтовый» слой, в отличие от «гранитного», утонен не только под Днепровским грабеном, но и под всей Днепровско-Донецкой впадиной, включая ее бортовые части (рис. 5). «Базальтовый» слой под грабеном тоньше, чем под Украинским щитом и Воронежским массивом на 13—18 км. Относительное утонение (рис. 7) составляет для профиля I—19%, II—36%, III—45%, IV—41%; в целом для грабена: относительно Украинского щита — 34%; Воронежского массива — 36%. Степень общего относительного утонения увеличивается по простирацию грабена в юго-восточном направлении.

Утонение «базальтового» слоя, как и «гранитного» на различных участках Днепровского грабена неодинаково. При этом наблюдается обратная пропорциональность: чем меньше утонение «гранита», тем больше утонение «базальта» и наоборот. Эта закономерность видна на разрезах I и IV (см. рис. 2).

Поверхность М испытывает воздымание от 45—52 км глубины под Украинским щитом и Воронежским массивом до 34—45 км под Днепровским грабеном (рис. 6). Амплитуда подъема составляет 7—12 км. Таким

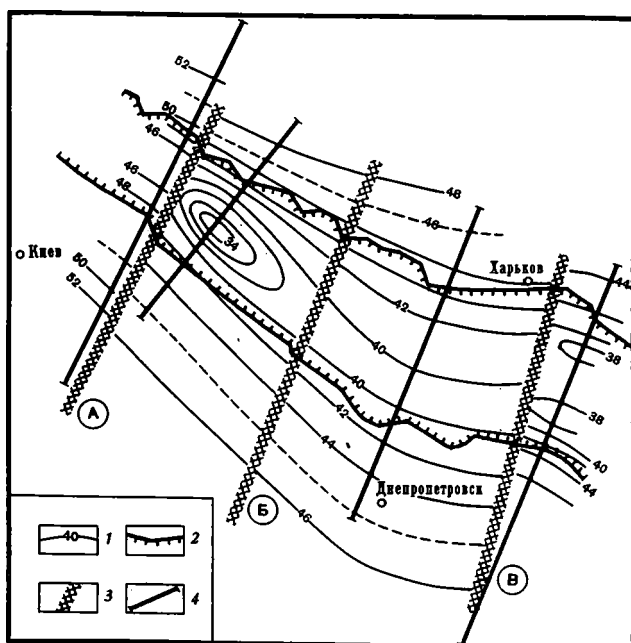


Рис. 6. Схема гипсометрии поверхности М (мощности земной коры)

1 — изоглубины (км); 2 — краевые разломы Днепровского грабена; 3 — зоны древних докембрийских разломов: А — Тальное-Каневского; Б — Криворожско-Кременчугского; В — Орехово-Павлоградского; 4 — профили ГСЗ

образом, земная кора под Днепровско-Донецкой впадиной существенно утонена. В строении поверхности М находят выражение основные продольные разломы Днепровского грабена, а также древние поперечные разрывы.

Существующие представления о причинах и механизме образования Днепровско-Донецкой впадины противоречивы. Исследователи полагают, что причиной образования Днепровско-Донецкой впадины (авлакогена) и подобных ей структур является:

1) вертикальное опускание земной коры вследствие процессов, протекающих в мантии Земли. Н. С. Шатский (1955), С. И. Субботин (1955,

1958, 1960), А. А. Борисов (1957), Э. Э. Фотиади (1955) считают, что это процесс уплотнения (сжатия) вещества мантии, приводящий к погружению участка земной коры над зоной сжатия. Согласно С. И. Субботину, наиболее полно рассмотревшему этот вопрос и разработавшему его теорию, уплотнение и обратный процесс — разуплотнение — происходят в мантии в результате полиморфных, фазовых и электронных переходов и химических превращений вещества (Субботин, 1955, 1958, 1960; Субботин и др., 1964). А. А. Борисов (1962) полагает, что прогибающийся участок земной коры подвергается при этом «базальтификации». Согласно В. В. Белоусову (1962), поднятия и опускания земной коры вызваны поэтажной гравитационной дифференциацией мантии Земли. Подъем базальтового материала в «базальтовую» стадию развития Земли может приводить к разрушению и замещению «гранитного» слоя («базальтификация»), уплотнению коры с образованием прогиба сверху и подъемом поверхности М снизу. В. Г. Бондарчук (1956, 1961) видит причину образования Днепровско-Донецкой впадины и аналогичных структур в нисходящих движениях глубинных подсиалических масс, В. А. Магницкий (1948) — в оттоке подкорового вещества из-под впадины к окружающим поднятиям, Е. Н. Люстих (1948) — в горизонтальном смещении глубинного материала;

2) растяжение (раздвигание) земной коры в результате действия первичных тангенциальных сил. Эту точку зрения представляют А. В. Пейве (1960, 1961; Разломы и горизонтальные движения..., 1963), П. Н. Кропоткин (1960, 1964). А. В. Пейве полагает, что перемещение блоков и пластин земной коры происходит дифференцированно, т. е. с разной скоростью и на разную величину по пологим почти горизонтальным тектоническим поверхностям. Причиной тангенциальных напряжений и движений являются гравитационно-инерционные силы планеты;

3) растяжение земной коры в результате ее подъема под действием первичных вертикально направленных сил. Таково мнение А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина (1963), В. Е. Хаина (1964, 2), М. В. Муратова, М. Ф. Микунова, Е. С. Черновой (1962), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1964), В. К. Гавриша (1965). По сути это представление близко рифтовой гипотезе В. Грегори (Виллис, 1934), Г. Клооса (1932, 1939), С. Тейбера (1927).

При попытке объяснить разрез земной коры в районе Днепровско-Донецкой впадины действием только вертикальных сил возникают существенные трудности. Непонятно с этой точки зрения сокращение мощности «гранитного» слоя под Днепровским грабеном по сравнению с Украинским щитом и Воронежским массивом¹. Известно, что последние очень длительное время подвергались размыву, оцениваемому С. И. Субботиным (1955) в 4 км, в то время как в Днепровском грабене «гранитный» слой был законсервирован от денудации под мощным осадочным чехлом. С позиций вертикальных движений естественно было бы ожидать обратную картину — увеличение мощности «гранитного» слоя под грабеном и утонение его на Украинском щите и Воронежском массиве. Следовательно, «гранитный» слой под Днепровским грабеном не мог быть утонен «сверху». Маловероятно также предположение об утонении «снизу» в результате превращения какой-то части «гранитного» слоя в «базальтовый», так как последний при этом должен был бы увеличиться в мощности, чего в действительности не наблюдается. Кроме того, как следует из работы С. И. Субботина, Г. Л. Наумчик и И. Ш. Рахимовой (1964), на рассматриваемых глубинах в земной коре подобные превращения, очевидно, не происходят.

¹ А. А. Борисов (1965) показал, что особенности строения земной коры Днепровско-Донецкой впадины связаны непосредственно с формированием этой геоструктуры и не могли быть такими, как сейчас, до ее возникновения.

Что касается «базальтового» слоя, то с точки зрения вертикальных сил следовало бы ожидать одинаковую его мощность под Днепровско-Донецкой впадиной и окружающими поднятиями — между тем этот слой под впадиной утонен. Утонение за счет превращения части «базальта» в «гранит» маловероятно по тем же причинам, что и обратный переход «гранит» → «базальт». Утонение «снизу» путем превращения базальта в эцлогит на границе коры и мантии теоретически возможно (Lovering, 1958). Однако, как показал С. И. Субботин с соавторами (1964), мощная осадочная толща, накапливающаяся во впадине, экранирует тепловой поток из недр Земли и создает тем самым условия как раз к обратному переходу эцлогита в базальт, т. е. к погружению границы М и увеличению мощности «базальтового» слоя.

Наконец, с точки зрения вертикальных сил непонятен подъем поверхности М под Днепровско-Донецкой впадиной. Эта поверхность, естественно, должна была бы погрузиться настолько же, насколько погружена впадина. Что касается возможного скольжения границы М по разрезу вследствие перехода типа базальт → эцлогит, то, как было показано, такое скольжение должно было происходить вниз, в сторону увеличения глубины, а не вверх по разрезу.

Таким образом, с точки зрения первичности и исключительности вертикальных движений трудно объяснить наблюдающееся под Днепровско-Донецкой впадиной утонение «гранитного» и «базальтового» слоев и всей коры в целом. Трудно также объяснить наличие нормальных сбросов, ограничивающих грабен и падающих навстречу друг другу. Такие сбросы, как показал еще Г. Клоос (1932), сами по себе свидетельствуют о растяжении.

Итак, мы приходим к выводу о горизонтальном растяжении земной коры при образовании Днепровско-Донецкой впадины. Горизонтальное растяжение удовлетворительно и весьма просто объясняет наблюдающиеся закономерности.

Утоненные «гранитный» и «базальтовый» слои в совокупности образуют под Днепровско-Донецкой впадиной зону растяжения, компенсируемую сверху накоплением осадков, снизу — подъемом подкорового субстрата. В сумме накопление осадков и подъем субстрата в точности соответствуют величине утонения консолидированной коры. При этом прогибание впадины, находящее выражение в мощности осадочной толщи, несколько больше амплитуды подъема поверхности М (рис. 7)¹. Это явление, очевидно, должно быть объяснено действием изостатического фактора.

«Гранитный» слой утонен только под Днепровским грабеном и непосредственно прилегающими к нему участками бортов впадины, «базальтовый» — шире, под всей Днепровско-Донецкой впадиной. Контур области утонения «гранита» близок зонам краевых разломов грабена, контур утонения «базальта» совпадает с границами впадины. «Базальт» утонен больше, чем «гранит». Переход от неутоненных участков к утоненным для «гранита» довольно резкий, для «базальта» — более плавный. Величина утонения «гранита» в общем близка к мощности осадочной толщи, заключенной в грабене ниже верхних ступеней краевых разломов. Сопоставляя эти факты, мы приходим к выводу, что образование Днепровского грабена в первую очередь, связано с растяжением «гранитного» слоя, хотя, несомненно, растягивался и «базальтовый» слой. Последний, в свою очередь, полностью «ответствен» за образование в дальнейшем над Днепровским грабеном пологой и широкой синеклизы.

Наличие в центральных частях Днепровского грабена неутоненных или слабоутоненных «останцов» «гранитного» слоя, под которыми мощ-

¹ Исключение составляет профиль II, пересекающий аномальную зону.

ность «базальтового» слоя сокращена особенно сильно (см. рис. 2, профили I и IV), также является доказательством горизонтального растяжения земной коры Днепровско-Донецкой впадины.

Растяжение происходило в результате действия первичных разнонаправленных тангенциальных сил.

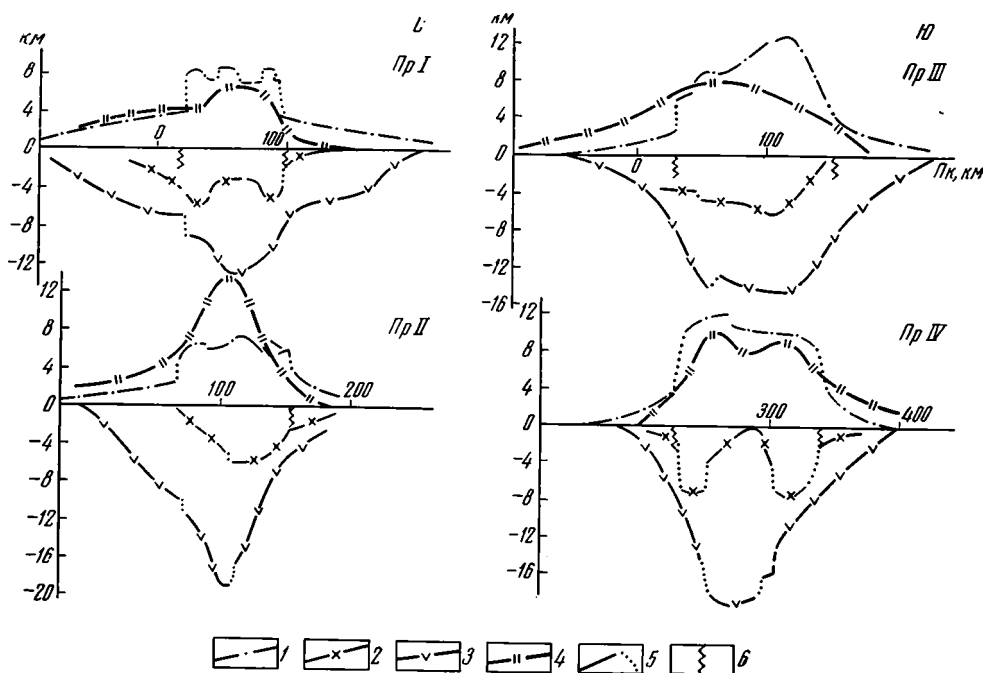


Рис. 7. Графики изменения мощностей отдельных слоев земной коры и глубины поверхности М под Днепровско-Донецкой впадиной относительно Украинского щита в Воронежского массива

1 — изменение мощности осадочного слоя; 2 — изменение мощности «гранитного» слоя; 3 — изменение мощности «базальтового» слоя; 4 — изменение глубины поверхности М; 5 — участки скачкообразного изменения мощностей на разломах; 6 — краевые разломы Днепровского грабена

Если бы эти тангенциальные силы были вторичными, производными от вертикальных, и определялись ими, то, согласно механизму формирования сводового поднятия, наибольшее растяжение испытала бы верхняя часть земной коры — «гранитный» слой, а «базальтовый», как более глубокий, был бы растянут меньше. Как мы видели, наблюдаемая картина прямо противоположна этому. На своде формирующегося поднятия, кроме того, в результате проседания должен был бы образоваться опущенный клиноподобный блок, основание которого выступало бы книзу (Клоос, 1939; Белоусов, 1961). Этого мы не наблюдаем. Наконец, разломы, ограничивающие Днепровский грабен, настолько протяженны (через Донбасс и Мангышлак они протягиваются на несколько тысяч километров в Среднюю Азию) и пересекают настолько крупные и разнородные геотектонические элементы, что их невозможно связывать с простым механическим растяжением на своде формирующегося поднятия.

Утонение коры, вызванное первичным тангенциальным растяжением, привело ко вторичным вертикальным движениям: опусканию поверхности «гранита», в результате чего образовалась Днепровско-Донецкая впадина, и встречному подъему поверхности подкорового субстрата.

На рис. 8 приведена кривая, характеризующая скорость прогибания Днепровско-Донецкой впадины. Для составления кривой использованы данные о максимальных мощностях отложений, выполняющих впадину

(таблица)¹, а также данные абсолютной геохронологии (Афанасьев и др., 1964; Геохронологическая шкала... 1960; Полевая, 1963; Holmes, 1960).

Из кривой видно, что прогибание Днепровско-Донецкой впадины было неравномерным: в начале очень быстрым, затем все более медленным, до полного прекращения к неогену. В позднем мелу имело место некото-

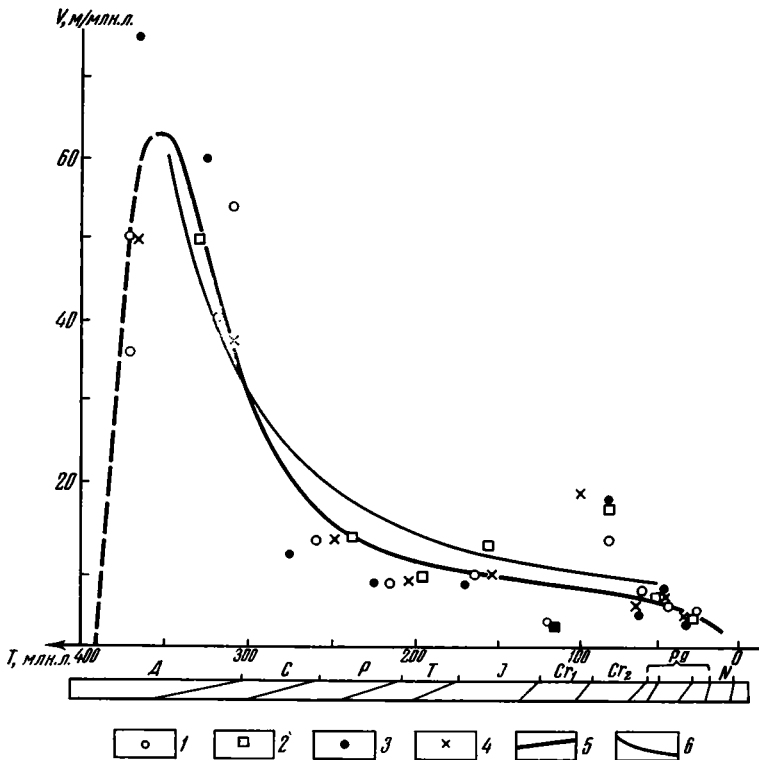


Рис. 8. График изменения средней скорости прогибания Днепровско-Донецкой впадины

1 — скорость прогибания по абсолютной геохронологической шкале Г. Д. Афанасьева и др. (1964); 2 — по советской геохронологической шкале 1960 г.; 3 — по шкале Н. И. Полевой (1963); 4 — по шкале А. Холмса (1960); 5 — кривая изменения средней скорости прогибания; 6 — теоретическая кривая скорости упруго-вязкой деформации по эмпирической формуле Д. Григгса, заимствованной из работы В. А. Магницкого (1948)

рое увеличение темпа прогибания. В целом замедление прогибания впадины происходило закономерно, по логарифмическому закону.

Заложение Днепровско-Донецкой впадины, вернее Днепровского грабена, произошло в среднем девоне. В это время возникли (или активизировались после возникновения в рифее?) разломы, ограничивающие грабен. Причина возникновения разломов имеет планетарный характер и, по видимому, связана с действием гравитационно-инерционных сил.

Одновременно с образованием разломов в грабене началось интенсивное прогибание, вызванное тангенциальным растяжением земной коры. Утонение коры вследствие растяжения привело к образованию под грабеном зоны пониженного давления. Уменьшение давления вызвало, в свою очередь, снижение теплоемкости вещества и повышение темпера-

¹ Мощности взяты из Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. II, под ред. А. Б. Ронова и В. Е. Хаина, Госгеолтехиздат, М.—Л., 1961.

туры, что привело к образованию магматического очага (Субботин, 1958, 1960). Магматический материал преимущественно базальтового состава проник в девоне в верхние этажи земной коры и в осадочный чехол по зонам разломов, образовавшихся в результате растяжения земной коры. Вулканизм проявился прежде всего в центральной части грабена, где концентрировались основные подводющие каналы. Сейчас мы наблюдаем здесь Черниговскую, Глинскую, Петрово-Роменскую, Лютевскую и Снежковскую магнитные аномалии.

Стратиграфические подразделения	Максимальная мощность, м	Средняя скорость прогибания, м/млн лет			
		по шкале Г. Д. Афанасьева и др.	по советской шкале 1960	по шкале Н. И. Полевой	по шкале А. Холмса
Средний—верхний девон	≈2500	50—36	50	75	50
Карбон	3000	40—54	62	60	37
Пермь	600	13	13	11	13
Триас	350	8	9	8	8
Юра	500	9	12	8	9
Нижний мел	100	3	2	2}	19
Верхний мел	500	13	17	18}	
Палеоцен	50	7}	6	4	5
Эоцен	120	5}		8	6
Олигоцен	50	4	3	3	3
Неоген	0	0	0	0	0

Проникновение базальтового магматического материала в верхние этажи земной коры должно было уплотнить, «утяжелить» их. Поскольку выплавление шло, по-видимому, из верхней мантии, последняя также должна была уплотняться, так как она освобождалась от более легких базальтовых разностей. Уплотнение земной коры и верхней мантии не могло не сказаться на гравитационном поле в сторону увеличения его напряженности.

В палеозое (карбоне) формирование Днепровского грабена было закончено. «Гранитный» слой был утонен, причем на ряде участков, как было показано выше, растяжение происходило в основном в краевых частях грабена. Вследствие этого в центральной части грабена образовались нерастянутые или слабо растянутые «останцы» «гранитного» слоя, которым, возможно, соответствуют выступы фундамента: Черниговский, Лохвицкий, Лютевский и Октябрьский. Гравитационные минимумы, наблюдающиеся в краевых частях грабена, объясняются, возможно, влиянием не только больших масс хемогенных осадков, но и наибольшим «растяжением» здесь «гранитного» слоя. При образовании грабена растягивался также «базальтовый» слой.

В мезозое — палеогене над Днепровским грабеном сформировалась пологая широкая платформенная структура типа синеклизы. Тангенциальное напряжение, по-видимому, уменьшилось, и менее пластичный, вследствие меньшей глубины залегания, «гранитный» слой более не растягивался, в то время как «базальтовый», находящийся глубже и, следовательно, более пластичный, продолжал подвергаться медленному растяжению.

Многочисленные, но непродолжительные перерывы в разрезе осадочных пород Днепровско-Донецкой впадины свидетельствуют о том, что прогибание эпизодически прерывалось кратковременными общими поднятиями. Эти поднятия, осложняющие процесс прогибания, наклады-

вающиеся на него, охватывали большую площадь и, по-видимому, были вызваны действием глубинных процессов типа полиморфных превращений в мантии Земли (Субботин и др., 1964).

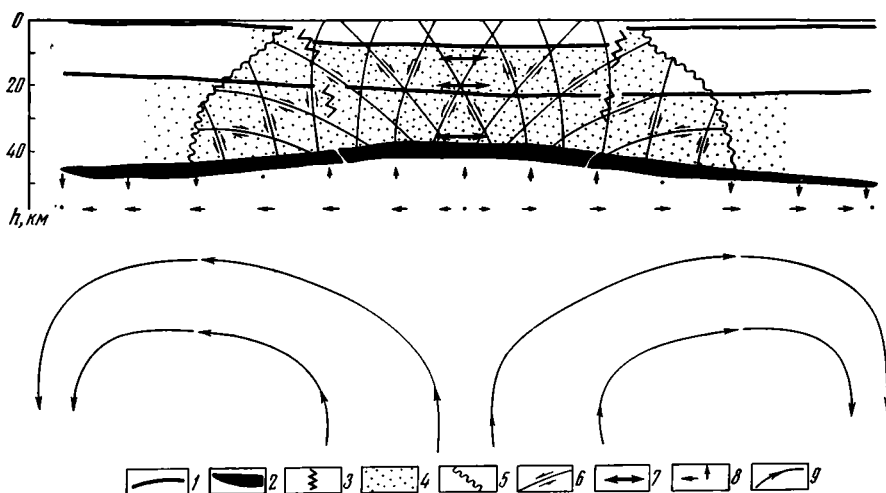


Рис. 9. Обобщенный разрез земной коры Днепровско-Донецкой впадины в сопоставлении с теоретической моделью напряжений, возникающих в коре под действием восходящего конвекционного потока в мантии (при максимальном касательном напряжении в основании коры 3000 кг/см^2 , в два раза превышающем величину максимального радиального напряжения, Гафнер, 1951)

1 — сейсмические границы в земной коре; 2 — мантия; 3 — краевые разломы Днепровского грабена; 4 — зоны растяжения в консолидированной коре; 5 — теоретическая граница области деформаций с нарушением сплошности; 6 — потенциальные поверхности разрывов; 7 — горизонтальная составляющая нормального напряжения в коре; 8 — напряжения в основании коры (длина стрелок пропорциональна величине напряжения); 9 — предполагаемый конвекционный поток в мантии

Большая хрупкость «гранитного» слоя по сравнению с «базальтовым», залегающим глубже, и вследствие этого находящимся в условиях больших давлений и температур, является, по-видимому, причиной того, что «гранитный» слой больше раздроблен, в нем образовалось больше разрывных нарушений, а растянулся он на меньшей площади. Впрочем последнее явление может быть объяснено также распределением напряжений в земной коре при действии восходящего конвекционного потока в мантии. Возникающая при этом в коре область деформации, как видно из рис. 9, при определенном значении параметров сужается кверху, захватывая в большей степени нижние горизонты коры.

Наличие в земной коре участков, в пределах которых одни слои подвергались растяжению, другие нет, одни растянуты больше, другие меньше, должно привести к возникновению на границах этих слоев пологих или горизонтальных поверхностей скальвания и дифференцированного скольжения материала. Мы приходим, таким образом, к тому же выводу, который был сделан А. В. Пейве (1960, 1961) о существовании в земной коре длительно живущих «глубинных тангенциальных тектонических зон». Эти спокойно залегающие поверхности или зоны разделяют слои, внутри которых, вследствие проскальзывания, материал может быть чрезвычайно сложно дислоцирован и перемят. Уместно вспомнить представление Л. У. де Ситтера о «разделении коры на горизонтальные слои, каждый из которых представляет отдельный ярус со своим собственным типом деформации» (де Ситтер, 1960, стр. 446). Тем самым может быть объяснено повсеместно наблюдающееся несоответствие между спокойным строением сейсмических границ в земной коре и очень сложной преимущественно вертикально-слоистой структурой кристаллических комплексов, устанавливаемой по геологическим наблю-

дениям. Сложный групповой характер сейсмической записи от глубинных границ в земной коре вполне соответствует представлениям А. В. Пейве о том, что каждая из этих границ является «..сложной и мощной тектонической зоной, в которой отдельные поверхности скалывания, скольжения и течения масс могут кулисообразно заходить одна за другую» (Пейве, 1961, стр. 39).

Растяжение «гранитного» и «базальтового» слоев под Днепровским грабеном, несмотря на наличие ограничивающих краевых разломов, свидетельствует о том, что эти разломы не являются непрерывными зияющими трещинами. По-видимому, аналогично горизонтальным срезам зон глубинных разломов, краевые разломы грабена представляют собой системы нарушений, затухающих с глубиной, появляющихся вновь, разветвляющихся, образующих разнообразные сложные сочетания. При этом сплошность слоев не нарушается полностью и через эту систему нарушений возможна передача растягивающих усилий.

Прогибание Днепровско-Донецкой впадины является процессом производным от горизонтального растяжения земной коры и, следовательно, прямо ему пропорциональным. Таким образом, закономерности изменения средней скорости прогибания впадины являются одновременно справедливыми и для горизонтальной деформации, вызвавшей это прогибание. Полученная кривая хорошо удовлетворяет эмпирической формуле Д. Григгса для скорости упруго-вязкой деформации, заимствованной нами из работы В. А. Магницкого (1948):

$$\frac{dS}{dt} = \frac{B}{t} + C,$$

где S — упруго-вязкая деформация, t — время, B и C — постоянные коэффициенты.

Таким образом, горизонтальное растяжение земной коры при образовании Днепровско-Донецкой впадины происходило по законам упруго-вязкой деформации или ползучести. Смысл ее заключается в том, что даже при силах, меньших предела прочности, но действующих долгое время, тела обнаруживают необратимую деформацию.

Основным процессом, приведшим к образованию Днепровско-Донецкой впадины, являлось послонное дифференцированное растяжение земной коры с упруго-вязким перемещением материала. Причиной возникновения тангенциальных напряжений, вызвавших растяжение земной коры, могли явиться конвекционные потоки в мантии Земли. Из рис. 9 видно хорошее соответствие обобщенного разреза земной коры Днепровско-Донецкой впадины и теоретической модели напряжений и деформаций, возникающих в коре под действием восходящего конвекционного потока (Hafner, 1951).

Общность черт строения и развития авлакогенов Восточно-Европейской платформы, их тесная связь с геосинклинальными трогами позволяют думать, что результаты, полученные для Днепровско-Донецкой впадины, объясняют некоторые общие основные моменты генезиса и механизма формирования структур этого типа.

Прогибание являлось ведущим процессом развития Восточно-Европейской платформы. Сначала образовывались авлакогены, затем на их основе активно формировались широкие и пологие синеклизы, постепенно сливавшиеся в обширные области опускания. Учитывая сделанные выше выводы по Днепровско-Донецкой впадине, можно считать, что начиная с рифея земная кора Восточно-Европейской платформы испытывала общее растяжение, сопровождавшееся дифференцированным послонным упруго-вязким перемещением материала.

Литература

- 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. Абс. возр. геол. формаций. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Изд-во «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. МГУ, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геол., № 5, 1961.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38, вып. 3, 1963.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). Сов. геология, № 9, 1964.
- Бондарчук В. Г. Про тектонику Великого Донбасу і походження ровоподібних прогинів платформ. Геол. ж. АН УРСР, т. XVI, вып. 2, 1956.
- Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоорогении. Изд-во АН УССР, 1961.
- Борисов А. А. Аномалии силы тяжести и генезис структур Русской платформы. Геол. нефти, № 9, 1957.
- Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. Сов. геология, № 1, 1962.
- Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1963.
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. Геотектоника, № 3, 1965.
- Виллис Б. Проблема Мертвого моря, ОНТИ, 1934.
- Гавриш В. К. Роль глибинних розломів у формуванні структур Дніпровсько-Донецької западини (рифтогена). Геол. ж. АН УРСР, т. XXV, вып. 6, 1965.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1960.
- Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины. Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 5(7). Изд-во АН УССР, 1963.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры, Структ. земн. коры и деформ. горн. пород. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая характеристика движений земной коры, Строен. и разв. земн. коры, Материалы II Всес. совещ. по пробл. тектон. Изд-во «Наука», 1964.
- Люстих Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Магницкий В. А. О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 23, вып. 2, 1948.
- Милановский Е. Е. и Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории, Строен. и развит. земн. коры. Материалы II Всес. совещ. по пробл. тектон. Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 11, 1962.
- Наливкин В. Д. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы. Сов. геология, № 1, 1963.
- Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, Истор. геол. развит. Русск. платф. и ее обрамл. Изд-во «Недра», 1964.
- Новикова А. С. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1959.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами, Изв. АН СССР, Сер. геол., № 3, 1956.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Структ. земн. коры и деформат. горн. пород. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм, Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Полевая Н. И. Глауконит как индикатор геологического времени и шкала абсолютной геохронологии, Автореф. докт. дис., Л., 1963.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры, под ред. А. В. Пейве. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80. Изд-во АН СССР, 1963.
- де Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.

- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. Результаты глубинного сейсмического зондирования вдоль профиля Черное море — Воронежский массив. Докл. VII конгр. Карп.-Балкан. геол. ассоц., ч. VI, София, 1965.
- Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 4, 1955.
- Субботин С. И. До питання про механізм формування прогинів земної кори і про тектоніку фундаменту Дніпровсько-Донецької западини. Геол. ж. АН УРСР, т. XVIII, вып. 6, 1958.
- Субботин С. И. Причины тектонических рухів та механізм формування основних геоструктурних елементів земної кори, Геол. ж. АН УРСР, т. XX, вып. 5 і 6, 1960.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли. Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований, Геол. результаты прикл. геофиз. Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во «Недра», 1965.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Прикл. геофиз., вып. 12, 1955.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. Сов. геология, № 6, 1964.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в северном Причерноморье. Строен. нефтегазосн. провинц. по геофиз. данным, Геофиз. сб. АН УССР, вып. 3 (14). Изд-во «Наукова думка», 1965.
- Чирвинская М. В. Тектоническое строение Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба. Тектоника нефтеносн. областей, т. II, Гостоптехиздат, 1958.
- Чирвинская М. В. Представление о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основании результатов геофизических исследований, Укр. НТО нефт. и газ. пром., Киев, 1959.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями, Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXX, в. 5, 1955.
- Cloos H. Zur Mechanik grosser Bruche und Graben, Centr. Blatt fur Miner, 1932.
- Cloos H. Gebung — Spaltung — Vulkanismus, Geol. Rundsch., Bd. 30, H. 4A, 1939.
- Hafner W. Stress distributions and faulting, Bull. of the Geol. Soc. of Amer, vol. 62, N 4, 1951.
- Holmes A. A revised geological time-scale, Trans. Edinburgh. Geol. Soc., vol. 17, N 3, 1960.
- Lovering J. F. The nature of the Mohorovicic discontinuity, Trans. Amer. Geoph. Union, vol. 39, N 5, 1958.
- T a b e r S. Fault troughs, Journ. of Geol., vol. 35, 1927.

Институт геофизики
АН УССР

Статья поступила
4 июня 1966 г.

A. V. CHEKUNOV

ON FORMATION MECHANISMS OF AULACOGENE- TYPE STRUCTURES, TAKING THE DNIEPER- DONETS DEPRESSION AS AN EXAMPLE

Deep seismic-refraction sounding data has revealed that a typical aulacogene — the Dnieper-Donets depression — has been formed as a result of the tension in the Earth's crust due to tangential forces. Under tension, a differential elastico-viscous movement of the material took place in the strata of the Earth's crust. Tangential forces might have been caused by the ascending convection current in the mantle.

Institute of Geophysics
Academy of Sciences of the
Ukraine SSR

УДК 551.240(234.42+235.15+255.211)

А. А. БЕЛОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АЛЬПИЙСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ
(Балканский полуостров — Иранское нагорье—Памир)**

Домезозойская история одного из самых молодых складчатых поясов Земли, Альпийского пояса, особенно интересна для исследования. Здесь, в отличие от других молодых складчатых геосинклинальных поясов, больше выходов на дневную поверхность древних пород и существенно небольшие площади пояса заняты морями.

Альпийский пояс, по-видимому, находится на более зрелой стадии геосинклинального развития (Муратов, 1964; Херасков, 1964).

При работе над этой темой на первый план выступает вопрос о взаимоотношении последнего геосинклинального цикла с предыдущим развитием, т. е. вопрос о наличии или отсутствии цикличности или относительно правильной периодичности геотектонического процесса, который приводит к формированию определенных толщ осадочных и магматических горных пород, к образованию определенного рода структур, к возникновению определенных месторождений полезных ископаемых.

Чтобы правильно ответить на этот вопрос, необходимо произвести палеотектоническое районирование фундамента Альпийского пояса: выяснить возраст отдельных участков этого фундамента, возможность выделения в его пределах различных по возрасту складчатых систем (каледонид, герцинид и т. д.) или каких-либо участков с иной геотектонической характеристикой, проследить их распространение на площади Альпийского пояса, выяснить, захватывали ли они всю территорию его, последовательно сменяя друг друга по времени, или ограничивались отдельными участками. По-видимому, полноценный палеотектонический анализ этой территории возможен лишь при совместном рассмотрении областей альпийской складчатости и прилежащих палеозойских складчатостей, составляющих фундамент молодых платформ (Туранской, Скифской, Западно-Европейской и др.). После этого уже можно заниматься сравнением древних этапов развития с альпийским, выяснять взаимосвязь между ними, характер влияния предшествующего развития на последующее.

Надо сказать, что для всех почти без исключения зарубежных территорий для палеотектонического анализа не хватает таких существенных сведений, как закономерности изменения фаций, мощностей отложений, направлений сноса обломочного материала и источников его. Для территории Турции, Ирана, Афганистана почти нет определений абсолютного возраста изверженных и метаморфических пород. В настоящем сообщении сделана попытка на основе уже имеющихся данных представить себе наиболее вероятную картину доальпийского тектонического развития рассматриваемой территории. На прилагаемой схеме (рис. 1) дается первый, в значительной мере еще несовершенный вариант ее палеотектонического районирования.

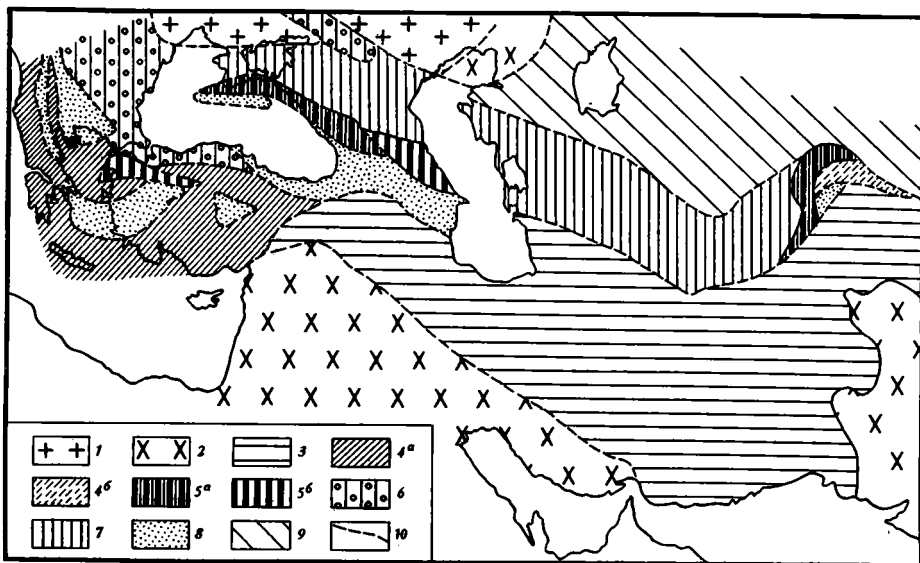


Рис. 1. Палеотектоническая схема Балкано-Памирской части пояса Тетис для конца палеозоя — начала мезозоя

1 — Русская платформа с карельским складчатым основанием; 2 — Индийская, Африкано-Аравийская и часть Русской платформы с байкальским складчатым основанием; 3 — область с байкальским складчатым основанием, испытывавшая в палеозое и триасе режим, близкий к платформенному; 4 — многоосинклинальные системы, не испытавшие завершающей герцинской складчатости (сквозные) развивающиеся: а) с нижнего палеозоя, б) с нижнего карбона; 5 — герцинские эвгеосинклинальные системы полного развития: а) достоверные, б) предполагаемые; 6 — герцинские геосинклинальные системы с миогеосинклинальным развитием в среднем палеозое и орогенным развитием в верхнем палеозое; 7 — нерасчлененные герциниды; 8 — области неоднократного проявления сильных процессов метаморфизма и гранитизации; 9 — герцинские складчатые системы Урало-Тяньшаньского пояса; 10 — границы геотектонических зон

* * *

Обобщающих работ по палеозойской истории тектонического развития альпийской складчатой области нет. В работах 40-х — 50-х годов Г. Штилле (Stille, 1946; Штилле, 1964_{1,2}) по Западно-Европейскому окончанию пояса, на основании всего имеющегося к тому времени материала (явно недостаточного) пришел к выводу о том, что альпийские геосинклинальные прогибы заложились на варисцийском складчатом основании. Он писал: «Ортогеосинклинальное пространство европейских альпид представляет собой... не остаточный прогиб варисцийского и доварисцийского времени, а регенерационный прогиб» (Штилле, 1964₂, стр. 738). Южную часть Западной Европы он считал внекаледонской, но отмечал широкое развитие ассинтской складчатости.

М. В. Муратов (1962, 1964, 1965) неоднократно указывал на существенное развитие в пределах Альпийского складчатого пояса позднедокембрийских (байкальских) складчатых систем и герцинид. Правда, он всегда отмечал, что данных по этим этапам развития еще недостаточно для высказывания окончательных суждений.

В последние годы появилось много нового интересного материала по древним домезозойским отложениям Альпийской области. По Кавказскому региону опубликованы работы Д. С. Кизевальтера (1963, 1964) В. И. Славина (1960), В. И. Славина и др. (1962), В. И. Славина, Ю. Г. Моргунова (1963), С. М. Кропачева (1962), И. В. Крутя и Л. И. Яковлева (1963), автора настоящей статьи (Белов, 1958, А. А. Белов и др., 1962, 1964), большого коллектива грузинских геологов (Геология Грузии, т. X, 1964 и др.), Р. А. Аракеляна по Армении (1964).

По Памиру вышла новая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000, монография Б. П. Бархатова (1964), которая, к сожалению, уже в значительной степени устарела, работы геологов Памирской комплексной

экспедиции (1963, 1964) и статьи Н. Г. Власова (1961), Э. Я. Левена (1962), Б. Р. Пашкова (1962), Ю. А. Сорокина (1961) и др.

По Предкавказью и Турану, в связи с развитием глубокого бурения, появилось много данных, обобщенных в работах М. Ф. Мирчинка и др. (1963), А. Я. Дубинского (1962), Р. Г. Гарецкого, А. Л. Яншина и др. (1963), Р. Г. Гарецкого (1964), А. Е. Шлезингера (1965), Г. Х. Дикенштейна (1963).

По территории Болгарской Народной Республики, кроме имевшихся сводок Е. С. Бончева (1955, 1957), Д. Яранова (1960) и И. Йовчева (1960, 1965), вышли работы Хр. Спасова (1961₁, 1961₂, 1964), Хр. Спасова и др. (1961), Сл. Янева и Я. Тенчова (1962), Сл. Янева (1964), Я. Тенчова и др. (Тенсов, 1963), Я. Тенчова и Сл. Янева (1963), Ст. Бояджиева (1964), П. Даракчиева и др. (1963) и ряд других работ.

По территории СФРЮ имеется ряд интересных работ М. М. Веселиновича (Veselinovic, 1965; Веселинович и Крстич, 1965), Б. М. Чирича (Ciric, 1962), Б. Крстича (Krstic, 1960, 1962), К. В. Петковича (1961), М. Страчкова (1962), М. Арсовски (1961).

Палеозойские образования Греции освещены в очень небольшом количестве работ, из которых можно назвать статьи Ж. Обуэна и др. (Aubouin et al., 1963), Х. Ренца и М. Рейхеля (Renz und Reichel, 1945), Ж. Мерсье (Mercier, 1961), Ж. Папастамотиу (Papastamotiou, 1963).

Быстро продвигается вперед изучение геологического строения Турции. Недавно вышла в свет новая геологическая карта этой страны в масштабе 1:500 000, а также тектоническая карта И. Кетина (Ketin, 1959) и объяснительная записка к ней. В статьях многих авторов сообщаются новые сведения по палеозою (Bilgitag, 1960; Dean and Krumpenacher, 1961; Erentöz, 1956; Ketin, 1956; Kaaden, 1959; Kalafatcioglu, 1961; Rigo de Right et Cortesini, 1964; Ternek, 1953; Tolun, 1949; Yalcinlar, 1959₁, 1959₂, 1962). Однако, несмотря на обилие работ, в целом палеозой Турции остается изученным плохо.

Резко изменились наши представления о геологии Ирана после работ, опубликованных в самое последнее время (Assereto, 1962, 1963; Flügel, 1962; Гансер, 1956; Gensser and Huber, 1962; Huckriede u. a., 1962; Metz, 1961; Ruttner and oth., 1966; Sartenaer, 1964; Stöcklin, 1960, 1961, 1965; Stöcklin and oth., 1964, 1965₁, 1965₂).

Наименее изучена геология и особенно палеозойские отложения Афганистана. Отдельные отрывочные сведения, имеющиеся в нашем распоряжении, свидетельствуют о большом сходстве геологии палеозоя этого района с соседними территориями Ирана. В последнее время опубликованы работы итальянских, немецких и французских геологов (Desio, 1963; 1964; Brice, 1965; Fezeffeldt, 1964; Hinze, 1964; Lapparent et al., 1962, 1963, 1964, 1965_{1, 2}; Менесье, 1963; Martina, 1963). По южному и центральному Афганистану геологами ФРГ опубликована карта масштаба 1:1 000 000. По северному Афганистану имеются работы советских нефтяников: В. И. Браташа и др. (1966), С. В. Егупова (1966), Н. П. Туаева (1961).

* * *

Наиболее древними породами в пределах рассматриваемой территории являются кристаллические сланцы и гнейсы, обнажающиеся в основном в пределах так называемых срединных массивов (о них речь пойдет далее) и в ядрах некоторых антиклинариев.

Их докембрийский возраст доказывается немногочисленными радиологическими измерениями и несогласным налеганием сверху отложений кембрия и ордовика — Юго-Западный Памир, Центральный Афганистан, Родопский массив (Мурина и др., 1965; Fezeffeldt, 1964; Lapparent et Menessier, 1962; Йовчев, 1965; Вергилов и Кожухаров, 1963).

В Родопском массиве кристаллические породы подразделяются на два комплекса — архейский и протерозойский. Основанием для такого подразделения служит следующее: 1) угловое несогласие между ними; 2) разная степень метаморфизма; 3) различия их литологического состава; 4) значительная мощность обоих комплексов (для архея до 10 км). Родопский массив — единственное место в пределах рассматриваемой территории, где выделяются с некоторой степенью достоверности архейские породы. Гораздо более широко распространены является комплекс пород, для которого доказывается более или менее обоснованно верхнедокембрийский (рифейский) возраст. Несмотря на некоторые отличия слагающих его пород в отдельных районах, он характеризуется определенным сходством на огромной территории. Это мощные монотонные толщи в основном зеленых сланцев (аргиллитовых, кремнистых и аповулканогенных), филлитов и песчаников. Среди этих пород часто присутствуют в виде отдельных прослоев и пачек мраморы, доломиты, эффузивы и туфы основного, реже кислого и среднего состава, иногда встречаются красноцветные толщи песчаников и филлитов. Д. Штёклин и др. (Stöcklin, 1965; Stücklin and oth., 1964) отмечают сходство этих докембрийских пород на территории Ирана в Эльбрусе и Зенджане, в Загросском хребте и в районе горы Гольпайган, в Восточном Иране в районах Озбах-Кух, Табас и Керман. Сходные разрезы докембрийских отложений имеются на юге Турции в Аманусе и в районе Мардина (Dean and Krummepacher, 1961; Фюрон, 1955), в западной Анатолии (Yalcinlar, 1962). Д. Штёклин и др. в тех же работах приводят данные о сходстве разрезов этого комплекса отложений в Иране, Соляном крае Пакистана и на Аравийской платформе. На Северном Кавказе к этому комплексу пород относится хасаутская свита (Кизевальтер, 1960; Тимофеев, 1962; Потапенко и Момот, 1965). В Болгарии и Восточной Сербии к этому комплексу можно отнести основную часть так называемой диабаз-филлитовидной формации, возраст которой считается кембрийским и верхнедокембрийским (Спасов, 1964; Бояджиев, 1964). К нему же относятся зеленые сланцы Добруджи. Подобные же отложения додевонского возраста известны в центральном Афганистане и на юге Памира.

Принадлежность этих отложений к верхнему докембрию доказываются немногочисленными находками остатков животных и растительных организмов: Radiolaria и Laminarites (альгонкская серия Морад в Восточном Иране, Huckriede u. a., 1962), строматолиты (Yalcinlar, 1959, 1962), водоросли, споры (Тимофеев, 1962) и несогласным залеганием на них (в Иране) мощных отложений инфракембрия, подстилающих фаунистически доказанные отложения среднего — верхнего (рис. 2, IV) и местами (Загросский хребет и вблизи Кермана) верхов нижнего кембрия.

По своим формациям и мощностям, достигающим 5 км, эти отложения вполне могут рассматриваться, как геосинклинальные. Иногда они сильно смяты в складки (Восточный Иран) или складки средней напряженности (Аманус, Балканы), иногда залегают довольно полого с углами падения 20—30°. Местами верхнедокембрийский геосинклинальный комплекс отложений залегает без углового несогласия с перекрывающими его кембрийскими (инфракембрийскими) толщами (Мардин в Турции, Солтания в Северном Иране).

К заключительному периоду формирования рассматриваемого комплекса приурочены внедрения гранитоидных интрузий (Северный Кавказ, Северный Иран — Зенджан, Восточный Иран) и процессы регионального метаморфизма, приведшие к образованию кристаллических сланцев и гнейсов. Метаморфизмом не затрагиваются несогласно лежащие выше отложения кембрия (инфракембрия). Однако гранитоидные интрузии в отдельных местах прорывают этот чехол с образованием контактово-метаморфизованных пород.

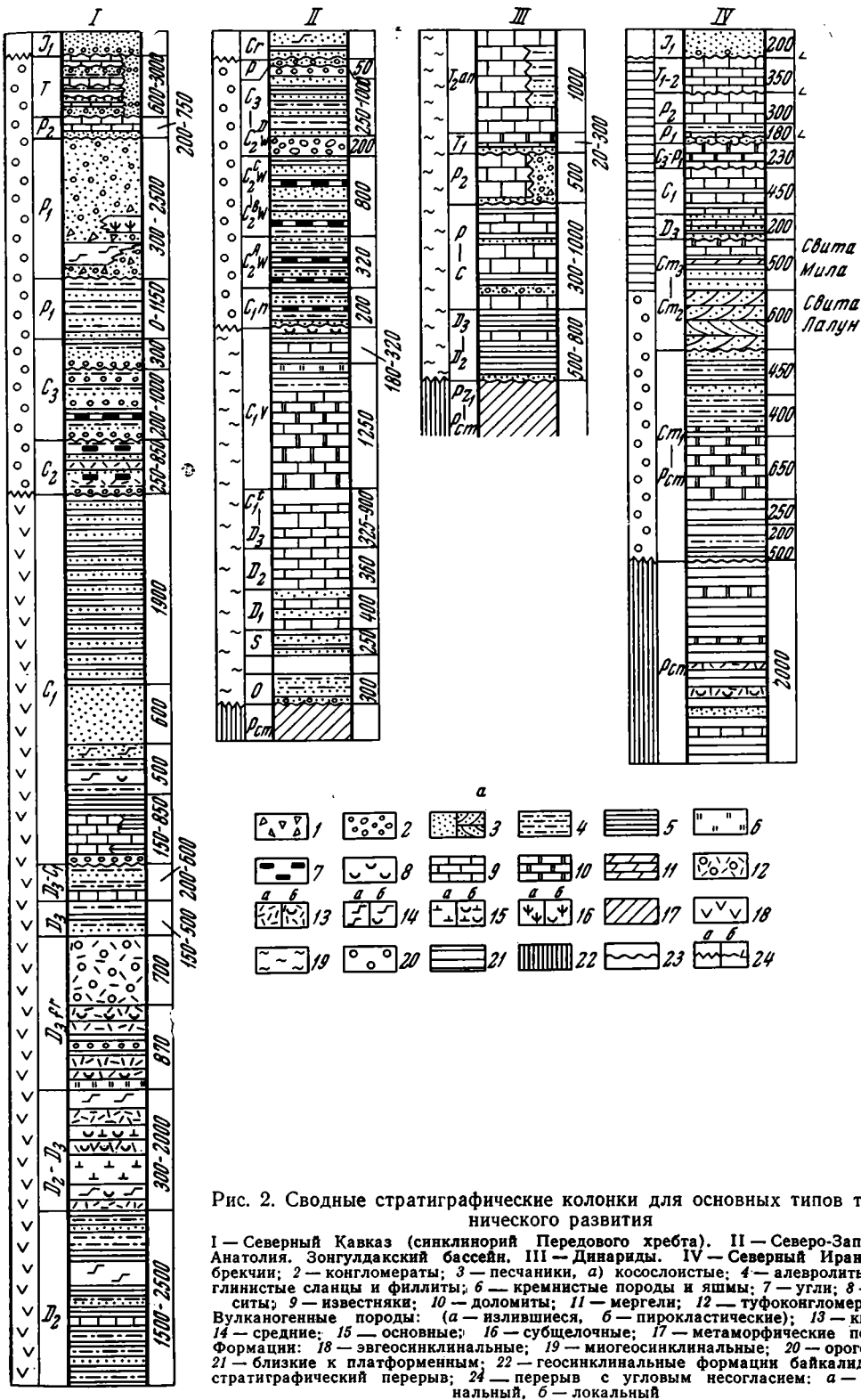


Рис. 2. Сводные стратиграфические колонки для основных типов тектонического развития

I — Северный Кавказ (синклиорий Передового хребта). II — Северо-Западная Анатолия. Зонгулдакский бассейн. III — Динариды. IV — Северный Иран. 1 — брекчия; 2 — конгломераты; 3 — песчаники, а) косослоистые; 4 — алевродиты; 5 — глинистые сланцы и филлиты; 6 — кремнистые породы и яшмы; 7 — угли; 8 — бокситы; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — мергели; 12 — туфоконогломераты. Вулканогенные породы: (а — излившиеся, б — пирокластические); 13 — кислые; 14 — средние; 15 — основные; 16 — субщелочные; 17 — метаморфические породы. Формации: 18 — эвгеосинклинальные; 19 — миогеосинклинальные; 20 — орогенные; 21 — близкие к платформенным; 22 — геосинклинальные формации байкалид; 23 — стратиграфический перерыв; 24 — перерыв с угловым несогласием; а — региональный, б — локальный

Все эти данные свидетельствуют о проявлении на всей территории Альпийской складчатой области, и, по-видимому, Скифско-Туранской и Мизийской молодых платформ байкальской складчатости.

* * *

После поднятия, связанного с байкальской складчатостью, на территории Ирана стали накапливаться мощные красноцветные терригенные отложения, содержащие пласты и толщи гипсов, солей, доломитов. Их мощность весьма значительна — до 2—3 км. Среди них иногда присутствуют отдельные прослои риолитов и их туфов. Этот комплекс отложений, датируемый, как верхи верхнего докембрия — низы нижнего кембрия (инфракембрий иранских геологов), относится Д. Штёклиным и другими (Huckriede u. a. 1962; Stöcklin and oth., 1964; Stöcklin, 1965) к платформенным отложениям. Представляется, что часть из них может рассматриваться, как орогенные формации байкалид. Верхней их границей в таком случае будет основание свиты Лалун (Lalun), залегающей на них в большей части территории Ирана согласно, а местами с перерывом, или основание свиты Мила (Mila) (рис. 2. IV).

В западной части рассматриваемой территории (Западная Анатолия, Балканский п-ов) байкальская геосинклиналь замкнулась, по-видимому, несколько позже в нижнем кембрии, в то время, когда в восточной уже шло накопление орогенных формаций. Затем здесь образовалось поднятие, существовавшее вплоть до ордовика.

Послеинижекембрийскую складчатость, в частности сардинскую, представляется правильным относить к байкалидам, в особенности в связи с отсутствием на рассматриваемой территории более поздних каледонид.

* * *

Начиная с ордовика в складчатом поясе Тетиса намечается несколько типов тектонического развития.

Первый тип характеризуется значительным прогибанием в начальный этап в среднем палеозое (ордовик — нижний карбон) и накоплением мощных геосинклинальных формаций, включая вулканогенные. В заключительный этап в верхнем палеозое (средний карбон — триас) на фоне общих поднятий здесь образуются межгорные впадины, в которых накапливаются орогенные формации, включающие угленосные и красноцветные молассы и наземные вулканиты. Оба этапа сопровождаются соответствующим интрузивным магматизмом, в частности широким развитием гранитоидов, движениями по разломам и образованием складчатых структур. Данная характеристика отражает общие, самые главные черты, присущие тектоническому развитию всей системы. Однако в пределах отдельных частей ее могут наблюдаться и значительные отклонения. Например, — отсутствовать поднятие и перерыв в осадконакоплении между начальным и заключительным этапами (Сванетский прогиб), один из этапов может проходить очень вяло, с накоплением незначительной мощности осадков и т. д.

В целом же этот тип развития представляет собой настоящие герциниды. К нему относятся Большой Кавказ и Крым, Северный Памир и еще одна область в Северо-Западной Анатолии (см. рис. 1). Последняя включает горные массивы Каз-даг и Улу-даг и выделена предположительно в связи с неопределенностью стратиграфического положения докаменноугольной толщи зеленокаменных вулканогенных пород (Kaaden, 1959). Если эта толща окажется девонской, то здесь можно будет выделять среднепалеозойский эвгеосинклинальный прогиб. Однако вполне вероятны и ее гораздо более древний возраст, и принадлежность к байкальскому складчатому комплексу. В таком случае данную терри-

торию правильнее будет рассматривать как относительное поднятие среди миогеосинклинальной системы (III тип), так как выше вулканогенной толщи здесь развиты карбонатные отложения карбона и перми.

Необходимо отметить, что в характерном примере данного типа развития на Большом Кавказе в прогибе Передового хребта (рис. 2, I) отсутствуют сведения о его досреднедевонской истории. Данные о несогласном налегании силура и ордовика (?) на верхнедокембрийский комплекс (хасаутскую свиту) относятся к более северной тектонической зоне — Северо-Кавказской геоантиклинали (Кизевальтер, 1964). А в собственно прогибе Передового хребта среднедевонские отложения являются самыми древними. В единственном месте, в бассейне Б. Лабы, где можно предполагать их переход в мощную толщу кристаллических и метаморфических сланцев хребта Большие Балканы, характер контакта неясен и ряд исследователей проводит там крупный разлом.

Второй тип отличается накоплением в начальной среднепалеозойский этап менее мощных миогеосинклинальных терригенных и карбонатных отложений, а в остальном его характеристика полностью сходна с первым типом. По существу, два первых типа настолько близки друг к другу, что, может быть, в дальнейшем их можно будет выделять как два подтипа одного типа. Примером подобного развития являются Северная Анатолия (рис. 2, II), Балканы и территория Мизийской плиты.

В отношении отнесения мегантиклинория Старой Планины (Балканы) к первому или второму типам развития имеются определенные сомнения. Они вызваны неясностью стратиграфического положения диабаз-филитоидной формации и некоторых других вулканических толщ. Ряд геологов (Хайдутов и Иванов, 1965; Врѣблянски и др., 1963) считает, что среднепалеозойский вулканизм на Балканах имел место, откуда следует, что эта зона представляла собой в раннегерцинское время эвгеосинклиналь. В этом случае мегантиклинорий Старой Планины правильнее отнести к первому типу развития. Однако пока присутствие вулканических толщ в разрезе среднего палеозоя Балкан ни стратиграфически, ни палеонтологически не доказано.

По небольшим выходам на поверхности и по материалам буровых скважин территории Скифской и южной части Туранской плит, показанные на рис. 1 как нерасчлененные герциниды, также заняты палеозойскими образованиями первого и второго типов. Разделить их там по имеющимся данным пока невозможно.

Третий тип характеризуется накоплением в течение всего палеозоя (с ордовика, иногда с силура или девона до перми, иногда триаса) миогеосинклинальных отложений — известняков, песчано-глинистых пород. Местами среди них присутствуют в верхнем палеозое орогенные формации (угленосные или красноцветные грубообломочные), но они играют здесь весьма подчиненную роль, и, по-видимому, являются аллофильными членами формационного ряда (Шатский, 1965). Местами в разрезах отложений этого типа присутствуют слабые угловые несогласия, свидетельствующие о происходивших небольших локальных складкообразовательных движениях и поднятиях. Однако завершающей герцинской складчатости не произошло, и переход к мезозойским отложениям постепенный.

Полоса этих миогеосинклинальных систем протягивается от Динарид (рис. 2, III) через Грецию, Крит в Таврские хребты южной Турции. К этому же типу близка миогеосинклинальная система Центрального и Юго-Восточного Памира. Однако здесь геосинклинальное развитие началось гораздо позднее (с нижнего карбона), а до этого времени происходили замедленные опускания с накоплением платформенного типа осадков.

Четвертый тип. Область особого развития, отличного от всех предыдущих, занимает территорию Восточной Турции, Ирана, Южной Арме-

нии, Афганистана и Пакистана. В пределах этой территории в течение всего палеозоя (начиная со среднего кембрия) и в триасе не происходило серьезной складчатости. Перерывов в осадконакоплении много, но угловые несогласия известны в единичных, незначительных по площади участках (Assereto, 1963; Assereto and Fantini-Sestini, 1962; Sartenaer, 1964; Stöcklin, 1965). Разрез палеозоя и триаса характеризуется исключительной выдержанностью на огромной территории (Stöcklin, 1965) и представлен маломощными (не более 3 км) отложениями платформенного типа (рис. 2, IV): карбонатными, песчано-глинистыми, лагунными соленосно-гипсоносными и угленосными. Здесь не происходило процессов метаморфизма и почти не образовывались граниты.

Это была устойчивая стабильная область платформенного типа. Возможно, она являлась в палеозое частью Гондванской платформы. Проведение границы этой области вызывает некоторые трудности.

Северная граница этой области вывозит до Каспийского моря на западе, в связи с отсутствием достаточных данных по палеозойским отложениям проводится по смене триасовых маломощных карбонатных накоплений платформенного типа к северу мощными морскими и отчасти континентальными терригенными песчано-глинистыми с прослоями известняков, местами угленосными толщами, относящимися к позднегерцинскому орогенному ярусу фундамента Туранской плиты.

К востоку данная область простиралась далеко в Центральную Азию, а к югу, по-видимому, постепенно сочленилась с Индийско-Аравийской платформой. Вполне вероятно, что по линии Главного разлома Загроса проходил какой-то раздел, определявший юго-западную границу области. К северо-востоку от него, в частности, наблюдается локально проявившееся предверхнепермское угловое несогласие в районе Гольпайган (Golpraigan), свидетельствующее о некоторой более высокой активности тектонических движений в данном участке. Однако сказать наверняка, что Главный Загросский разлом существовал в палеозое и играл тогда какую-то важную роль, пока нельзя.

Весьма неопределенной является западная граница, проведенная нами условно вдоль полосы Антакья — Малатья — Эрзинджан. Здесь соприкасаются области третьего и четвертого типов развития, которые довольно близки друг к другу и лишь дальнейшее изучение может показать правильность или неправильность их разделения.

* * *

Среди участков с различным типом тектонического строения на палеотектонической схеме (см. рис. 1) выделены зоны, которые обычно именуется срединными массивами, как в альпийском этапе развития, так часто и для более древних времен. Это Родопский, Сербско-Македонский, Мендересский, Кыршехирский, Закавказский и Юго-Западно-Памирский массивы. Что они представляли собой в палеозое?

Большинство из них представляло собой области поднятия, очень похожие по своим признакам на необращенные (унаследованные) антиклинории типа Главного Кавказского. Для этих территорий характерны следующие черты: а) устойчивые поднятия, иногда и частично сменявшиеся незначительными опусканиями с накоплением маломощных отложений; б) энергичные длительно и неоднократно развивавшиеся процессы метаморфизма и гранитообразования, синхронные развитию смежных геосинклинальных систем; в) простая, обычно куполообразная структура древних кристаллических толщ; г) постепенное дробление с образованием в грабенах (Анкарский, Вардарский) мощных накоплений.

В отличие от антиклинорий унаследованного типа (необращенных) здесь слабо развит динамометаморфизм.

Эти территории в палеозойское, да и в альпийское время, не могут рассматриваться, как срединные массивы, если под последними понимать слабодифференцированные обломки областей более древних складчатостей в пределах области более молодой складчатости. Перечисленные выше массивы являлись зонами повышенного метаморфизма и гранитизации, развивавшимися длительное время. Они не были пассивными обломками областей предыдущей складчатости внутри палеозойской геосинклинальной области, а являлись активными участниками событий, связанными во времени и, по-видимому, в пространстве с развитием окружающих территорий. Для более определенного выяснения их геотектонической природы нужны дополнительные исследования.

ВЫВОДЫ

1. Альпийские геосинклинальные системы заложены на разнородном, гетерогенном основании.
2. Герцинское геосинклинальное развитие не охватывало всей территории Тетиса.
3. Каледониды в пределах рассмотренной части Тетиса отсутствуют.
4. Отдельные палеозойские миеосинклинальные прогибы развивались длительно и без перерыва сменялись альпийскими прогибами.
5. Основанием складчатого пояса Тетис, на котором в дальнейшем развивались палеозойские и альпийские геосинклинальные системы, являются байкальские складчатые сооружения.

Литература

- Аракелян Р. А. Геология Армянской ССР. Т. 2. Стратиграфия, гл. Палеозой. Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Арсовски М. Општи прти на тектонскиот развиток на Пелагонискиот хорст-антиклиноријум и неговото место во алписката структура на Македонија. Труд. на геол. завод на НРМ, св. 8, Скопје, 1961.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 11 «Гималайский и Альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира, Изд-во ЛГУ, 1964.
- Белов А. А. Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Северного Кавказа. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 12, 1958.
- Белов А. А., Кизевальтер Д. С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Сев. Кавказа. В кн. «Геология центр. и Зап. Кавказа». Тр. Кавк. эксп. МГУ, т. 3, Гостоптехиздат, 1962.
- Белов А. А. и Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центр. Кавказ). Докл. АН СССР, т. 159, № 1, 1964.
- Белов А. А. Тектоническое развитие среднего сектора Альпийской геосинклинальной области в палеозое (Кавказ и сопредельные страны). Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгр. Доклады, ч. I. Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Бончев Е. С. Геология на България. Ч. I. София, 1955.
- Бончев Е. С. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXII (6), 1957.
- Бояджиев Ст. Върху взаимоотношения на высокристалинния цокъл и диабаз-филитоидната формация. Сб. в чест. на акад. И. С. Йовчев, София, 1964.
- Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Новые данные по геологии и нефтегазоносности ю.-в. обрамления Туранской плиты. В сб. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Вергилов В., Кожухаров Д. и др. Бележки върху допалеозойските метаморфни комплекси в Родопския масив. Изв. геол. инст. им. Стр. Димитрова, кн. XII, 1963.
- Веселинович М. М. и Крстич Б. Д. Геологический разрез нижнего палеозоя Восточной Сербии. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгр. Доклады, ч. II, т. I, Изд-во Болгр. АН София, 1965.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории юго-западного Дарваза. Сб. «Геология Средней Азии», Изд-во ЛГУ, 1961.

- Врѣблянски Б., Вылева Г., Грашевѣ Н., Колчева Кр., Костадинов Т., Недялкова Сл., Яранов Д. Диабаз-филлитоидная формация западной Старой Планины. Карпато-Балканская геол. ассоциация. V конгр. Научн. сообщ., т. II, Бухарест, 1963.
- Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. Тр. IV межд. нефт. конгресса, т. I. Гостоптехиздат, 1956.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92. Изд-во «Наука», 1963.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты. Доклады сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 4. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.
- Геология Грузии. Т. X, ч. I, Изд-во «Недра», 1964.
- Даракчиев П., Атанасов А., Иорданов М. Главные черты тектонического строения СВ Болгарии. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, V конгр. научн. сообщ., секц. III — Бухарест, 1963.
- Дикенштейн Г. X. Основные черты тектоники эпигерцинской платформы Средней Азии в связи с проблемой нефтегазоносности мезокайнозойских отложений. В кн. «Материалы по сов. нефт. геологии», Госгеолтехиздат, 1963.
- Добровольская Т. И. Литологическая характеристика лейасовых конгломератов района Ялты. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, № 1, 1964.
- Дубинский А. Я. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. Сов. геология, № 6, 1962.
- Егупов С. В. Триасовые отложения Ю-В периферии Туранской плиты и ее горного обрамления. В сб. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Иовчев И. С. Геолжки основы на полезните ископаеми. София, 1960.
- Иовчев И. С. Основы геологии и полезные ископаемые территории НРБ. София, 1965.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В сб. «Материалы по геологии Центр. и Зап. Кавказа», Тр. Кавказск. эксп. МГУ, т. 2, Ставрополь, 1960.
- Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 1, 1963.
- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 11. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. В сб. «Геология Центр. и Зап. Кавказа». Тр. Кавказск. экспед. МГУ, т. 3, Гостоптехиздат, 1962.
- Круть И. В., Яковлев Л. И. и др. Стратиграфическое положение и строение Карачаевской серии Северного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1963.
- Левен Э. Я. Новые данные о пермских отложениях бассейна р. Зулумарта на Северном Памире. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 2, 1962.
- Летавин А. И., Редичкин Н. А., Соловьева Л. М. Нижнепермские отложения Степного Крыма. Докл. АН СССР, т. 156, № 2, 1964.
- Материалы по геологии Памира. Вып. I и II, Душанбе, 1963 и 1964.
- Менесье Г. Геологические наблюдения в горах Кабула. (Афганистан). Сов. геология, № 7, 1963.
- Миклухо-Маклай А. Д., Муратов М. В. О каменноугольных и пермских породах Горного Крыма. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 8, 1958.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Моргунов Ю. Г., Славин В. И. Пермские отложения Северной Осетии. Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области ЮВ Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Докл. сов. геол. на XXII сес. Межд. геол. конгр., пробл. 4. «Деформация пород и тектоника», Изд. «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 6, 1965.
- Мурина Г. А., Хорева Б. Я., ШигOLEV Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрографическим и радиологическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1965.
- Пашков Б. Р. О древнепалеозойских отложениях Ц. Памира. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 7, 1962.
- Петкович К. В. Тектоническая карта Югославии. Глас 249, отд. прир.-мат. наук, кн. 22, Изд-во «Научно Дело», Београд, 1961.
- Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Славин В. И. Палеозойские отложения Южного склона Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 134, № 5, 1960.

- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. Доюрские отложения Сванетии. В кн. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. III, Гостоптехиздат, 1962.
- Сорокин Ю. А. О палеозойских геотектонических подзонах Внутреннего Дарваза. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол. хим. и техн. наук, вып. 4, 1961.
- Спасов Хр., Тенчов Я. и Янев Сл. Геоложки строеж на палеозойския терен между селата Коморово и Мотаджик (СЗ Бълг.). Тр. върху геол. на Бълг., кн. 3, Изд-во Болг. АН, София, 1961.
- Спасов Хр. Бележки върху палеогеографията и тектонските движения през палеозоя в България. Тр. върху Геол. на Бълг., сер. страт. и тект., кн. 2, Изд-во Болг. АН, София, 1961.
- Спасов Хр. Относно възрастта на диабаз-филитоидната формация в България. Изв. геол. инст. Болг. АН, кн. 13, Изд-во Болг. АН, София, 1964.
- Спасов Хр. и Янев Сл. Возраст и тектоническое строение палеозойского фундамента Мизийской плиты. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгр., доклады, ч. I, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Страчков М. Тектониката на централниот дел на Осоговската Планина. Тр. на геол. завод на НРМ, св. 8, 1962.
- Тенчов Я., Янев Сл. Стратиграфия и литология на горния стефан и перма при Белоградчик и с. Киряево (СЗ Бълг.). Тр. върху геол. на Бълг., сер. страт. и тект., кн. 5, Изд-во Болг. АН, София, 1963.
- Тимофеев Б. В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.
- Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина, ее границы и основные черты геологического строения. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, 1961.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Хайдутев Ив., Иванов Ж. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма в зоне Балканского глубинного разлома. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгр. докл. ч. I, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 4 «Деформация пород и тектоника», Изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Избр. тр., т. III, Изд-во «Наука», 1965.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 132, Изд-во «Наука», 1965.
- Штилле Г. Каледонская складчатость центральной Европы на фоне складчатости Европы. Избр. тр., Изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Варисийское складчатое основание центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избр. тр., Изд-во «Мир», 1964.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгр. Доклады, ч. III, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Янев Сл., Тенчов Я. Младия палеозой и границата му с бунтзандшайна южно от с. Меляне, Михайловградско. Тр. върху геол. на Бълг., сер. страт. и тект., кн. 4, Изд-во Болг. АН, София, 1962.
- Янев Сл. ВЪоху литоложките белези за различаване на пермските седименти в СЗ България. Изв. геол. ин-т. им. «Стр. Димитрова», кн. 13, 1964.
- Яранов Д. Тектоника на България. София, 1960.
- Ansari H. J. Geology of southern Meyaneh basin in Azarbayjan, Iran. Bull. of the Am. ass. of petr. geol., v. 49, N 1, 1965.
- Assereto R., Fantini-Sestini N. Nuovi dati sul Paleozoico dell'Alta Valle del Djadje Rud (Elburz Central — Iran). Rend., Classe di Sc. fis. met. e nat., ser. VIII, vol. 32, fasc. 3, 1962.
- Assereto R. The Paleozoic Formation in Central Elburz (Iran). Riv. Ital. Pal. Strat. v. 69, No 4, 1963.
- Aubouin J., Brunn J. H., Celet P., Dercourt J., Godfriaux J., Mercier J. Esquisse de la géologie de la Grèce. Liv. a la mém. P. Fallot, t. 2, Paris 1960—1963.
- Baykal F. Etudes géologiques dans la region d'Adopazari — Kandira. Ist. Univ. F. F. Mec. N 4, Istanbul, 1943.
- Bilgitag Utarit. Geology of the Hasanoglan — Ankara Region. Bull. M. T. A., N 54, 1960.
- Blumental M. Un aperçu de la géologie du Taurus dans les vilayets de Nigde et d'Adana. Bull. M. T. A., N 6, 1941.
- Brice D. Découverte du genre Amhipora et autres Stromatopores dans les formations devoniennes d'Afghanistan central. C. R. somm. de séances Soc. geol. Fr., fasc. 7, 1965.
- Čirić B. i Gaertner H. R. v. O problemu variscijskog ubiranja u Jugoslavesnic, kn. XX, ser. A, Beograd, 1962.
- Dean W. T. and Krummenacher R. Cambrian trilobites from the Amanos Mountains Turkey. Palaeontology, v. 4, pt. 1, 1961.

- Desio A. Review of the geologic formations of the western Karakorum. Riv. Ital., Palaeostrat., v. 68, N 4, 1963.
- Desio A. On the geology of central Badakhshan (NE Afgh). Quart. j. I, geol. Soc. London 120, 3 abb., 1964.
- Frentöz C. A general review of the geology of Turkey. Bull. MTA, N 48, 1956.
- Fezeffeldt K. Das Paläozoikum im Gebiet Oberen Lodar und im östlichen Hazarajat SW Kabul Afghanistan. Beih. geol. jb. 70, 16 abb., Hannover, 1964.
- Flügel H. Graptolithen aus dem Gotlandium des Antitaurus. Neues Jb. Geol. Paleont. Mh., N 11, 1955.
- Flügel H. and Ruttner A. Vorbericht über paläontologisch stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Ozbak—Kuh (NE Iran) Verh. Geol. Rund. Wien, H. 1, 1962.
- Gansser A. and Huber H. Geological observation in the Central Elburz, Iran. Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 42, N 2, 1962.
- Hinze C. Die geologische Entwicklung der östlichen Hindukush—Nordflanke (NO—Afghanistan). Reih. geol., jb. 70, Hannover, 1964.
- Huckriede R., Kürsten M. and Venzlaff H. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb. Reiheft 51, 1962.
- Kaaden G. van der. Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the north western part of Anatolia Turkey. Bull. MTA, N 52, 1959.
- Kalafatciogly A. A geological study in the Karaburun Peninsula. Bull. MTA, N 56, 1961.
- Ketin J. On the geology of Yozgat region and the tectonic etc. Bull. Geol. Soc. Turk., v. 6, N 1, Ankara, 1956.
- Ketin J. The orogenic evolution of Turkey. Bul. MTA, N 53, 1959.
- Krstić B. Formation from older Paleozoic on middle part of the Mountain Kocaj (East Serbia). Inst. des recherches geol. et geoph. Bull. t. XVIII, Beograd, 1960.
- Крстић В. О старијем палеозојсу на Кучај (Ист. Срвија). Зап. Срб. геол. дружк. за 1958 и 1959 г., Београд, 1962.
- Lahn E. Contribution à l'étude tectonique de l'Anatolie centrale. Bull. Soc. geol. Fr., 5, ser., t. 19, 1949.
- Lapparent A. F., Mennessier G. Observation stratigraphiques sur les series precambriennes de l'Afghanistan. C. R. Acad. Sci. 254, 10, Paris, 1962.
- Lapparent A. F., Le Maître D. Sur le Dévonien du Koh-i-Baba en Afghanistan. C. R. S. Soc. Geol. Fr., fasc. 6, 1963.
- Lapparent A. F., Lavigne J. de. Le carbonifère marin aux environs de Wakai (prov. de Charni, Afgh.). C. R. heldom. des seances de l'Ac. de sc. v. 258, N 20, 1964.
- Lapparent A. F., Lavigne J. de, Blaise J., Lys M. Sur les gisements à Fusulines de l'Afghanistan central. C. R. t. 260, N 19, 1965.
- Lapparent A. F. et Lavigne J. Un itinéraire géologique en Afghanistan Atrakeres l'Hindoukouch. Sc., 6 an., N 36, 1965.
- Martina E. New date on the devonian of Afghanistan. Riv. Ital. Paleont., v. 69, N 4, 1963.
- Mercier J. Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine greque. Bull. Soc. geol. Fr., 7 ser., t. 2, N 4, 1961.
- Metz K. Beiträge zur Kenntnis der Entwicklung des persischen Paläozoikums. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, v. 40, 1961.
- Mirăută O. et Mirăută El. Le Paleozoique de la zone de Tulcea (Dobrogea septentrionale). Carp.—Balk. Geol. Ass. VII congr., Sofia, reports, p. I, v. 1, Publ. house Bulg. A. Sc., 1965.
- Nebert K. und Ronner F. Alpidische Albitisationsvordänge im Menderes Massiv und dessen Umrahmung. Bull. MTA, N 48, 1956.
- Papastamatiou J. Sur la présence le roches sedimentaire d'age pretriasique á Mykonos (archipel des Cyclades Grèce). C. R. Ac. Sci. Paris, t. 256, N 24, 1963.
- Popescu M., Patrut J., Paraschiv D. and Molnar M. Present stage of geological knowledge of the Moesic platform Romania. Carp.—Balk. Geol. Ass., VII congr. Sofia, reports, p. I — Publ. House Bulg. A. Sc., 1965.
- Popol S. A. and Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. J. Koninkb. Nederl. Akad. van Wetenshappen Amst. Rep. Proc., ser. B, v. 57, N 3, 1954.
- Renz C. and Reichel M. Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im greichischen Gebirgssystem. Ecolog. geol. Helv., v. 38, N 2, 1945.
- Rigo de Righi M. and Cortesini. Gravity tectonics in foothills structure belt of SE Turkey. Bull. Am. Ass. petr. geol., v. 48, N 12, 1964.
- Reconnaissance geology of part of west Pakistan. A report publ. for the gov. of Pakistan by the gov. of Canada. A Colombo plan co-operativ project. Toronto, Canada, 1960.
- Ruttner A., Nabavi M. and Hajiyan J. Geology of the Shirgesht Mountains (Tabas Area, East Iran). Geol. Surv. Iran, Rep. N 4, 1966.
- Sartenaer P. Decouverte d'un niveau a plantes d'age fammennien supérieur dans l'Elbourz central (Iran). Riv. Ital. Paleont. v. LXX, n. 4, 1964.

- Stille H. Die assyrische Faltung. Z. deutsch. geol. Ges. 98, Stuttgart, 1946.
- Stöcklin J. Ein Querschnitt durch den Ost — Elburz. Eclogae geol. Helv., v. 52, 1960.
- Stöcklin J. Lagoonal formation and salt domes in East Iran. Petrol. Inst. Bull. n. 3, 1961.
- Stöcklin J. A review of the structural history and tectonics of Iran. Geol. Survey of Iran, 1965.
- Stöcklin J., Ruttner A., Nabavi M. New Data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. Geol. Surv. of Iran, Report, N 1, 1964.
- Stöcklin J., Nabavi M. and Samimi M. Geology and mineral resources of the Soltanieh Mountains (N. W. Iran). Geol. Surv. Iran, Rep. N 2, 1965₁.
- Stöcklin J., Eftekhaz-nezhad J., Hushmandzaden A. Geology of the Shotori Range (Tabas area). Geol. Surv. Iran, Rep. N 3, 1965₂.
- Tokay M. Geologie d la region de Bartin. Bull. MTA N 46—47, 1954—55.
- Ternek Z. Geological Study of the South Eastern Region of Lake Van. Bull. Geol. Soc. Turk. N 2, 1953.
- Tolun N. Notes geologiques sur la region de Silvan — Hazra. Bull. geol. soc. Turk. N 1, 1949.
- Tencov J., Spasov Chr., Janev Sl. Sur la stratigraphie du paleozoique en Bulgarie occidentale. Carp.—Balk. Geol. Ass., V Congr. report, sec. 2, strat., Bucarest, 1963.
- Veselinovic M. Le probleme de la limite entre le Silurien et le Devonien dans la Serbie orientale. Carp.—Balk. Geol. Ass. VII Congr., reports, p. II, t. 1, Publ. House Bulg. A. Sc., Sofia, 1965.
- Yalcinlar I. Note sur les schistes a Graptolites decouvertes au NW d'Iznut (Turquie). C. R. somm. d. seanc. Soc. geol. Fr., fasc. 4, 1959₁.
- Yalcinlar I. Decouvertes de series a stromatolithes anciens en Turquie. C. R. somm. d. seans. Soc. geol. Fr., fasc. 8, 1959₂.
- Yalcinlar I. Terrain cambro — silurien d'Akbadada ği (Turquie). C. R. somm. d'seances Soc. geol. Fr. fasc. 2, 1962.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
5 мая 1966 г.

A. A. B E L O V

**THE TECTONIC DEVELOPMENT OF THE ALPINE FOLDED BELT
DURING PALEOZOIC (THE BALKAN PENINSULA —
THE IRAN HIGHLAND — THE PAMIRS)**

The Baikalides were found to occur widely within the Mediterranean belt involved in the Alpine folding, while the Caledonides are lacking.

The Hercynian geosynclines involved no the entire Tethys folded belt. In the Hercynian time the following different features had originated within different areas of it: (1) eugeosynclines and miogeosynclines in Early Palaeozoic; (2) miogeocynclines during the entire Palaeozoic without the occurrence of the final Hercynian folding; and (3) stable platform-type areas.

The Alpine geosynclinal systems had arisen, therefore, on a heterogeneous basement.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24(479)

Ю. Г. ЛЕОНОВ

**ТЕКТОНИКА НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА**

Принято считать, что глыбовая складчатость, при которой чехол относительно пластичных пород сминается в складки под воздействием блоковых перемещений фундамента, не характерна для геосинклинальных областей. Данные последних лет по разным районам серьезно поколебали эту уверенность. Одним из ярких примеров широкого развития глыбовой складчатости в геосинклиналях является и Большой Кавказ.

Вследствие неглубокого залегания фундамента и одновременно широкого развития ниже-среднеюрского чехла, территория междуречья Терека и Черека Балкарского очень удобна для изучения тектонического строения ядра Кавказского горного сооружения, особенно для выяснения связи между деформациями жесткого фундамента и пластичных отложений нижней — средней юры.

Приблизительно половина, если не больше, рассматриваемой площади сложена доюрскими — палеозойскими, в том числе и верхнепалеозойскими породами, которые несогласно перекрыты ниже-среднеюрскими образованиями, резко дискордантно срезающими более древние структуры. Все вместе они слагают ядро альпийского мегантиклинория Большого Кавказа, которое на севере погружается под верхнеюрские и более молодые образования Скалистого хребта, а на юге по разрыву граничит с верхнеюрским-меловым флишем флишевого синклинория.

Ниже-среднеюрские отложения рассматриваемой площади представлены двумя типами разреза.

В большей части района (к югу и юго-востоку от линии, проходящей вдоль северных склонов Суганского хребта к верховьям р. Лахумедон) они сложены мощным комплексом глинистых сланцев (или аргиллитов), песчаников и вулканогенных пород. Общая мощность их увеличивается с севера на юг (от периферии к оси ранне-среднеюрского геосинклинального прогиба) и с запада на восток от 2000—2500 до 5000—6000 м. В литологическом отношении они расчленяются на четыре комплекса: 1 — нижний лейас: эффузивы, пирокластические породы, конгломераты, в подчиненном количестве песчаники (кварциты) и глинистые сланцы; мощность до 700 м; 2 — средний лейас: песчаники и глинисто-алевритовые сланцы (мощность до 2000 м); 3 — верхний лейас-аален: глинистые сланцы (аргиллиты) с подчиненным количеством прослоев песчаников и алевролитов (мощность до 3000 м); 4 — байос-бат: аргиллиты с прослоями алевролитов и реже песчаников (мощность более 500 м).

Северные разрезы, приуроченные к описываемой ниже Балкарской депрессии, отличаются более песчаным составом отложений, меньшей мощностью (до 1500 м), выпадением из разреза нижнелейасовых и нижнетюрских пород.

Ниже-среднеюрские породы образуют самостоятельный структурный этаж (или нижний подэтаж альпийского структурного этажа), по типу, времени и плану расположения деформаций четко отличающийся

от лежащих выше и ниже образований. Доюрские породы, несмотря на сложное строение и возможность расчленения на ряд структурных этажей, по масштабу аналогичных ниже-среднеюрскому или даже более крупных, рассматриваются тем не менее как один структурный комплекс. Как будет показано ниже, по отношению к ниже-среднеюрским породам они ведут себя как жесткий фундамент. Верхнеюрские и более молодые породы (как сложно дислоцированные толщи флишевого синклинория, так и спокойно залегающие породы Скалистого хребта) по своим деформациям и времени их возникновения существенно отличаются от описываемых пород, структура которых в виде, близком к современному, определилась уже перед поздней юрой.

Изучение геологического строения и истории развития района позволило сделать вывод, что тектоническое строение отложений нижней и средней юры зависит от строения фундамента и тех движений, которые он испытал в альпийском цикле. Палеозойскому фундаменту (цоколю), обладающему блоковым строением, принадлежит ведущая роль в формировании структуры рассматриваемой области. В нем различаются разграниченные разрывами блоки разного порядка, вертикальными движениями которых вызваны деформации более пластичных юрских пород. Подчиненное значение имеют, по-видимому, складки фундамента, амплитуда которых гораздо меньше амплитуды относительных вертикальных перемещений блоков.

Общий стиль деформаций ниже-среднеюрского осадочного чехла зависит от размеров и формы блоков фундамента и масштаба их относительных перемещений. Существенное влияние оказывают, кроме того, мощность осадочных пород и уровень, на котором наблюдаются нарушения, так как сходные деформации в разных срезях выглядят неодинаково и требуют применения разной терминологии. Именно такой случай мы имеем на рассматриваемой территории, которая распадается на две части, разделенные бассейнами рек Уруха и Ардона.

На западе фундамент в целом высоко приподнят (до абсолютных отметок более 4—4,5 км). Юрские отложения, сохранившиеся только в опущенных участках, не образуют непрерывного чехла, и блоковый характер структуры выступает на этой территории в незамаскированном виде. Общий план тектонического строения определяется присутствием трех крупных продольных блоков: Сугано-Дигорского, Осетинского и Мамисонского (рис. 1, 2). Перечисленные блоки разделяются крутыми взбросами; местами — выполаживающимися кверху взбросо-надвигами.

Наибольшими размерами обладают Сугано-Дигорский (шириной до 15—20 км) и Осетинский (шириной до 25 км) блоки, первый из которых расположен западнее верховьев р. Айгамугадон, второй — западнее долины р. Бада. При сложном внутреннем строении каждого из них в целом они достаточно сходны. Оба представляют собой огромные, вытянутые в широтном направлении глыбы фундамента с высоко взброшенными южными краями и погружающимися к северу и северо-востоку поверхностями. Наиболее поднятые южные части блоков, описываемые под названием массивов, сложены доюрскими породами — палеозойскими гранитоидами и кристаллическими сланцами докембрийского-нижнепалеозойского возраста (Адайхохский массив в Осетинском блоке и Суганский массив в Сугано-Дигорском блоке). Ниже-среднеюрские отложения сохранились только по северной периферии блоков. Эти части блоков описываются под названием депрессий: Штулу-Харесской депрессии в Осетинском блоке и Балкарской депрессии в Сугано-Дигорском блоке. Значительные нарушения на границах массивов и депрессий, соизмеримые с разрывами, ограничивающими блоки, которые позволяли бы рассматривать их как самостоятельные структурные элементы первого порядка, большей частью отсутствуют. Границы между ними местами вообще структурно не выражены, а определяются современными эро-

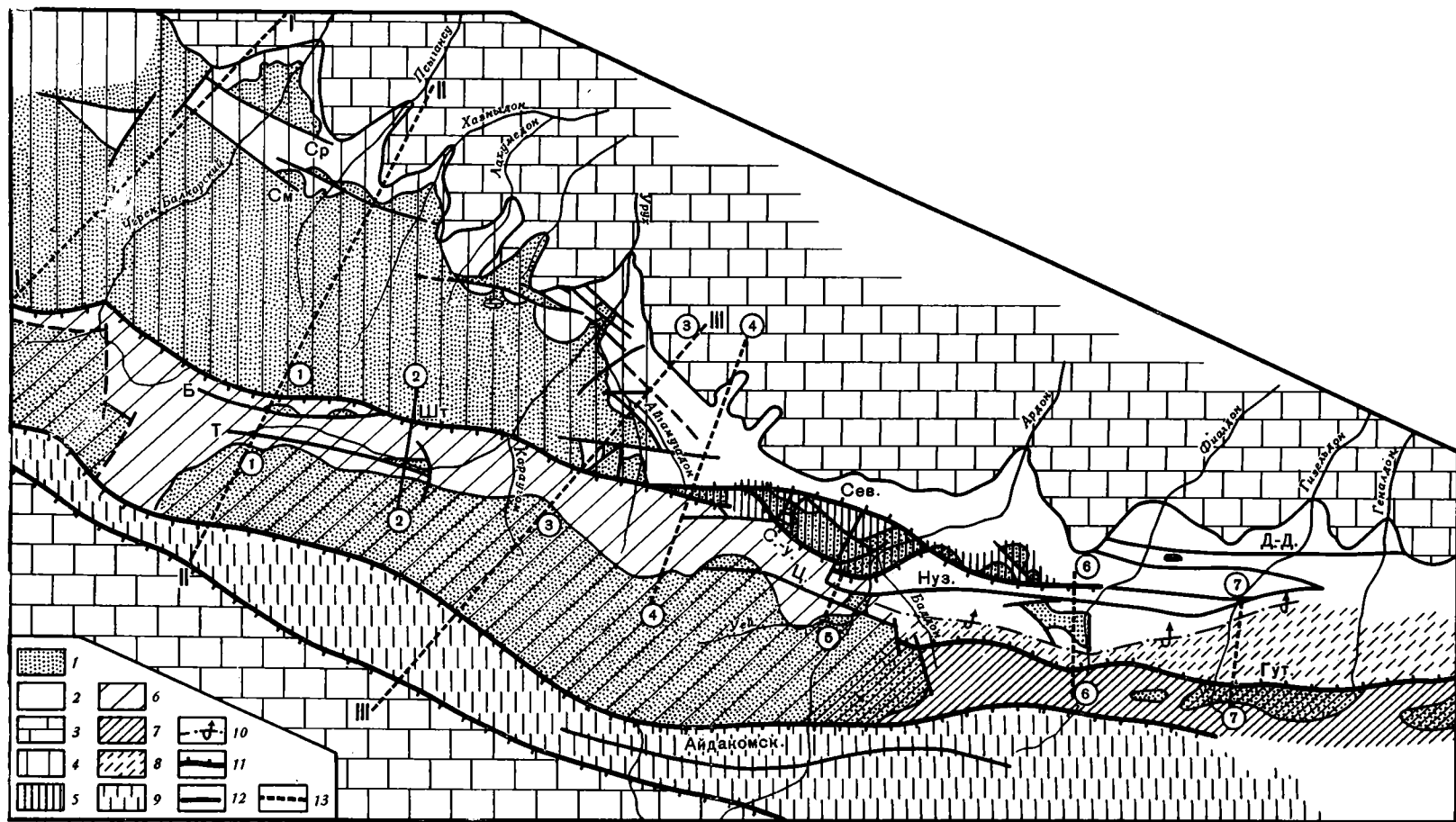


Рис. 1. Схема тектонического строения ядра мегантиклинория Большого Кавказа на территории Осетии и Восточной Балкарии

Отложения: 1 — доюрские; 2 — нижне-среднеюрские; 3 — верхнеюрские и более молодые. Основные структурные элементы: 4 — Сугано-Дигорский блок; 5 — сводовая часть горст-антиклиналей Садоно-Унальской группы; 6 — Осетинский блок; 7 — сводовая часть Центральной горст-антиклинали; 8 — северное крыло Центральной горст-антиклинали; 9 — Мамисонский блок; 10 — ось синклинали, проходящей вдоль северного крыла Центральной горст-антиклинали; 11 — Крупнейшие разрывы, разграничивающие блоки первого порядка (Шт.— Штулинский, Сев.— Северный, С. У — Садоно-Унальский, Гут.— Гутнатикаусский, Адайком.— Адайкомский); 12 — Прочие крупные разрывы (Ср.— Саурданский, См.— Саугамский, Б.— Борхконхский, Ц.— Цахцирхохский, Нуз.— Нузальский, Д.-Д.— Даллагкау-Даргавский, Т.— Танадонский); 13 — Линии профилей (римскими цифрами показаны профили, изображенные на рис. 2; остальные — арабскими цифрами).

зионными контурами распространения ниже-среднеюрских отложений. Только на востоке, в зонах погружения и раздробления фундамента, наблюдается более отчетливое обособление массивов и депрессий: первые приобретают форму асимметричных горстов, вторые — грабенев.

Сугано-Дигорский блок отделяется от Осетинского крупнейшим Штулинским взбросом. Взброс протягивается от верховьев Айгамугидона по крайней мере до верховьев Черка Безенгийского на расстояние более 70 км. Местами взброс выражен одним разрывом; в других местах ему соответствуют несколько взбросов, расположенных близко один от дру-

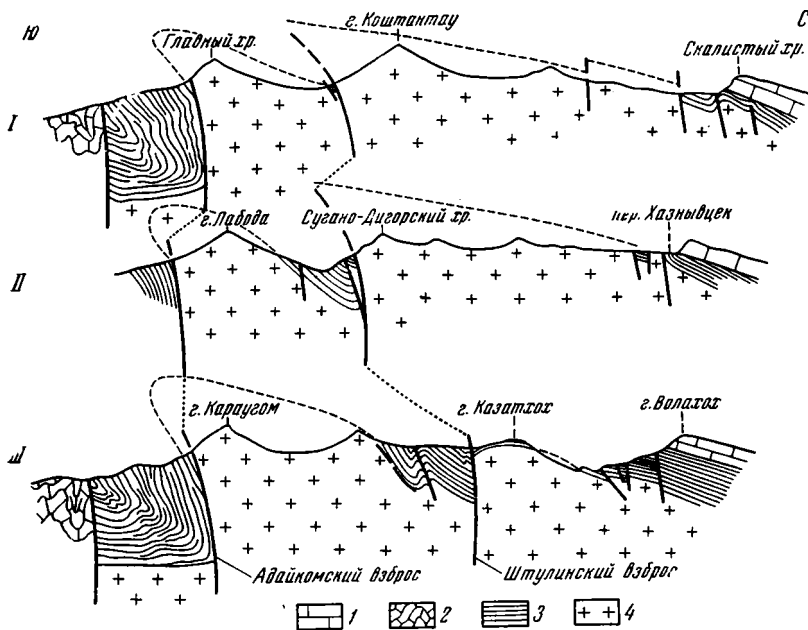


Рис. 2. Схематизированные профили через ядро мегантиклинория Большого Кавказа с изображением предполагаемой структуры на глубине

1 — верхнеюрские отложения Скалистого хребта; 2 — флиш флишевого синклиория; 3 — ниже-среднеюрские отложения; 4 — доюрские породы.

гого. Особенно отчетливо такой характер нарушения обнаруживается в верховьях Харвеса (верхнее течение Уруха), где от главного разрыва ответвляется Борхконхский взброс с амплитудой перемещения не менее 2 км.

Общая величина перемещения по Штулинскому взбросу в долине Уруха не меньше 6 км. Эта минимальная цифра соответствует разности отметок поверхности фундамента у северного края Штулу-Харесской депрессии и сложенных кристаллическими доюрскими породами вершин Сугано-Дигорского хребта. Восточнее смещение меньше: в районе перевала Казатвзек на водоразделе рек Караугом и Сардидон его величина, оцениваемая здесь достаточно точно, равна 1,5—2 км.

Обычно Штулинский взброс круто падает к северу под породы Суганского массива. Местами, однако, наблюдается пологий наклон сместителя в верхних горизонтах. В таких пунктах Штулинский разрыв представляет собой типичный взбросо-надвиг (например, в долине Черка Балкарского, по данным О. А. Рудина и др., наклон сместителя к северу на абсолютной высоте 1600 м составляет 60°, а на высоте 3200 м — всего 20—30°). В бассейне Уруха взброс везде имеет более крутое падение, но тенденция некоторого выполаживания кверху сохраняется почти всегда.

Постепенно затухая, Штулинский взброс прослеживается в верховья р. Ардон. Восточнее его кулисообразно подставляет система Садоно-Унальских разрывов, описываемых под общим названием Садоно-Унальского взброса, которая отделяет Штулу-Харесскую депрессию от Садоно-Унальской группы горст-антиклиналей, лежащих на восточном продолжении Суганского массива.

Осетинский блок с юга ограничен Адайкомским взбросом, входящим в систему разрывов, известных в литературе под названием «надвига Главного хребта». Погружение фундамента южнее Адайкомского взброса происходит ступенями. Одной из них соответствует Мамисонский блок, другой (более южной) — флишевый синклиорий. В их пределах породы цоколя не обнажаются. Мамисонский блок сложен на поверхности ниже-среднеюрскими породами; флишевый синклиорий — верхнеюрским-меловым флишем.

Адайкомский взброс, разделяющий Осетинский и Мамисонский блоки, состоит из ряда падающих к северу — под породы Осетинского блока разрывов. Самый осторожный подсчет величины перемещения, оцениваемый по разности уровней залегания поверхности фундамента в обоих крыльях с учетом мощности юрских пород, дает цифру не менее 6 км. Любопытно, что при огромной амплитуде вертикального перемещения на контакте с кристаллическими породами Адайхохского массива везде залегают приблизительно одни и те же — нижние горизонты юрских пород, смятые и брекчированные только в приразрывной зоне шириной не больше 300 м. Это доказывает, что Адайкомский взброс в части, доступной наблюдению, имеет характер срыва вдоль контакта кристаллических и юрских пород.

От пород флишевого синклиория отложения Мамисонского блока отделены разрывом, ориентированным несколько косо по отношению к простиранию слоев ниже-среднеюрских пород. В бассейне р. Мамисондона (верховья р. Ардон) плоскость разрыва падает к северу под углом 65—70°; об амплитуде его судить трудно.

Восточнее Ардона ниже-среднеюрские отложения распространены почти непрерывно. Они облекают выступы и впадины фундамента, образуя над ними антиклинальные и синклинальные складки, осложненные разрывами. По морфологии и условиям формирования они относятся к группе глыбовых складок, которые сопровождаются более мелкими, вторичными по отношению к ним, складками других типов (Белоусов, 1958). В качестве ведущих структур на этой территории выделяются горст-антиклинали и грабен-синклинали, в основе которых лежат поднятые и опущенные блоки фундамента.

В восточном направлении цоколь Сугано-Дигорского и Осетинского блоков погружается и одновременно распадается на отдельные более мелкие глыбы (10×5 км и меньше). Погружение происходит приблизительно одинаково в обоих блоках. Вначале — в восточных частях блоков постепенно обособливаются массивы и депрессии, приобретающие, как уже отмечалось, форму горстов и грабенов. Такое строение имеет восточная оконечность Осетинского блока в бассейне Ардона (р. Цей, Ардон-Бадский водораздел), где кристаллические породы Адайхохского массива по разрыву подняты и даже слегка надвинуты на юрские отложения, выполняющие восточное продолжение Штулу-Харесской депрессии. Аналогичное положение занимает Фаснальская горст-антиклиналь в бассейне Уруха, составляющая восточное продолжение Суганского массива, высоко поднятое над прилегающей к нему с севера депрессией. Место этих промежуточных структур можно определять только условно, более или менее произвольно включая их либо в состав блоков, с которыми они сливаются, либо относя к морфологически более близким к ним горст-антиклинальным структурам, лежащим на восточных продолжениях Суганского и Адайхохского массивов.

На продолжении Суганского массива расположена цепочка кулисообразно подставляющих друг друга горст-антиклиналей Садоно-Унальской группы, которые вылаживаются в бассейне р. Фиагдон. Так же как и в Суганском массиве, фундамент горстовых выступов Садоно-Унальской цепи поднятий сложен древними гранитоидами. С севера к ним примыкает опущенная полоса, на поверхности сложенная ниже-среднеюрскими породами, находящаяся на продолжении Балкарской депрессии.

Фундамент Осетинского блока резко, по системе поперечных разрывов погружается в долине р. Бад. На продолжении Адайхохского массива, имеющего на востоке форму горста, расположена крупная (шириной не меньше 10 км) Центральная горст-антиклиналь. Ядро ее сложено породами доколя и ниже-среднеюрскими глинистыми сланцами и песчаниками. В отличие от ранее описанных структур в составе доколя здесь доминируют средне- и верхнепалеозойские породы. Верхнепалеозойские породы сложены главным образом конгломератами, кварцитами, мраморизованными известняками, в меньшей степени глинистыми сланцами. Слагаемые ими складчатые и разрывные структуры, возникшие в процессе нескольких тектонических фаз каледонского и герцинского орогенеза, косо ориентированы по отношению к дискордантно наложенным на них структурам ниже-среднеюрских пород. Детальное их описание дается в работе Ю. Г. Моргунова (1965). Крылья Центральной горст-антиклинали имеют веерообразное строение. За счет запрокидывания северного крыла вдоль него образовалась цепочка сжатых, опрокинутых к северу синклиналей.

В основе Центральной горст-антиклинали и горст-антиклиналей Садоно-Унальской группы лежит система горстовых выступов фундамента. От Осетинского и Сугано-Дигорского блоков они отличаются не только размерами, но и формой. Блоки представляют собой крупные, протяженностью во много десятков километров и шириной до 20 км, наклоненные к северу глыбы, ограниченные разрывами только с южной стороны (односторонние горсты), тогда как более мелкие (не больше 10×15 км) глыбы, создающие основу горст-антиклиналей, обладают типичной горстовой формой и ограничены разрывами с обеих сторон. Такое строение выдерживается до р. Терека, в бассейне которого фундамент еще резко погружается и восточнее на поверхность не выходит.

Севернее, в цепочке синклиналей, осложняющих северное крыло Центральной горст-антиклинали, породы залегают спокойнее. Несколько крупными разрывами они разбиты на узкие блоки, ступенями погружающиеся в северном направлении. Доюрские породы здесь (восточнее водораздела Ардона и Фиагодона) не обнажаются, и вся площадь сложена ниже- и среднеюрскими отложениями.

Поскольку в данной работе нас интересует в первую очередь связь дислокаций юрских отложений с блоковыми перемещениями фундамента, ниже более подробно рассматривается структура тех районов, где до настоящего времени сохранился покров ниже-среднеюрских пород. Характеристика условий их залегания дается при этом в следующем порядке: 1 — Балкарская депрессия; 2 — сводовая часть Садоно-Унальской группы горст-антиклиналей и их обрамление; 3 — Штулу-Харесская депрессия; 4 — Центральная горст-антиклиналь и ее северное обрамление; 5 — Мамисонский блок.

БАЛКАРСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

В пределах Балкарской депрессии поверхность фундамента залегает высоко (она располагается в основном на абсолютных отметках выше 1000—1500 м), в результате чего ниже-среднеюрские породы здесь сильно размыты. Депрессии принадлежит прерывистая полоса этих от-

ложений, залегающих на фундаменте между Суганским и Скалистым хребтами западнее Уруха.

Главными нарушениями, осложняющими строение Сугано-Дигорского блока в области развития юрских пород Балкарской депрессии, являются продольные разрывы, рассекающие его на ряд блоков второго порядка. В бассейнах рек Черка Балкарского, Псыгансу и Хазныдона различаются три таких блока: Зылгинский, Шаурдатский, Фытынский, разделенные Саурданским и Саугамским разрывами. Нижне-среднеюрские породы залегают в общем параллельно поверхности фундамента указанных блоков, в сглаженном виде повторяя его рельеф. В соответствии с обычным наклоном этой поверхности к северу и северо-востоку, типичным является моноклинальное залегание осадочного чехла с падением в этих же румбах под углами 15—20°. Оно нарушается только на границах блоков, в зонах разрывов, где местами, особенно если движение по разрыву сопровождается надвиганием, в юрских отложениях развиваются сложные приразрывные дислокации.

Саурданский разрыв представляет собой взброс с поднятым северным крылом и довольно пологим (50—60°) наклоном сместителя к северу на левом берегу Черка Балкарского и более крутым в правых склонах долины. На левом берегу, где амплитуда смещения по нему составляет около километра, он рассекает породы цоколя и юры; последние вблизи разрыва образуют узкую (шириной около 0,5 км), разбитую надвигами и опрокинутую к северу синклиналь (южное крыло взброса). Восточнее разрыв сохраняется только в цоколе, выражаясь в слоях юры затухающей кверху надразломной антиклиналью.

Саугамский разрыв, протягивающийся из долины Черка Балкарского к водоразделу рек Псыгансу и Хазныдон (перевал Хазнывецк) и далее на правый борт долины Хазныдона, состоит из двух разрывов, кулисообразно подставляющих друг друга в районе водораздела Псыгансу и Черка. Западный разрыв представляет собой нарушение с относительно опущенным северным крылом; восточный является шарнирным разрывом, северное крыло которого на западе приподнято, а на востоке опущено.

Возможно, что более южные части Сугано-Дигорского блока, полностью лишенные юрского чехла, обладают не менее сложным строением, которое пока не изучено. Не очень ясно также строение плохо обнаженного района к востоку от Хазныдона (междуречье Хазныдона и Уруха). Юрские отложения залегают здесь в грабенах кристаллического фундамента; серия таких мелких разобщенных грабенов имеется в верховьях Лахумедона.

СВОДОВАЯ ЧАСТЬ САДОНО-УНАЛЬСКОЙ ГРУППЫ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛЕЙ И ИХ СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Садано-Унальская группа горст-антиклиналей состоит из нескольких кулисообразно расположенных горстовых выступов фундамента, которые облекаются нижне-среднеюрскими породами. С запада на восток в них различаются Фаснальская (занимающая промежуточное положение между описываемыми структурами и Суганским массивом), Лахуранхохская, Садонская, Архон-Холстинская и Джими-Унальская горст-антиклинали. Фаснальская горст-антиклиналь может быть выделена восточнее долины Уруха, где вдоль северной границы Суганского массива происходит резкий крутой перегиб поверхности фундамента, сопровождающийся перемещениями по разрывам; нижнеюрские отложения, следуя поверхности фундамента, образуют флексуру, нарушенную разрывами. Породы, образующие крутое крыло флексуры, сохранились в виде останцов в районе сел. Вакац и Фаснал в долине р. Айгамугидона. Сюга Фаснальская антиклиналь, представляющая собой, как уже отмечалось,

непосредственное продолжение Суганского массива, ограничена Штулинским взбросом. Она имеет, таким образом, резко асимметричную форму. Свод ее широкий и плоский, сложенный почти горизонтально лежащими породами нижних слоев юры в массиве горы Казатхох (рис. 5, профиль 3—3).

С юга к горст-антиклиналям примыкают Штулу-Харесская депрессия и Нузало-Харисчинский грабен, который лежит на продолжении северной части депрессии восточнее р. Ардон. Горст-антиклинали отделены от упомянутых структур Садоно-Унальским взбросом, кроме Лахуранхохской горст-антиклинали, которая на юге оборвана еще восточным окончанием Штулинского взброса.

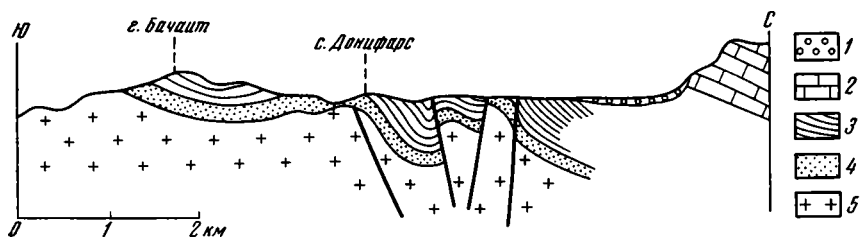


Рис. 3. Глыбовый характер складчатости в долине Уруха

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнеюрские; 3 — верхнелейасовые (аргилиты); 4 — среднелейасовые (песчаники и алевролиты); 5 — доюрские граниты

От депрессионных зон, расположенных севернее, которые составляют северное обрамление горст-антиклиналей, последние отделены системой Северных взбросов, амплитуда которых меньше амплитуды Садоно-Унальских взбросов.

Садоно-Унальский взброс состоит из нескольких кулисообразно расположенных разрывов. На всем его протяжении кристаллические породы Садонского и более восточных горстов контактируют с залегающими южнее верхнелейасовыми отложениями. Только в долинах рек Бада и Архона на южном краю Садонского горста сохранились останцы нижних горизонтов среднего лейаса. Амплитуда смещения по разрыву обычно составляет несколько сот метров, до километра. Наклон сместителя не постоянен: в долинах левых притоков Ардона он обычно круто наклонен к северу, на р. Бад падение его обратное — к югу под углом около 70° .

Залегание ниже-среднеюрских отложений повторяет структуру фундамента. Они образуют крупные антиклинальные складки, оборванные на крыльях Северным и Садоно-Унальским взбросами. На своде антиклиналей уцелевшие от размыва ниже- и среднелейасовые породы залегают очень спокойно со слабым наклоном к северу в северных частях свода и более значительным ($40-50^\circ$) к югу и юго-востоку на юге. На своде они разбиты многочисленными разрывами.

Юрские отложения, окаймляющие горст-антиклинали с севера, падают преимущественно к северо-востоку под углами от 10 до $40-50^\circ$, изгибаясь более круто только в полосе непосредственно примыкающей к горст-антиклиналям. Моноклинальное залегание нарушается продольными и поперечными разрывами. Серия крутых взбросов и сбросов северо-западного простирания, пересекающих породы доколя на ряд узких блоков (шириной менее километра), особенно хорошо прослеживается под Скалистым хребтом в долине Уруха (рис. 3). Большинство из них проникает только в нижние горизонты юры, сменяясь выше постепенно затухающими флексурами. Здесь отчетливо проявляется глыбовый характер складчатости в нижнеюрских отложениях, нарушения в которых представляют собой реакцию на вертикальные перемещения блоков.

ШТУЛУ-ХАРЕССКАЯ ДЕПРЕССИЯ

По условиям залегания нижнеюрских пород (среднеюрские здесь почти полностью отсутствуют) депрессия распадается на три части.

1. В долине Уруха (западнее впадения в него р. Караугом) и в верховьях Черка Балкарского нижнеюрские породы моноклинально падают к северу под углами от 20 до 60° в соответствии с наклоном в этом направлении поверхности фундамента. Моноклинальное залегание осложняется только мелкими складками и зонами смятия, приуроченными к зонам разрывов (рис. 4, профили 1—1 и 2—2). Наиболее крупными разрывами являются Танадонский взброс с амплитудой вертикального смещения около 400 м и описанный уже выше Борхконхский взброс.

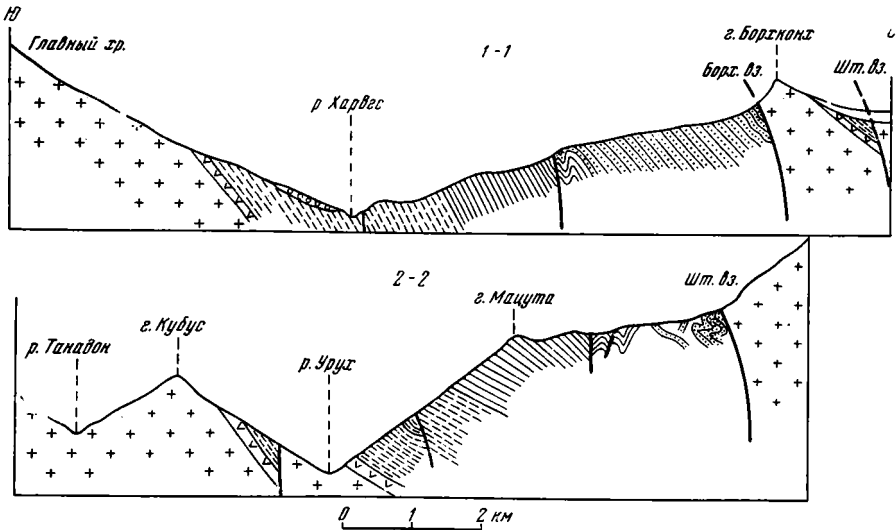


Рис. 4. Разрезы западной части Штулу-Харесской депрессии

Шт. вз.— Штулинский взброс, Борх. вз.— Борхконхский взброс. Условные обозначения см. рис. 5

2. На отрезке между долиной Караугома (который впадает в Урух в месте его коленообразного изгиба) и водоразделом бассейнов Уруха и Ардона нижнеюрские породы образуют ряд складок. Это вызывается, очевидно, не только большей раздробленностью фундамента, но и менее глубокой эрозией, благодаря чему юрские отложения сохранились не только в опущенных, но и в более поднятых блоках, давая более полную картину облекания.

На водоразделе рек Караугом и Сардидон (левый приток р. Айгамугадон) в южной половине депрессии нижнеюрские породы залегают моноклинально, под углами до 50—55°, падая в северном направлении (рис. 5, профиль 3—3). В северной половине депрессии и особенно в ее центральной части они образуют серию складок, рассеченных крутыми разрывами, часть которых, по-видимому, уходит в фундамент. Вблизи разрывов юрские породы интенсивно дислоцированы; особенно широкая зона смятия приурочена к линии Штулинского взброса.

В верховьях Айгамугидона и в области ее водораздела с бассейном Ардона в результате меньшей, чем на западе разницы в уровнях залегания фундамента в депрессии и на ограничивающих ее с севера горст-антиклиналях, в залегании юрских пород сохранились некоторые элементы облекания: у северной окраины депрессии наблюдается перегиб слоев, намечающий южное крыло Садоно-Унальских горст-антиклинальных структур и придающий юрским слоям депрессии нечетко выраженную синклиналиную форму.

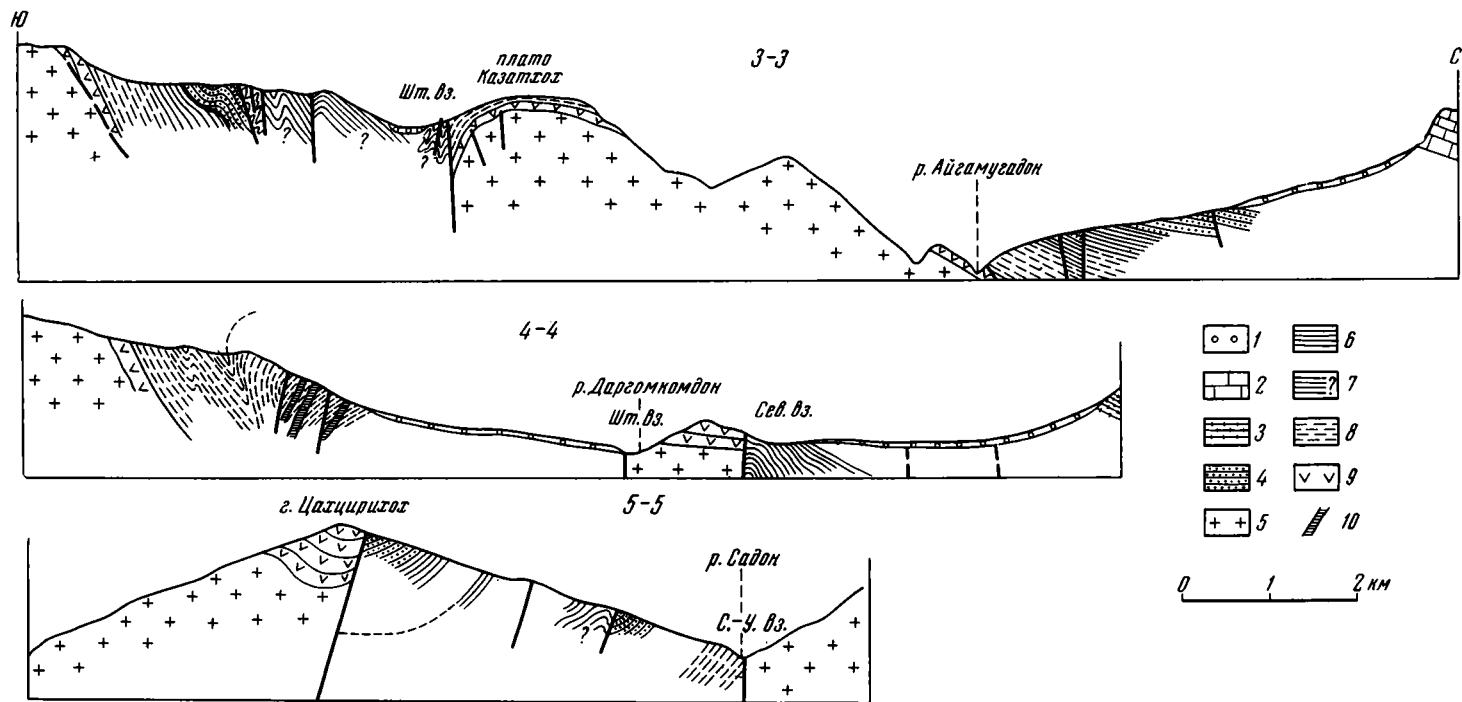


Рис. 5. Разрезы через восточную часть Штулу-Харесской депрессии, горст-антиклинали Садоно-Унальской группы и депрессию, прилегающую к ним с севера

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнеюрские; 3 — байос-батские, 4 — средне-верхнетюрские и ааленские (глинистые сланцы с песчаниками); 5 — доюрский фундамент; 6 — нижнетюрские (глинистые сланцы); 7 — глинистые сланцы неуставленного возраста; 8 — среднелейасовые (алеврит-глинистые сланцы, песчаники); 9 — нижнелейасовые (вулканогенные); 10 — дайки диабазов. Шт. вз.—Штулинский взброс, Сев. вз.—Северный взброс, С.-У. вз.—Садоно-Унальский взброс

В верховьях Айгамугидона обнажены отложения только южной половины депрессии. Развитые здесь глинистые отложения среднего лейаса образуют сжатую, наклоненную к югу синклиналь с углами падения слоев к северу до 70—60° на северном крыле и около 50° на южном (см. рис. 5, профиль 4—4). Такой вид имеет складка на водоразделе Сангутидона и Донисардона; западнее (на западном водоразделе Сангутидона) она становится более открытой (Долгинов, 1960).

На продолжении этой же полосы несколько восточнее, где (на водоразделе бассейнов Айгамугидона и Ардона) на поверхности широко распространены жесткие вулканогенные породы нижнего лейаса, складки имеют другую морфологию. Они обладают плоскими сводами и крутыми флексуобразными перегибами слоев на крыльях. Ведущую роль приобретают здесь разрывы, разбивающие юрские отложения и цоколь на серию узких блоков, неравномерно погружающихся в северном направлении. Особенно глубоко опущена в этом районе северная половина депрессии, выполненная отложениями (вплоть до верхнего лейаса), залегающими в форме синклинали.

3. В бассейне Ардона (реки Цей и Садон) залегание юрских пород осложняется развитием вдоль северной окраины депрессии взбросов и чешуйчатых надвигов с перемещением по ним в северном направлении: от Адайхохского массива в сторону депрессии. Юрский чехол образует здесь синклинальную складку, разорванную в ядре Цахцирихохским взбросом, по которому сильно редуцированные породы южного крыла синклинали (вулканогенные нижнелейасовые породы) взброшены и надвинуты на верхне- и среднелейасовые породы ее северного крыла (см. рис. 5, профиль 5—5). Амплитуда перемещения по взбросу около 100 м, падение сместителя под углом 60° к югу у поверхности, ниже более крутое. Северное крыло синклинали рассечено несколькими разрывами, из которых самый значительный — Нузальский взброс. Он отличается от Цахцирихохского более пологим наклоном сместителя и меньшими размерами смещения. Западное продолжение его теряется в слабо обнаженных северных склонах Садон-Цейского водораздела. Оба взброса протягиваются далеко на восток, выходя за пределы собственно Штулу-Харесской депрессии.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛЬ И ЕЕ СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Центральная горст-антиклиналь служит восточным продолжением Адайхохского массива подобно тому, как горст-антиклинали Садоно-Унальской группы продолжают Суганский массив. Отчетливое выражение Центральная горст-антиклиналь приобретает на водоразделе Ардона и Бада и сохраняет свою форму до долины Терека.

Горст-антиклиналь связана с горстовым поднятием фундамента, кровля которого резко возвышается на фоне относительно опущенных более северных и южных зон. Фундамент выступает на поверхность в бассейнах Фиагдона, Гизельдона, Геналдона и Терека. В промежутках между ними в осевой части горст-антиклинали обнажаются ниже-среднелейасовые породы.

Облекающие горстовый выступ цоколя юрские породы образуют над ним веерообразную антиклиналь с опрокинутыми крыльями, сложенными породами от нижнего до верхнего лейаса. Южное крыло составляют породы, залегающие на восточном продолжении Мамисонского блока; северное крыло (в основном захваченное исследованиями) изображено на рис. 6. Крылья осложнены разрывами, падающими навстречу друг другу: Гутиатикаусским взбросом на севере и продолжением Адайкомского взброса на юге. Гутиатикаусский взброс расположен на продолжении Цахцирихохского взброса, описанного выше. Несмотря на большое перемещение, взброс близок к срыву по контакту. По мор-

фологии и условиям формирования он отчасти напоминает Адайкомский взброс. В зоне Гутиатикаусского разрыва юрские отложения залегают круто, иногда почти вертикально. С удалением от него к северу, в стратиграфически более высоких горизонтах, запрокидывание увеличивается и падение пород к югу доходит до 50—40°.

Веерообразная форма горст-антиклинали отражается на морфологии разрывов ее северного обрамления. Как отмечалось выше, уже в бассейне Цея, где Адайхохский массив несколько надвинут на Штулу-Ха-

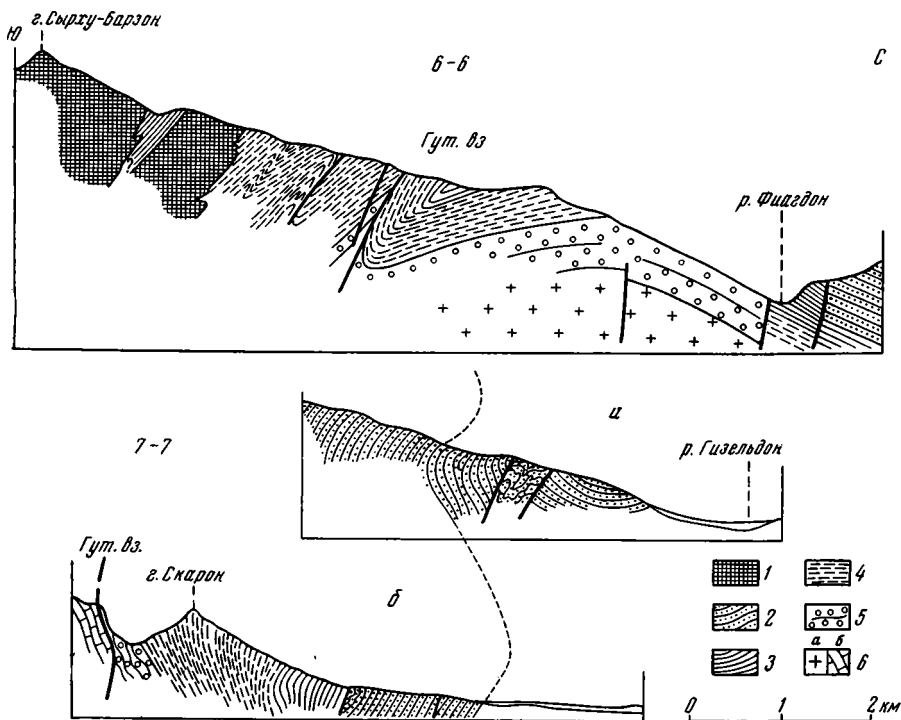


Рис. 6. Разрезы северного крыла Центральной горст-антиклинали в бассейнах Гизельдона и Фиагдона

- 1 — интрузивные диабазы; 2 — средне-верхнеюрские и ааленские отложения (глинистые сланцы с песчаниками);
 3 — нижнеюрские (глинистые сланцы); 4 — среднеюрские (песчаники, глинисто-алевритовые сланцы); 5 — нижнеюрские (песчаники, глинистые сланцы, конгломераты);
 6 — доюрские (а — кристаллические породы, б — известняки верхнего палеозоя)

ресскую депрессию, в последней имеется система наклоненных в южном направлении взбросов и надвигов. Аналогичные разрывы получают широкое развитие в бассейнах Ардона и Фиагдона, где они подробно описаны В. И. Шевченко (1962). Подобные нарушения почти не встречаются в других местах, где отсутствуют элементы веерообразности и подавляющее большинство разрывов имеет наклон к северу.

Вдоль северного крыла Центральной горст-антиклинали, за счет его запрокидывания, образовалась цепочка наклоненных к северу синклиналей. Особенно хорошо она выражена на Фиагдоне, где осевая плоскость ее наклонена к северу под углом около 45°. Ядро ее сложено на Фиагдоне породами нижнего тоара (см. рис. 6, профиль 6—6).

Севернее полосы синклинальных структур ниже-среднеюрские породы образуют развитую продольными разрывами моноклинали, ступенями погружающуюся к северу. Значительные осложнения в структуру вносят также поперечные перегибы, вызывающие ундуляцию слоев по простиранию отдельных продольных блоков, и обычная для этих районов шарнирность разрывов.

В западной части этой территории (между Ардоном и Фиагдоном), которая является непосредственным продолжением Штулу-Харесской депрессии, имеются две зоны с разной глубиной залегания фундамента, разделенные Нузальским взбросом. В южной зоне фундамент относительно приподнят и местами (в ядре Фиагдонской антиклинали) выступает на поверхность. Северная зона, заключенная между Нузальским и Садоно-Унальским взбросами и известная под названием Нузало-Харисчинского грабена, напротив, обладает глубоко залегающим фундаментом, перекрытым мощным комплексом отложений нижней юры. Смещение по указанным разрывам почти не вызывает складчатых нарушений в нижнеюрских отложениях, исключая узкие приразрывные зоны. Как в северном крыле Фиагдонской антиклинали, так и в Нузало-Харисчинском грабене господствует ступенчатое моноклиальное залегание пород с падением к северо-северо-востоку под углами до 40—50° (см. рис. 6, профиль 6—6).

МАМИСОНСКИЙ БЛОК

Мамисонский блок представляет собой сравнительно узкую (от 5 до 10 км шириной) пластину, ограниченную разрывами. Кровля кристаллического фундамента в его пределах опущена на большую глубину (3—5 км ниже дневной поверхности) и нигде не обнажается.

Нижне-среднеюрские отложения Мамисонского блока, мощностью свыше 5—6 км, обладают перевернутым моноклиальным залеганием с падением пород к северу под углами 80—90° в нижних, находящихся на севере, горизонтах и 50—40° — в верхних (рис. 7). Это моноклиальное залегание не осложняется заметной складчатостью, за исключением приразрывных дислокаций и локальных срывов по напластованию, особенно обильных в глинистых сланцах нижнего тоара. Спокойное залегание пород описываемого блока констатируют также А. В. Пейве (1945) и В. И. Шевченко (1962).

Крупных разрывов здесь немного. Примером такого нарушения может служить разрыв, прослеженный из района Мамисонского перевала к востоку (на 20 км). На западе он имеет характер межпластового срыва, но к востоку амплитуда его возрастает и он приобретает вид падающего к северу взброса, у поверхности выполаживающегося и расщепляющегося на серию веерообразно расходящихся к северу надвигов и взбросов. К зоне разрыва повсюду приурочена интрузия диабазов.

Юрские отложения, обнаженные на поверхности Мамисонского блока, составляют запрокинутое южное крыло большей антиклинали, облекавшей когда-то Адайхохский массив и восточнее переходящей в Центральную горст-антиклиналь. Северным крылом антиклинали, которая для определенности могла бы быть названа Адайхохской, по-видимому, являются юрские отложения Штулу-Харесской депрессии. В отличие от Центральной горст-антиклинали, Адайхохская горст-антиклиналь была резко асимметричной. Она имела относительно пологое северное крыло и крутое, запрокинутое южное. Такое различие разных частей непрерывной, по существу, складки объясняется разным профилем блоков фундамента (одностороннего горста на западе и двухстороннего горста на востоке), поднятием которых вызвано ее формирование. Сходные соотношения, как уже отмечалось, имеются и в случае перехода от Сугано-Дигорского блока к Садоно-Унальской группе горст-антиклиналей.

Из рассмотренного материала отчетливо выясняется глыбовый характер складчатости нижне-среднеюрских отложений, при котором образование деформаций как разрывов, так и складок обусловлено действием сил, возникающих при вертикальных перемещениях блоков фундамента (глыбовая складчатость В. В. Белоусова, 1958; штамповая

складчатость В. В. Бронгулеева, 1956; отраженная складчатость В. Е. Хаина, 1964).

Напряжения, передаваемые фундаментом при его дифференцированных вертикальных движениях, реализуются в деформациях юрских пород в соответствии с их высокой степенью пластичности. Помимо разрывов существенная роль принадлежит в них складчатым нарушениям разных порядков. Крупные разрывы пересекают и фундамент, и юрские отложения. Разрывы помельче в юрских породах обычно постепенно загущаются. В этих случаях они переходят из фундамента только в нижние горизонты юры, выше сменяясь постепенно выполаживающимися флексурами и надразломными складками, часто осложненными мелкой складчатостью и сколами.

Тектоническая структура ниже-среднеюрских пород не отличается чрезмерной сложностью, как это представлялось до недавнего времени. В частности, когда считавшаяся типичной для рассмотренной части Кавказа изоклиальная складчатость на самом деле встречается редко. Интенсивность дислокаций резко возрастает только в наиболее напряженных зонах, обычно приуроченных к зонам крупных разрывов или узким клиньям, зажатым между перемещающимися блоками. В таких участках широкое развитие получает сложная приразломная и межразломная складчатость (Хаин, 1964), сопровождающаяся различно ориентированными системами разрывов и трещин.

В пределах Осетии и в смежных с ней районах мы имеем дело с разным срезом

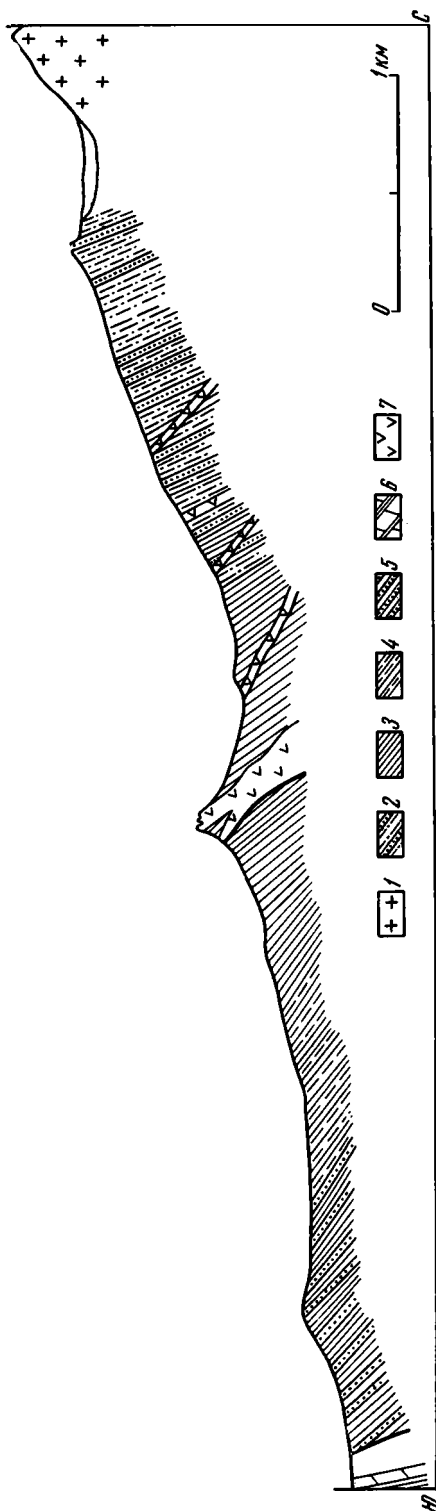


Рис. 7. Разрез через Мамисонский блок вдоль левого водораздела р. Мамисондон

1 — доюрские гранитоиды; 2 — средний лейас (глинисто-алевритовые сланцы, песчаники); 3 — нижний тоар (глинистые сланцы), аален (глинистые сланцы с песчаниками); 4 — флиш флишевого синклинория; 5 — интрузивные диабазы; 6 — 7 — интрузивные диабазы; 4-5 — средний тоар

приблизительно однородных структур глыбового типа. Различия между ними обусловлены в основном тем, что на западе в настоящее время сохранились только корни складок; здесь размыта основная часть складок, уцелевшая на востоке. Однако при достаточной мощности осадочного чехла различия деформаций в нижних и верхних горизонтах могут иметь и более принципиальный характер. При большой мощности верхние этажи даже однородного комплекса отложений могут деформироваться иначе, чем нижние. В нижних горизонтах под влиянием вертикальных перемещений блоков фундамента развивается глыбовая складчатость, при которой поднятым блокам соответствуют антиклинали, а опущенным — синклинали. В более высоких горизонтах такого строгого соответствия часто не наблюдается. Напряжения в них распределены сложнее, и дислокации, судя по их форме, связаны с движениями фундамента более сложной зависимостью. В результате на высоких уровнях формируется более сложная складчатость общего смятия, причиной возникновения которой по-прежнему остаются глыбовые движения цоколя. Со складчатостью общего смятия, развивающейся в более высоких этажах деформации при тех же источниках напряжений, мы встречаемся в ряде районов Центрального Дагестана, где поверхность фундамента опущена на большую глубину (Кириллова и Сорский, 1956), а ниже-среднеюрские породы имеют громадную мощность.

ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИИ

Имеются разные точки зрения на возраст складчатых и разрывных нарушений в ниже-среднеюрских породах. Самыми распространенными являются взгляды о предкелловейском и третичном (альпийском) возрасте описанных структур. Ряд исследователей большую роль отводит также движениям позднего лейаса. В действительности их формирование происходило в несколько этапов.

Некоторые разрывы в виде конседиментационных швов или ослабленных зон в фундаменте существовали, очевидно, уже в ранней юре и в той или иной степени влияли на ход осадконакопления. Это можно предполагать для восточной части Штулинского взброса, к северу и к югу от которого находятся резко различные разрезы нижеюрских образований. Возможно, ослабленные зоны, впоследствии унаследованные разрывами, окружали район современной Садоно-Унальской горст-антиклинали и обусловили проникновение больших масс магмы в ранне-лейасовое время. Конседиментационными являются некоторые разрывы северного обрамления Центральной горст-антиклинали (данные Д. И. Панова), Саурданский и Саугамский разрывы, а также швы, ограничивающие Центральную горст-антиклиналь. Структурное оформление все они получили позже.

В основных чертах тектоническая структура ниже-среднеюрских пород возникла перед поздней юрой в результате движений батского, ранне- и возможно частью среднекелловейского времени.

Но ряд разрывов и складок образовался еще раньше — перед средним тоаром, когда имели место интенсивные дифференцированные блоковые движения в зоне Пшекиш-Тырныаузского шва (Панов, 1962) и в меньшей степени к югу от него на территории Сугано-Дигорского блока. Еще более активные движения, также приведшие к возникновению серии складок и разрывов, отмечаются в начале байоса, но они, так же как и предсреднетоарские, были локализованы главным образом в зоне Пшекиш-Тырныаузского шва и в смежных с ним областях. На описываемой площади к раннебайосскому времени относятся первые фазы формирования (как нарушений, пересекающих юрские породы) Саурданского и Саугамского разрывов и ряда крупных складок. Это доказывается трансгрессивным срезанием байосскими породами складок добайосских

пород на крыльях и своде Зылгинского блока. Возможно, и в Осетии раннебайсские движения имели место, но конкретную роль их в формировании структуры пока оценить трудно.

В результате интенсивных и охвативших широкую площадь блоковых движений конца средней — начала поздней юры, отмечавшихся многими исследователями, была создана тектоническая структура ниже-среднеюрских пород и тем самым внутренняя структура ядра Большого Кавказа в близком к современному виде. В это время возникли, по-видимому, основные разрывы и складчатые нарушения на всей рассматриваемой территории. Эти движения и главное их относительное значение в создании современной структуры не были, однако, везде полностью одинаковыми. Можно достаточно уверенно утверждать, что в северных районах, в пределах большей части Сугано-Дигорского блока и северного обрамления Садоно-Унальской горст-антиклинали, после них уже не происходило дифференцированных перемещений блоков, которые вызвали бы заметные дополнительные деформации ниже-среднеюрских пород. Это доказывается погружением разрывов и складок описываемых пород (Саурданский и Саугамский разрывы, Лезгорские разрывы в долине Уруха, даже такая активная зона нарушений как Пшекиш-Тырнаузский шов и др.) под моноклинально лежащие отложения верхней юры. В верхнеюрских породах им в лучшем случае соответствуют очень плавные изгибы, не соизмеримые с размахом дислокаций допозднеюрского времени.

Поскольку деформации ниже-среднеюрских пород везде принадлежат к одному типу и подчинены единому плану, в то время как с поздней юры в интересующей нас части Кавказа установился существенно иной режим тектонических движений, можно думать, что и в более южной части площади, рассмотренной в данной работе, основные черты наблюдаемого сейчас тектонического строения возникли перед поздней юрой. Вместе с тем здесь имеются несомненные доказательства (соотношение Мамисонского блока с флишевым синклинием, разный уровень залегания верхнеюрских пород в крыльях Даллагкау-Даргавского разрыва) и более поздних значительных перемещений, связанных, очевидно, с общим поднятием Большого Кавказа в третичном периоде. Скорее всего деформации этого времени сводились к перемещениям по крупным разрывам, и, не внося существенных изменений в складчатую структуру, увеличили контраст в гипсометрии поднятых и опущенных блоков.

По-видимому, нет резкой границы между зоной со значительным масштабом третичных дифференцированных движений и зоной, где они практически отсутствовали. Наблюдается постепенное нарастание в южном направлении активности третичных движений, достигающих максимальной величины в относительных перемещениях Мамисонского блока и флишевого синклиория. Максимальная активность дифференцированных движений, проявившихся на фоне общего поднятия Кавказа и превращения его в горное сооружение, отмечается, таким образом, в районах наиболее позднего отмирания геосинклиального режима — на территории флишевого прогиба.

При работе над статьей я получил ряд ценных указаний и замечаний от А. А. Сорского. Приношу ему искреннюю благодарность.

Литература

- Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. Сов. геология, № 1, 1958.
Бронгулеев В. В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры. Сов. геология, № 54, 1956.
Долгинов Е. А. О глыбовых движениях в пределах древнего ядра мегантиклинория Большого Кавказа в юрское время. Вест. МГУ, серия IV, Геология, № 1, 1960.
Кириллова И. В., Сорский А. А. О строении доальпийского фундамента Кавказа.

- Тр. совещ. по тектонике альпийск. геосинкл. обл. юга СССР, Азнефтьиздат, Баку, 1956.
- М о р г у н о в Ю. Г. Доюрские образования Северной Осетии. Автореф. канд. дисс., 1965.
- П а н о в Д. И. Стратиграфия, фации и структура ниже- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем. «Геология Центрального и Западного Кавказа». Тр. Кавказской экспед. ВАГТ и МГУ. Изд-во МГУ, т. 3, 1962.
- П е й в е А. В. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. Сов. геология, № 7, 1945.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ш е в ч е н к о В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования». Изд-во АН СССР, 1962.

Институт Физики земли
им. О. Ю. Шмидта
АН СССР

Статья поступила
4 ноября 1965 г.

Yu. G. LEONOV

**THE STRUCTURE OF LOWER — MIDDLE JURASSIC SEDIMENTS
IN EAST — CENTRAL CAUCASUS**

A comparison of Jurassic deformations with the structure of the Paleozoic Basement within the interfluvium of the Terek River and the Cherek Balkarsky River of the Greater Caucasus has led to a conclusion that the Lower — Middle Jurassic folding was of block nature. General outline of the sedimentary veneer deformations depends upon the sizes and forms of blocks and the scale of their relative displacements, on one hand, and upon the observable level of the erosional truncation, on the other hand. The above structures had developed through several phases. The main phase was the pre-Upper Jurassic one during which the core of the Greater Caucasus meganticlinorium had been structurally formed, its features being similar to the recent ones. In the south, the structures thus formed had been later (in Tertiary) complicated by movements along the faults.

Earth's Physics Institute
Academy of Sciences
of the USSR

УДК 551.24+551.762(479)

М. С. БУРШТАР, А. А. АРБАТОВ, Б. С. ЧЕРНОБРОВ

**СВЯЗЬ ВЕРХНЕЮРСКИХ РИФОВЫХ МАССИВОВ КАВКАЗА
С ЗОНАМИ РАЗЛОМОВ**

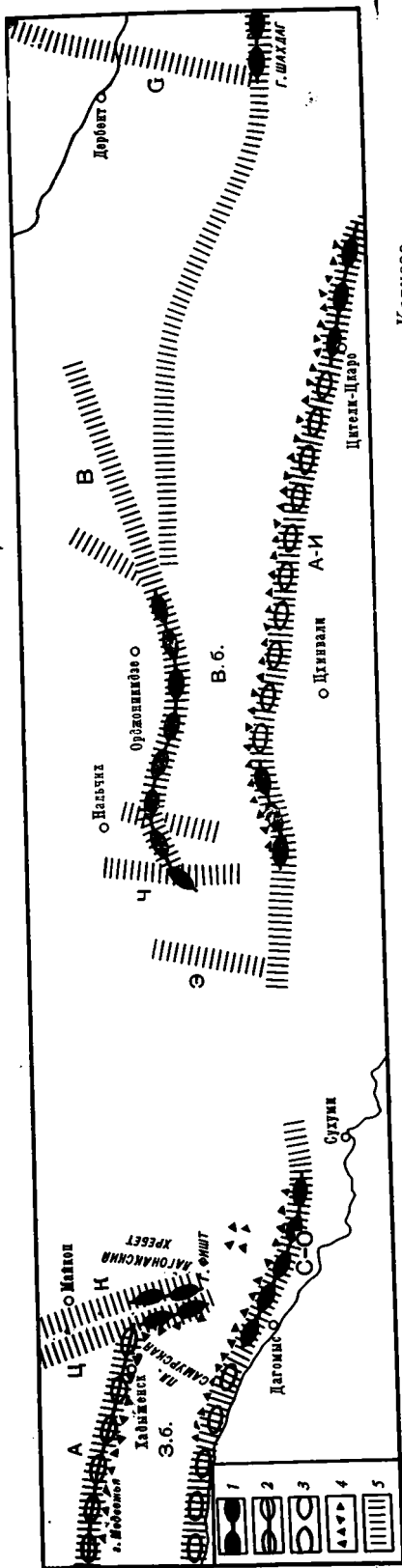
О влиянии тектонических движений на образование и развитие рифовых массивов не раз указывалось в геологической литературе. В ряде работ особое внимание обращалось на очень тесную связь зон рифообразования с приразломными зонами, приуроченными к крупным долгоживущим разломам. На это, в частности, указывает В. Е. Хаин (1962), который считает, что рифы являются как бы индикаторами тектонического режима, отражают характер и амплитуду тектонических движений. В. Е. Хаин ставит в прямую зависимость размеры рифовых сооружений от интенсивности и степени погружения отдельных блоков. На примере Северо-Западного Кавказа он показал приуроченность крупных рифовых массивов, достигающих мощности 800 м, к зоне глубинных длительно развивающихся разломов (Хаин, Ломизе, 1961).

Барьерные рифы, являющиеся наиболее крупными рифовыми сооружениями, связаны с краевыми частями интенсивно и унаследованно развивающихся прогибов. Это прежде всего геосинклинальные зоны, которые при наличии благоприятных тектонических условий, соответствующей минерализации воды, отсутствию вулканических извержений и т. д., становятся зонами активного рифообразования в периферических частях. Рифы барьерного типа развиваются на внешнем краю передовых прогибов, вдоль границы платформы и внешнего борта геосинклинального прогиба.

Погружение геосинклинальных зон происходит по системе разломов, приуроченных к внешнему краю шельфа, по которому проходит тектоническая граница геосинклинального бассейна, определяющая зону распространения барьерных рифов. Для большинства геосинклинальных бассейнов эта граница сохранялась неизменной в течение длительного периода времени. На это указывает резкая смена фаций с относительно глубоководных на относительно мелководные.

Новые данные о характере распространения барьерных рифов на Кавказе и возросший интерес к ним с точки зрения нефтегазоносности заставляют вновь вернуться к этому вопросу.

В зонах развития разломов, окаймляющих верхнеюрский геосинклинальный бассейн, в течение оксфорд-титонского времени существовали благоприятные условия для развития рифов. На этих протяженных участках господствовало устойчивое погружение, обусловленное влиянием общего погружения геосинклинали. Положительные движения, проявляющиеся в кимеридж-титонское время в области шельфа и приведшие к его обмелению, не затронули зону развития барьерных рифов, а лишь привели к отложению в тыловой ее части лагунных, в ряде случаев сульфатных, а в других — пестроцветных осадков. На внешнем же крае шельфа в оксфорд-титонское время происходило стабильное биогенное карбонатообразование, приведшее к созданию мощных (местами свыше 1000 м) рифовых сооружений.



Схематическая карта распространения верхнеюрских барьерных рифов и некоторых разломов Кавказа

Определяющим признаком при выделении фаций барьерных рифов служит ее положение между относительно глубокowodными геосинклинальными и мелководными субплатформенными осадками. В тех случаях, когда нет возможности руководствоваться этим признаком, барьерные рифы выделяются по литологическим и морфологическим признакам: большая мощность (сотни метров), непрерывность карбонатного разреза, чистота карбонатных пород и т. д., исходя из аналогии с уже установленными рифами барьерного типа.

В пределах рассматриваемой территории, охватывающей большую часть Северного Кавказа и Закавказья, выделяются полосы распространения барьерных рифов, окаймляющих западный и восточный геосинклинальные бассейны (рисунок).

Западный геосинклинальный бассейн окаймляется с севера рифовым барьером, протягивающимся от г. Медвежьей до Лагонакского хребта. Большая часть его погребена под более молодыми отложениями. Выходы на поверхность рифовых известняков в этой полосе имеются лишь на западной и восточной ее оконечностях. На западе они слагают привершинную часть г. Медвежьей и представлены органогенными, органогенно-обломочными и брекчиевидными известняками, массивными, грубо-слоистыми и крупноглыбовыми. Вскрытая скважинами мощность превышает 100 м.

Восточнее г. Медвежьей верхнеюрские карбонатные отложения не обнажаются вплоть до Лагонакского хребта. Распространение барьерных рифов на этом отрезке трассируется по наличию глыб верхнеюрских известняков в меловых осадках. Глыбы состоят из органогенно-обломочных известняков и достигают значительных размеров (более 20 тыс. м³).

В юго-восточной части полосы рифы вскрыты скважинами на разведочных площадях Победа и Самурская. На площади Победа карбонатная толща мощностью свыше 1200 м сложена органогенно-обломочными, брекчиевидными, органогенными и пелитоморфными известняками. Площадь Самурская находится в сложных тектонических условиях, вызванных, очевидно, наличием поперечного Цицинского разлома. Верхнеюрские карбонатные отложения здесь частично размыты. В некоторых разрезах скважин они имеют мощность около 300 и более м, в других же мощность их резко сокращается до нескольких метров; в ряде разрезов верхняя юра вообще отсутствует.

Описанная гряда барьерных рифов совпадает с направлением Ахтырского глубинного разлома (Шарданов, 1960), который прослеживается к северо-западу от краевого шва, отделяющего складчатую область от платформенной. Этот разлом проявляется почти на всех этапах истории геологического развития этого района. Об активном существовании его в верхнеюрское время говорит резкая смена осадков от субплатформенных на севере к геосинклинальным на юге. Наиболее четко разлом фиксируется по майкопским и более молодым отложениям, где он сопровождается серией разрывов и резким изменением мощностей. Этот разлом, очевидно, служил северным ограничением западного геосинклинального бассейна и, видимо, образование рифовых массивов данной полосы связано с его развитием.

На юго-восток от Самурской площади верхнеюрские барьерные рифы выходят на поверхность в пределах Лагонакской зоны. Здесь намечаются две гряды рифов субмеридионального простирания. Обе начинаются у г. Фишт, но далее они расходятся: одна уходит на северо-северо-запад через г. Чуба к хр. Нагой-Чук, другая — на север через г. Оштен к Лагонакскому хребту. Лагонакская зона является областью наиболее широкого развития рифовой фации на Западном Кавказе. Массивные коралловые, водорослевые и кораллово-водорослевые известняки и значительно реже доломиты оксфорд-титонского возраста слагают наиболее крупные вершины этой зоны (Фишт, Оштен, Чуба, Житная, Мессо и др.). Межрифовые пространства заполнены грубослонстыми пелитоморфными, органогенно-обломочными и брекчиевидными известняками. Мощность рифовых известняков достигает здесь 800 м.

Наличие двух рифовых гряд В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе (1962) объясняют существованием в этой области двух поперечных разломов: Цицинского и Курджипского. По их представлениям, обе гряды находились на границе глубоководного (на западе) и мелководного (на востоке) бассейнов. Однако, исходя из экологических соображений, трудно себе представить, чтобы два крупных рифовых барьера с мощностями отложений одного порядка могли существовать параллельно друг другу на расстоянии 3—6 км. Наличие двух гряд скорее можно объяснить существованием в предверхнеюрскую эпоху архипелага тектонического происхождения или мелководной зоны, возникших в зоне пересечения Ахтырского разлома с поперечными Курджипским и Цицинским. Этот участок с юго-запада, юга и юго-востока окаймлялся грядой рифов. В современных условиях подобный мысообразный выступ на фоне общего полосового расположения можно видеть на примере рифов Суэйн Большого Австралийского Барьера.

С юга и юго-запада Западный геосинклинальный бассейн окаймляет полоса рифов, участвующих в строении хребтов Ахцу и Кацирха. Это массивные, довольно однообразные, нередко брекчированные известняки оксфорд-титонского возраста мощностью до 600 м. В северном направлении рифовые известняки, начиная с района с. Дагомыс, замещаются брекчированными известняками, характерными для рифовых шлейфов. Очевидно, гряда барьерных рифов в этих районах погружается под более молодые отложения в северо-западном направлении. Она приурочена к

зоне глубинных разломов, являющихся северным ограничением Грузинской глыбы. Время заложения зоны разломов — ранняя — средняя юра. Она была активной с юрского по палеогеновое время и затем вновь активизировалась в новейшее время, т. е. относится к разломам унаследованного развития. В этой зоне в мезозое происходит сочленение Западной геосинклинали с Грузинской глыбой.

В настоящее время не представляется возможным провести восточное ограничение Западного геосинклинали бассейна, поскольку восточнее Лагонакской зоны на поверхность выходят домальмские отложения. Верхняя юра, выходящая в пределах Скалистого хребта в междуречье рек Белой и Б. Зеленчука, представлена относительно мелководными отложениями внутренней части шельфа. Южнее, в районе Красной Поляны, обнажаются относительно глубоководные флишевые отложения, образовавшиеся в геосинклинали зоне. Эти породы содержат значительные прослои брекчий, состоящие из крупных обломков (свыше 1 м) органогенных известняков. Такие скопления брекчий характерны для подножия континентального склона бассейна котловинного типа, на внешнем краю шельфа которого развивались барьерные рифы. Континентальные склоны современных и древних геосинклиналей имеют ширину 10—30 км. Таким образом, можно предположить существование рифового барьера, проходившего в мальмское время в 10—30 км восточнее современных выходов верхней юры в районе Красной Поляны. Однако не исключено, что краснополянская брекчия явилась продуктом разрушения внутригеосинклинали рифов атоллового типа.

Восточный геосинклинали бассейн с севера обрамляется мощным рифовым сооружением, выходящим на поверхность в южных обрывах Скалистого хребта в междуречье рек Черка и Ассы. В его строении участвуют карбонатные породы весьма пестрого литологического состава: органогенные, органогенно-обломочные, брекчиевидные и пелитоморфные известняки, массивные, пористые, ноздреватые, часто сильнокавернозные зернистые доломиты, оолитовые известняки, известняковые песчаники и др. Общая мощность карбонатной толщи свыше 800 м.

В западной части описываемой полосы междуречья рек Черка и Чегема барьерные рифы прослеживаются от Скалистого хребта на западо-юго-запад, на что указывает большая мелководность осадков западных от реки Черка разрезов (присутствие гипсов), а также наличие реликта рифовых сооружений в верховьях реки Чегем у села Эльтюбю. Последний слагает г. Зинки и обнажается в привершинной ее части. В его строении принимают участие те же породы, что и в описанной выше зоне Скалистого хребта.

В восточной части северной полосы Восточного геосинклинали бассейна, от междуречья рек Терека и Ассы к реке Гехи, происходит замещение фации барьерных рифов тыловой фацией, представленной сначала (р. Асса) обломочными и пелитоморфными известняками с небольшими биогермами, а затем (р. Гехи и восточнее) известняками и доломитами с прослоями гипсов, достигающих иногда мощности нескольких сотен метров. На территории Азербайджанской ССР барьерные рифы появляются вновь, образуя Шахдаг-Бешбармакскую группу рифовых массивов.

Северная полоса барьерных рифов Восточного геосинклинали бассейна приурочена к Владикавказскому разлому (Милановский, Хаин, 1963), а поворот ее в юго-западном направлении объясняется влиянием поперечных разломов: Чегемского и Черка-Безенгийского, по которым, вероятно, и происходит замыкание геосинклинали бассейна с запада. Не исключено, что западная граница бассейна совпадает с направлением Эльбрусского поперечного разлома. В этом случае, по-видимому, намечается кулисообразный переход барьерных рифов с одной тектонической линии на другую связанный с изменением физико-географических усло-

вий (главным образом глубины бассейна) в южном направлении, вызвавшем миграцию рифов к западу по серии поперечных разломов, замыкавших с запада геосинклинальный бассейн. Возможно, распространение рифов в этом районе носило более сложный характер, обусловленный блоковыми движениями центриклинальной части геосинклинального бассейна. Подобные переходы барьерных рифов с одной тектонической линии на другую известны в ряде районов. Примером может служить кулисообразное расположение нижнепермских рифов в Приуралье, где Ишимбайская группа массивов сдвинута к западу по отношению к так называемым массивам гор — одиночек.

Полоса отсутствия барьерных рифов на северо-восточной окраине Восточного геосинклинального бассейна приурочена к разлому, совпадающему с основанием Дагестанского клина. Эта полоса прослеживается от Самурского разлома на юго-востоке до поперечного разлома на северо-западе, ограничивающего Дагестанский клин с запада. Очевидно, верхнеюрские рифы, на участке, ограниченном этими разломами, находились южнее современного Скалистого хребта, впоследствии были втянуты в общее воздымание, а затем подверглись разрушению.

С юга Восточный геосинклинальный бассейн окаймляет гряда барьерных рифов, начинающаяся на западе в Верхней Раче (г. Квацихе) и прослеживающаяся на восток-юго-восток через ряд изолированных массивов до Каспийского побережья. Большая часть этой гряды, за исключением районов Верхней Рачи и Южной Осетии в бассейнах рек Риони и Джеджоры, погребена под более молодыми отложениями. На поверхность выходят лишь единичные изолированные массивы, такие как горы Лорцома, Кохи, Сатибе. Кроме того, повсеместно в зоне распространения рифовых массивов отмечаются включения гальки и глыб верхнеюрских известняков в более молодых породах. Рифовые массивы сложены в этой зоне главным образом органогенными (коралловыми и коралло-водорослевыми), органогенно-обломочными, брекчиевидными и пелитоморфными известняками. Их видимая мощность превышает 200 м.

На юге Восточный геосинклинальный бассейн ограничен Анануро-Ильдоканским разломом, который имеет юго-восточное продолжение в сторону с. Цители-Цкаро и ограничивает с севера Цители-Цкаройский массив Горно-Кახетинского антиклинория. Этот глубинный разлом, образовавшийся в палеозое, играет очень большую роль в формировании структур зоны сочленения Грузинской глыбы со складчатой системой южного склона Большого Кавказа. Разлом имеет сбросовый характер, особенно активизировался начиная с поздней юры. Движения по нему прекращаются в позднем эоцене. Амплитуда его достигает 3-4 км.

Приуроченность верхнеюрских барьерных рифов к глубинным разломам характерна для других мезозойских геосинклинальных бассейнов Альпийской складчатой системы. В некоторых районах барьерные рифы являются одним из главных доказательств существования разломов (Круглов, 1965).

Многочисленными исследованиями установлено, что юрские рифовые известняки обладают хорошими коллекторскими свойствами и к ним приурочены многочисленные проявления нефти и газа. Указанные обстоятельства позволяют относить верхнеюрские рифы к весьма перспективным объектам для разведки на нефть и газ.

Несмотря на небольшой объем буровых работ в этих районах, уже получены данные, подтверждающие высокую перспективность рифовых массивов верхней юры. На разведочных площадях Победа и Самурская из них получены крупные притоки нефти и газа. Вполне возможно, что нефть и газ, полученные в дальнейшем из верхнеюрских рифов, будут иметь большое значение в общем балансе нефтедобывающей промышленности Северного Кавказа и Закавказья.

Поиски погребенных рифов связаны с определенными трудностями, обусловленными отсутствием надежной методики. Подмеченные закономерные связи барьерных рифов с глубинными разломами Кавказа могут являться руководящими признаками при поисках погребенных рифов и способствовать концентрации поисково-разведочных работ в пределах узких полос, приуроченных к глубинным разломам, расположенным в зоне сочленения геосинклинальных и платформенных областей.

Примерами таких районов являются глубоко погруженная часть Северо-Западного Кавказа западнее г. Медвежьей и прибрежная часть дна Черного моря в районе г. Туапсе. В обоих случаях на основании данных о направлении глубинных разломов можно с достаточной долей достоверности проследить продолжение северного и южного рифовых обрамлений Западного геосинклинального бассейна.

В свою очередь, значение глубинных разломов в формировании крупных тектонических структур и локальных поднятий не вызывает сомнений. Выявление и уверенное трассирование глубинных разломов является одним из решающих факторов правильного направления поисково-разведочных работ на нефть и газ. В тех районах, где геофизические и геологические исследования не дают четкого представления о направлении глубинных разломов, рифы барьерного типа могут довольно точно ориентировать их направление. Например, по выходам рифовых известняков Восточной Грузии и Азербайджана (г. Сатибе, окрестности с. Цители-Царо, долина р. Туриан-чай и др.) можно протрассировать глубинный разлом, отделяющий складчатое сооружение Большого Кавказа от Грузинской глыбы. Этот разлом подтверждается и другими косвенными данными. Учитывая связь разломов с оруденением, их трассирование с помощью рифов может найти применение не только для поисков нефти и газа, но и других полезных ископаемых.

Литература

- Круглов С. С. О природе Мармарошских утесов советских Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, Изд-во «Недра», № 9, 1965.
- Миляновский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на Северо-Западном Кавказе и их роль в распределении фаций мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Хаин В. Е. Рифы и тектоника. «Вопросы взаимосвязи палеонтологии и тектоники». Тр. VI сес. Всес. палеонтол. о-ва, Госгеолтехиздат, 1962.
- Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. Тр. Краснодарского фил. ВНИИнефть, Госолтехиздат, вып. 3, 1960.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт

Статья поступила
18 ноября 1965 г.

M. S. BURSHTAR, A. A. ARBATOV & B. S. CHERNOBROV
RELATIONSHIP BETWEEN UPPER JURASSIC REEF MASSES
AND FAULT ZONES OF THE CAUCASUS

Barrier reefs which fringe geosynclines are associated with fault systems along which the sinking of geosyncline basins takes place. Upper Jurassic sediments of the Caucasus include four ranges of the barrier reefs which hem two geosyncline basins, the Western and the Eastern, from the north and the south. The distribution of these ranges is controlled by the deep faults along which the Upper Jurassic geosyncline basins were subsided. The fact that the reefs are confined to the deep faults permits to locate them in subsided areas, with the aim to search for oil and gas within their limits.

All-Union Geological Prospecting
Petroleum Research Institute

УДК 551.240 (575.3)

С. А. ЗАХАРОВ

**СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОГЕНЕЗА
НА ПРИМЕРЕ ТЕКТониКИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

Структура и история тектонического развития Таджикской депрессии освещены во многих работах. В настоящей статье я остановлюсь лишь на некоторых дискуссионных вопросах, имеющих принципиальное значение.

Таджикская депрессия занимает северную часть обширной незамкнутой межгорной впадины, носящей название Афгано-Таджикской. Последняя ограничена на юге Гиндукушем, на востоке горными цепями Бадахшана, включающими Юго-Западный Дарваз, на севере — Южным Тянь-Шанем. На северо-западе депрессии расположены горные гряды Байсунского антиклинория. Северо-восточным продолжением депрессии служит Заалайская горная область, далее на восток смыкающаяся с Таримской впадиной. От южной, собственно Афганской части, Таджикская депрессия отделяется Ханабадским поднятием, развивавшимся в мезозое.

Строение депрессии — двухъярусное. На палеозойском фундаменте с резким угловым несогласием залегают осадки юры, мела и всего кайнозоя. Триас отсутствует, за исключением небольших участков развития пород нижнего триаса в Гиссарском хребте, связанных с континентальными толщами верхнего палеозоя, кое-где рэтских отложений. Лишь на востоке, в хребте Васмикух, узкой полосой выступают мощные прибрежно-морские осадки нижнего триаса с фауной открытого моря. Диастемы и угловые несогласия внутри мезо-кайнозойского покрова невелики и распространены локально. Исключая небольшой район Гиссарской долины на севере, вся Таджикская депрессия построена по единому плану. Юрские отложения выведены на дневную поверхность лишь в окраинных горных сооружениях и структура нижней части покрова пока неизвестна. В верхнем структурном этаже покровные отложения смяты в линейные складки, образующие единую систему. Все они расположены по дугам, параллельным дугам Памиро-Дарваза. Общее протяжение складок, субмеридиональное на юге, к северу постепенно сменяется северо-восточным, а вдоль границы с Южным Тянь-Шанем и Гиссарской долиной — даже субширотным. Отклонения простираций реальных структур от правильных дуг вполне закономерны и в большинстве случаев объяснимы. Строение складчатой системы в целом — антивергентное: в западной части складки наклонены к востоку и надвигание по разрывам, сопровождающим складки, направлено также к востоку; в восточной части депрессии преобладают обратные, восточные падения осевых поверхностей складок и сместителей надвигов.

В общей системе складчатых структур Таджикской депрессии можно выделить 4 недоразвившихся антиклинория. С запада на восток — это Байсунский, Кафирниганский, Вахшский и Придарвазский пучки складок. Они разделены соответственно Сурханским, Яванским и Яхсуйским синклинориями. Заалайская складчатая область служит структурным продолжением Вахшского антиклинория и Яхсуйского синклинория. Гис-

сарская долина должна рассматриваться как самостоятельная структурная единица (рис. 1).

Таджикская депрессия является частью обширной зоны, разделяющей подвижные пояса Тянь-Шаня и Тетиса. Поэтому изучение особенностей ее тектоники может дать ключ к пониманию взаимоотношений разнородных тектонических поясов. Эти исследования важны и потому, что здесь, как в фокусе, сосредоточены многие существенные черты структуры складчатых систем, поодиночке свойственные различным областям.

Приведенная выше краткая характеристика строения Таджикской депрессии в целом общепринята, но сама по себе не может служить пониманию причин и механизма складкообразования. Ниже я остановлюсь на тех особенностях складчатой структуры области, которые еще не изучены в достаточной мере, но важны для познания процессов тектогенеза.

Предварительно необходимо условиться о некоторых терминах. Усилием мы будем называть силу, направление и результат действия которой известны, а происхождение и абсолютная величина пока не установлены. Структурным ярусом называется комплекс пород, гомологичный по структурным признакам и ограниченный снизу и сверху поверхностью регионального углового несогласия. Под структурным этажом мы будем понимать часть структурного яруса, характеризующуюся общими структурными формами и отделенную от другого этажа того же яруса поверхностью резкой дисгармонии — «срывом» по пластичной толще. Структурным горизонтом условимся называть часть слоистой толщи структурного яруса, дислоцированную действием близких по величине тектонических усилий.

О СООТНОШЕНИИ МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ

В мезозое область Таджикской депрессии развивалась по плану, вероятно унаследованному с верхнего палеозоя. Преобладающие простирания были широтными. Основной структурой являлся Южно-Таджикистанский прогиб, протягивавшийся за пределы современной депрессии. Он был осложнен поднятиями и прогибами второго порядка. На севере прогиб был ограничен Гиссарским поднятием, на юге — Ханабадским, расположенным на территории Северного Афганистана. В начале кайнозоя на территории депрессии произошла перестройка структурного плана. В кайнозое развивались поднятия и прогибы в общем северо-северо-восточного простирания. В эпоху альпийской складчатости (неоген-антропоген) они были усложнены складками и превращены в антиклинории и синклинии, перечисленные выше.

Эта схема истории тектонического развития Таджикской депрессии вначале была принята с недоверием, особенно сторонниками идеи полной унаследованности тектонических процессов в течение всего альпийского цикла, в который включали и мезозой. Однако геологические и геофизические данные, полученные позднее, подтвердили существование структурной перестройки и разногласия существуют лишь по вопросу о времени ее проявления.

О МЕХАНИЗМЕ СКЛАДЧАТОСТИ ВЕРХНЕГО ЭТАЖА ПОКРОВА

Для выяснения механизма складкообразования рассмотрим вопросы условий формирования складок, направления и глубины заложения складкообразующих усилий.

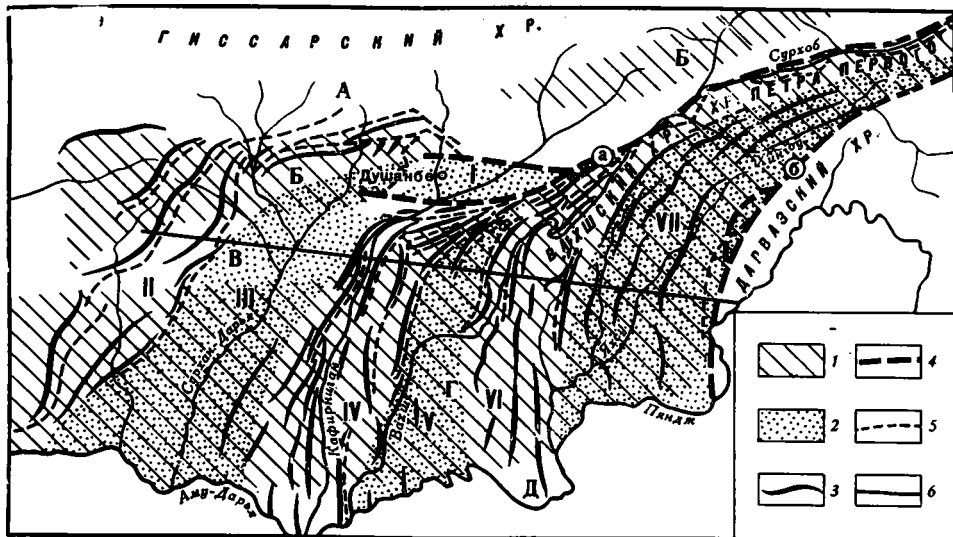


Рис. 1. Структурная схема Таджикской депрессии.

1 — мезозойские прогибы: Б — Южно-Гиссарский, Г — Южно-Таджикистанский; поднятия: А — Гиссарское, В — Каратегинское, Д — южный борт Ханабадского; 2 — кайнозойские прогибы — синклинии: I — район Гиссарской долины, III — Сурханский, V — Яванский, VII — Яхсуйский; антиклинории: II — Байсунский, IV — Кафирниганский, VI — Вахшский; 3 — наиболее крупные антиклинали и отвечающие им горные гряды; 4 — пограничные глубинные разломы (взбросо-сдвиги): А — Южно-Тяньшаньский, Б — Бадахшанский; 5 — крупнейшие внутридепрессийные разрывы; 6 — линия разреза

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Складки Таджикской депрессии образовались в условиях тангенциального сжатия и общего сокращения площади на $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{5}$. На это указывают четко выраженная линейность складок; закономерное их расположение в плане по субконцентрическим дугам; малые, сравнительно с мощностью толщи покрова, радиусы изгибов слоев в шарнирах; пережимы пластичных слоев в крыльях складок; осложнение структур дисгармоничными складками высших порядков; надвиги и падения их сместителей под надвинутые крылья антиклиналей; характер трещиноватости и кливажа; деформации включений в пластичные породы; изгибание складок действием жестких упоров; боковое воздействие антиклиналей на соседние складки и т. п.

Говоря об условиях тангенциального сжатия, я имею в виду обстановку горизонтального сжатия, преобладающую на каждом участке. Это ни в коем случае не должно быть истолковано как результат общего механического сжатия складчатой зоны сближающимися жесткими элементами рамы. Точно так же, говоря о сокращении площади, я лишь подразумеваю, что площадь каждого отдельного слоя, или складчатого комплекса слоев, больше их проекции на горизонтальную плоскость. Это может быть истолковано либо как действительное уменьшение площади, которую занимала слоистая толща до складчатости, либо как увеличение площади каждого слоя, либо, наконец, как суммарный результат обоих этих процессов.

Минимальная величина сокращения площади может быть приближенно подсчитана двумя методами: «распрямлением» устойчивых слоев и сопоставлением стрелы изгиба и длины складки, изогнутой у упора.

Отмечу кстати, что по современным представлениям к складкам обычно относят любые изгибы слоистых толщ. Мне думается, что это неправильно и ведет лишь к путанице и пренебрежению изучением генезиса складчатости. Складками следует называть лишь изгибы, созданные действием тангенциальных усилий в обстановке тангенциального сжатия.

НАПРАВЛЕНИЕ СКЛАДКООБРАЗУЮЩИХ УСИЛИЙ

На основании перечисленных выше признаков действие усилий в складчатых областях принимается нормальным к простиранию складок. Выбор же одного из двух нормальных направлений обычно затруднен. Наклон складок не может служить критерием, поскольку он указывает лишь направление движения масс верхнего структурного горизонта относительно нижнего. В Таджикской депрессии запад-северо-западное направление общего смещения покрова может быть установлено по рез-

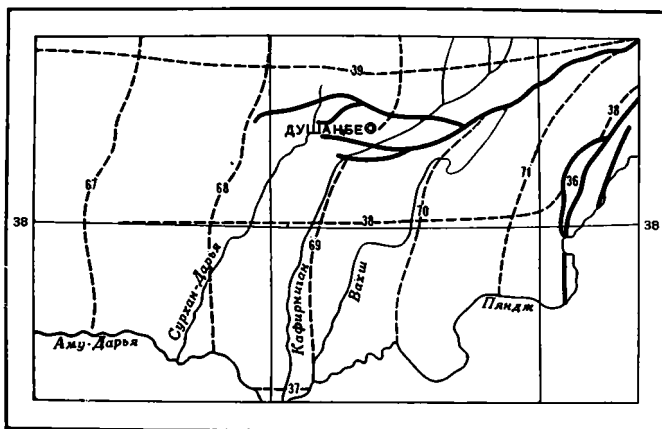


Рис. 2. Величина минимальных горизонтальных смещений покрова Таджикской депрессии.

Жирными линиями показаны «линии смещения» (зоны глубинных сдвигов и надвигов); пунктирными линиями с цифровыми обозначениями изображены предполагаемые координаты отложения мезозойских пород (за неподвижный репер условно принята западная оконечность Таримской плиты).

кому отклонению к востоку северных окончаний структур у границы с Каратегинским хребтом и Гиссарской долиной. Поворот по часовой стрелке векторов остаточной намагниченности пород в приграничной зоне указывает, что это отклонение не является первичным, как иногда думают. Результат смещения покрова изображен на палинспастовой схеме (рис. 2).

ГЛУБИНА ЗАЛОЖЕНИЯ ТАНГЕНЦИАЛЬНЫХ УСИЛИЙ

Признаки обстановки горизонтального сжатия, наряду со следами течения пластичных пород между пачками пород устойчивых, свойственны не всему покрову, а лишь определенным структурным горизонтам. На востоке Таджикской депрессии эти горизонты занимают наиболее высокое положение в разрезе (неоген, палеоген). Постепенно погружаясь к западу, зона максимальных тангенциальных напряжений достигает подошвы покрова и, далее, фундамента. Слои в лежащих выше горизонтах изгибаются пассивно. Этим объясняется общая антивергентная структура, различия в характере диапиризма в разных районах и происхождение всего спектра структурных форм в приповерхностной части покрова, от сжатых и запрокинутых складок Придарвазья до громадных, широких антиклиналей Байсунского антиклинория с их ядрами, сложенными палеозоем. Кстати, морфологическое сходство и несомненная генетическая связь складок этого антиклинория с Тянь-Шаньскими поднятиями — хребтами неизбежно приводят к выводу, что и эти последние являются настоящими складками, но сформированными при большой глубине заложения тангенциальных усилий.

Заключение об ограниченной зоне действия горизонтальных усилий, другими словами — о наличии нескольких структурных горизонтов в покрове, является принципиально новым и нуждается в проверке на материалах углубленного изучения структур как Таджикской депрессии, так и других складчатых областей. Предварительный анализ по литературным данным показал, что во многих районах покровной складчатости наблюдается погружение зоны максимальных тангенциальных усилий от оси бывшей геосинклинали в сторону платформы или центра межгорной впадины.

О СТРУКТУРЕ НИЖНЕГО ЭТАЖА ПОКРОВА

Ряд фактов указывает на резко дисгармоничное строение складок Таджикской депрессии. Об этом свидетельствуют малые радиусы изгибов слоев в сводах многих антиклиналей. Верхнемальмские соленосные породы в некоторых даже небольших складках выходят по надвигам, подстилая нижний мел; но выходы карбонатных пород келловея — оксфорда отсутствуют даже в антиклиналях, где амплитуда поднятия достигает нескольких километров. Это, наряду с соображениями о глубинах заложения тангенциальных усилий, приводит к заключению о развитии дисгармоничной складчатости в меловой толще в восточной части депрессии, о пассивной, конформной дислокации всего покрова в Байсунском антиклинории и о срыве верхней части покрова с нижней на всей остальной территории. Нижний структурный этаж, слагаемый юрскими осадками (кроме верхнемальмских соленосных пород), на всей площади депрессии, исключая Гиссарскую долину и Байсунский антиклинорий, не затронут складкообразующими усилиями, смятыми отложениями верхнего этажа. Наиболее вероятно пологое залегание юрских слоев, образующих крупные, большого радиуса своды под Вахшским и Кафирниганским антиклинориями, возможно осложненные антиклинальными поднятиями второго порядка и небольшими надвигами. Никаких складок, соответствующих складкам верхнего этажа, в нижнем этаже нет (рис. 3).

Этот вывод подвергся наиболее ожесточенной критике как сторонников конформной дислокации при складчатости вообще, так и в особенности тех геологов, которые рассматривают складчатость как следствие пассивного изгибания слоев на подвижных блоках фундамента. Ввиду большого практического значения этого вопроса в настоящее время начата проверка этого вывода бурением скважин глубиной до 5 км.

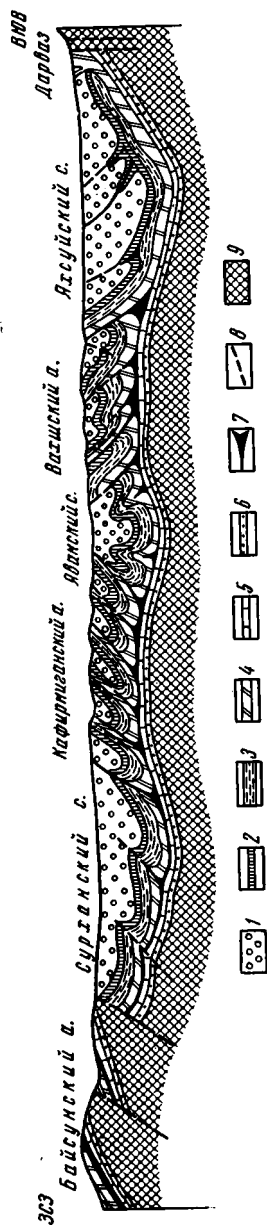


Рис. 3. Схематический разрез через Таджикскую депрессию (линия разреза — см. рис. 1). Вертикальный масштаб преувеличен.

1 — неоген; 2 — лагуно-морской палеоген; 3 — верхний мел; 4 — нижний мел; 5 — карбонатный мальм; 6 — средняя и нижняя юра; 7 — пластилинные соленосные толщи мальма, дания и др.; 8 — разрывы; 9 — фундамент (домезозойские образования)

Изложенные выше и некоторые другие данные, наряду с необходимостью рассматривать Таджикскую депрессию как единую складчатую систему, приводят к парадоксальным, на первый взгляд, выводам.

Складчатость покрова депрессии не могла формироваться никакими механическими воздействиями извне. Тангенциальные усилия возникали внутри слоистой толщи покрова. Они приводили к направленному, одностороннему течению пород. В наибольшей степени этому течению были подвержены пластичные, глинистые пачки. Все это обусловило двойственный характер течения масс покрова: в структурном горизонте, соответствующем зоне максимальных тангенциальных усилий, существовало ламинарное течение масс на фоне общего смещения покрова к северо-северо-западу.

Особенности складчатой структуры Таджикской депрессии не могут быть объяснены ни одной из существующих гипотез тектогенеза. Наиболее отвечающей наблюдаемым фактам является гипотеза гравитационного течения масс покрова. Но и эта гипотеза не может быть принята для Таджикской депрессии главным образом потому, что там, где должны были бы находиться поднятия, со склонов которых мог бы сползать покров, расположены глубокие прогибы.

В поисках удовлетворительного решения вопроса мною была выдвинута гипотеза, суть которой сводится к постепенной и последовательной метаморфизации осадочных пород глубинными флюидами, что вызывает увеличением объема пород, главным образом глинистых. Это ведет к возникновению течения, направленного от подводящих каналов. Однако и эта гипотеза вызывает некоторые возражения. В частности, она не является достаточно универсальной и пока не может удовлетворительно объяснить течения масс земной коры на многие десятки километров, что, несомненно, имеет место и в настоящее время доказано в Альпах, Гималаях, на Памире и в других регионах.

О ПОГРАНИЧНЫХ РАЗЛОМАХ

Вопрос о природе восточной и северной границ Таджикской депрессии имеет более чем полувековую давность. Сейчас можно считать установленным, что Южный Тянь-Шань ограничен с юга зоной взбросов (Южно-Тянь-Шаньский разлом). Сходная зона, которая может быть названа Бадахшанской, окаймляет с северо-запада Северный Памир вместе с Дарвазом. Многие исследователи видят в этих зонах черты длительно развивавшихся глубинных (краевых) разломов.

Такая трактовка, однако, сама по себе не в состоянии объяснить некоторые особенности пограничных зон. Так, непонятными остаются отклонения к востоку северных окончаний структур Таджикской депрессии. На примере отдельных подразделений мезозоя, например альба, видно, что к Южно-Тянь-Шаньской зоне с севера примыкают гораздо менее мощные толщи осадков, чем с юга; вместе с тем на севере осадки имеют более «глубоководный» характер. Аналоги морского нижнего триаса хребта Васмикух (Придарвазье) найдены лишь в южной части Афганско-Таджикской депрессии и отсутствуют как на Ханабадском поднятии, так и в хребтах, расположенных восточнее, севернее и западнее хребта Васмикух.

Эти и многие другие геологические, геоморфологические, геофизические, сейсмологические данные, не укладывающиеся в обычные представления, находят логичное объяснение, если предположить, что по обеим пограничным зонам произошли большие сдвиговые смещения: правое на десятки километров по Южно-Тянь-Шаньской зоне и левое более чем на 100 км (вероятно, до двухсот) по Бадахшанской зоне. Прямых и бес-

спорных доказательств таких смещений, как и отсутствия их, пока не имеется, и вопрос остается открытым. Геоморфологические данные позволили установить, что только за верхнечетвертичное время по Бадахшанскому (Дарвазскому) разлому произошло левое смещение не меньше, чем на 4—5 км.

О НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ

Тектонический режим, в условиях которого формировалась складчатая структура Таджикской депрессии, проявляется и теперь, а не закончился в начале антропогена, как считали ранее. Складки и сопровождающие их надвиги и сдвиги в покрове продолжают интенсивно развиваться. Данные сейсмологических наблюдений указывают, что не затухли и сдвиговые смещения на пограничных разломах. В наши дни эти смещения в наибольшей мере проявляются вдоль северной границы депрессии. Течение тектонических процессов имеет непрерывно-прерывистый характер.

Складки конседиментационно развивались с начала неогена, но лишь во второй половине антропогена они получили выражение в рельефе в виде антиклинальных горных гряд. Скорость роста этих возвышенностей достигала в среднем 10 мм в год. Антиклинали, как и соответствующие им гряды, вначале имели форму брахиморфных поднятий и постепенно разрастались в длину, преимущественно в южном направлении. Первыми образовались складчатые гряды на восточной (Придарвазье) и западной (осевая часть Байсунского антиклинория) окраинах. Позднее последовательно возникали антиклинальные гряды, более близкие к осевой части депрессии — Яванскому синклинорию. В районах наибольшего сжатия в антиклинальные поднятия вовлекались группы складок, образующие «субантиклинории». Последним в рельефе отвечают громадные горные сооружения — хребты Вахшский, Петра Первого, Заалайский.

О ПРИРОДЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Таджикской депрессии свойственны многие черты строения платформ, краевых прогибов, межгорных впадин и даже геосинклиналей. Это же обстоятельство не позволяет отнести ее безоговорочно ни к одному из типов тектонических сооружений. Не могут также быть приняты представления о депрессии как о мозаике разнородных структурных элементов или как об особом виде платформы («полуплатформа», «параплатформа») или геосинклинали («парагеосинклиналь», «миогеосинклиналь»). Наконец, неприемлем и взгляд на Таджикскую депрессию как на регион, который, вместе с Тянь-Шанем и Памиром, испытывает «взламывание», «активизацию» платформы или возрождение геосинклинальных условий, свойственные новейшей стадии развития земной коры. Орогенные этапы эти области переживали и ранее, например Тянь-Шань в юрское время, Северный Памир в нижнем мезозое и т. д.

Рассмотрение вопроса показывает, что общепринятая схема развития земной коры (геосинклиналь → платформа) является по меньшей мере недостаточной. На основе анализа истории развития многих тектонических областей Азии, в их числе и Таджикской депрессии, можно утверждать, что стадия геосинклинали предваряется стадией догеосинклинального развития («океаническая платформа?»), а переход геосинклинали в материковую платформу осуществляется через самостоятельную промежуточную стадию. Для последней было предложено название тергальной стадии.

Тергали наследуют общий план последних этапов развития геосинклинальных областей. Вместе с тем жизнь тергальной стадии подчинена особым законам. Длительность тергальной стадии в разных областях различна — от веков и эпох (Западная Европа) до периодов и даже эр (Азия). В эту

стадию развиваются самые разнообразные тектонические элементы: орогенические пояса, обширные глубокие прогибы со складчатым покровом и области квазиплатформенного характера. С этой точки зрения горные сооружения, подобные Тянь-Шаню или Таджикской депрессии, являются не активизированными участками платформы, а элементами тергали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на некоторое своеобразие, Таджикская депрессия не является чем-то исключительным. Черты сходного развития и аналогичной структуры мы видим во многих предгорных районах земного шара, особенно в тех областях Средиземноморского пояса, где развит мощный складчатый покров. Как на примеры можно указать на Юрские горы, Прикарпатье, Северный Кавказ, депрессии Ближнего и Среднего Востока и другие. Одной из целей настоящего сообщения служит попытка обратить внимание тектонистов, изучающих эти области, на перечисленные дискуссионные вопросы, представляющие общий интерес.

Значение затронутых проблем состоит и в том, что они, хотя и не решены еще окончательно, позволили уложить в единую, логически стройную систему имеющиеся данные о строении и развитии всего запада Центральной Азии.

Наконец, следует отметить и практическое значение развиваемых представлений. Так, они позволили уверенно снизить на один балл предполагаемую ранее сейсмичность Нурекского района, что дало возможность приступить к проектированию и сооружению самой высокой в мире плотины Нурекской ГЭС. Эти представления помогли также выработке рекомендаций по коренной перестройке направления поисков крупных месторождений нефти и газа в Таджикской депрессии, которые до сих пор были малоуспешными.

Институт геологии
Министерства геологии СССР
г. Душанбе

Статья поступила
8 декабря 1965 г.

S. A. ZAKHAROV

SOME CONTROVERSIAL PROBLEMS OF THE TECTOGENESIS REGARDING THE TADJIK DEPRESSION AS A PATTERN

The Tadjik depression separates the folded zones of the Tien Shan from those of the Tethys. Jurassic, Cretaceous, and Cenozoic sediments unconformably overlie the Paleozoic basement within the Tadjik depression. Rocks of the upper structural stage are linearly folded, with trends parallel to the arcs of the Pamirs and Darvaz. Lateral movements played an important part in the formation of the folded structures within the depression. The stress is confined to definite horizons. The boundaries of the depression are major side shifts. The Tadjik depression, together with the neighbouring regions are structures developed during the «tergal» transition from the geosynclinal to the platform phase.

Geological Institute
Dushanbe

УДК 551.24+552.42

Т. Г. ПАВЛОВА

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ

Гранито-гнейсовые купола наряду с мигматитовыми куполами и «дикими складками» известны как структуры, типичные для глубинных зон земной коры (Wegmann, 1953; Kranck, 1957; Павловский, 1962; Белоусов, 1962; Haller, 1956). Е. В. Павловский (1962) подчеркнул особое значение этих типов структур в начальной стадии развития сиалической земной коры, выделяя ее под названием нуклеарной стадии. В ряде районов известны также куполовидные и валообразные структуры более позднего заложения с гранито-гнейсами в ядрах (Беляйкина и Долгинов, 1965; Сеница, 1965).

Вопросам происхождения гранито-гнейсовых куполов посвящено большое количество исследований и среди них, ставшая в известной мере классической, работа П. Эскола (Eskola, 1949). В этой работе П. Эскола описал структуры облекаемых гнейсовых куполов и высказал предположение о возникающем в результате повторной орогении куполообразовании, одновременном с мигматизацией и гранитизацией. Плутоны, внедрившиеся как синкинематические в результате свекофенийской орогении, в последующем карельском цикле местами активизировались, создавая интрузивные контакты с осадочным чехлом и посылая пегматитовые жилы в породы чехла.

Представление об образовании куполов и валов в результате явлений мобилизации поддерживает В. В. Белоусов (1962, 1966), указывавший, что под действием горячих «сквозьмагматических» растворов ранее образовавшиеся на больших площадях граниты, «размягчаясь» и насыщаясь газами, мобилизуются и всплывают в форме куполов. Они воздействуют на покрывающие их породы как термически, так и механически. В свою очередь их гнейсовые текстуры образуются в результате течения, и вновь возникающие кристаллы, шлиры и ксенолиты ориентируются параллельно стенкам поднимающегося купола. В этом процессе увеличивается объем и уменьшается плотность пород ядра купола. В результате частичного или полного плавления уменьшается вязкость, и порода течет даже под влиянием небольших напряжений. Насыщенный летучими гранитный материал ведет себя подобно диапирам соли, поднимаясь «струями» благодаря выжиманию под давлением покрывающих более плотных пород.

Происхождение куполов рассмотрено в ряде региональных работ. Большая роль процессов диапиризма и сопровождающих их явлений пластичности и гравитационного течения вещества в окружающих породах установлены О. В. Грабким (1965) в формировании Нижне-Тимптонского купола Алдана. Обобщив геологические и геофизические материалы по Украинской железорудной провинции, Г. И. Каляев (1965) указал на широкое развитие куполов и валов в этом регионе. Их образование он связал с многоэтапной ремобилизацией гранитоидов, слагающих ядра куполов и валов, с местным перемещением пород вследствие частичного плавления и пластичного состояния.

Происхождение куполов и валов Приенисейского антиклинория, по мнению М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинова (1965), вызвано процессами гранитизации и метаморфизма. Они высказали предположение о том, что окончательное оформление этих структур связано с привнесом растворами большого количества щелочных элементов и главным образом калия. При этом происходило существенное увеличение объема и вспучивание толщ пород, сопровождавшееся их разуплотнением. Авторы полагают, что размещение куполов и валов в пределах Приенисейского антиклинория контролировали участки пересечения продольных северо-западных и поперечных структур. Однако образованию куполов и валов, как отмечают М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (1965), предшествовало длительное развитие Приенисейского антиклинория как области устойчивого поднятия, наиболее резко выраженного в той части, где впоследствии проявились процессы гранитизации.

Генезис структур, близких к куполам и валам, может быть рассмотрен на примере Майтубинского антиклинория Южного Улутау. Здесь были получены данные (Павлова, 1964), позволившие судить о ранней истории развития тех простых складчатых форм, к ядрам которых приурочены граниты и гранито-гнейсы. Антиклинорий сложен боровской серией рифея (Штрейс, 1960), включающей нижнюю свиту порфиридов и верхнюю — терригенных кварцитовых и сланцевых пород. В крыльях антиклинория залегают более молодые серии, выполняющие смежные Карсакпайский и Байконурский синклинии.

Майтубинский антиклинорий осложнен рядом удлиненно-овальных антиклиналей и синклиналей, в которых соотношения коротких и длинных осей варьируют от 3 : 5 до 1 : 5. Наиболее крупные достигают 35 км по простиранию, более мелкие — около 10 км. Ряд более крупных антиклиналей, подобных по форме валам Приенисейского антиклинория, располагается кулисообразно в осевой части Майтубинского антиклинория. В их ядрах залегают граниты, в крыльях — гранито-гнейсы. Антиклинали просты по форме и не осложнены мелкими складками. В синклиналях такие складки многочисленны. Их размеры варьируют от сантиметров до десятков метров. Они часто изоклиналичны, асимметричны. В крутых крыльях они более сложны, чем в пологих и тем прихотливей, чем более тонкосланцеваты породы.

Для выяснения генезиса антиклиналей Майтубинского антиклинория был проведен анализ мощностей и фаций разрезов докембрия, выяснены перерывы в осадконакоплении и изучена морфология структур. В самой древней свите боровской серии помимо некоторых различий в разрезах порфиридов фациальные изменения очень заметны в горизонте кварцитов. В той части антиклинория, которая в современной структуре является осевой, распространены грубозернистые серые и белые кварциты, на отдельных участках сменяющиеся мелкогалечными конгломератами. В восточной части антиклинория этот горизонт сложен тонкозернистыми белыми кварцево-полевошпатовыми микрокварцитами. Еще более существенны фациальные различия в разрезах последующей терригенной свиты, состоящей из частого чередования кварцитов и сланцев с подчиненным развитием карбонатсодержащих пород. В антиклиналях характерно переслаивание светлых кварцитов с кварцево-тремолитовыми породами, в синклиналях развиты кварцево-тремолитовые породы с кварцитовыми и биотитовыми сланцами, а на склоне к Карсакпайскому геосинклинальному прогибу развит сланцевый разрез. При этом заметно увеличиваются мощности сопоставимых частей разреза от 750 м в антиклиналях до 1100 м в синклиналях и до 1500 м на склоне к прогибу.

Такие существенные фациальные изменения и вариации мощностей позволили предположить, что во время отложения пород терригенной свиты в пределах Майтубинской геосинклинальной области уже существовали отдельные прогибы и поднятия, формировавшиеся как конседи-

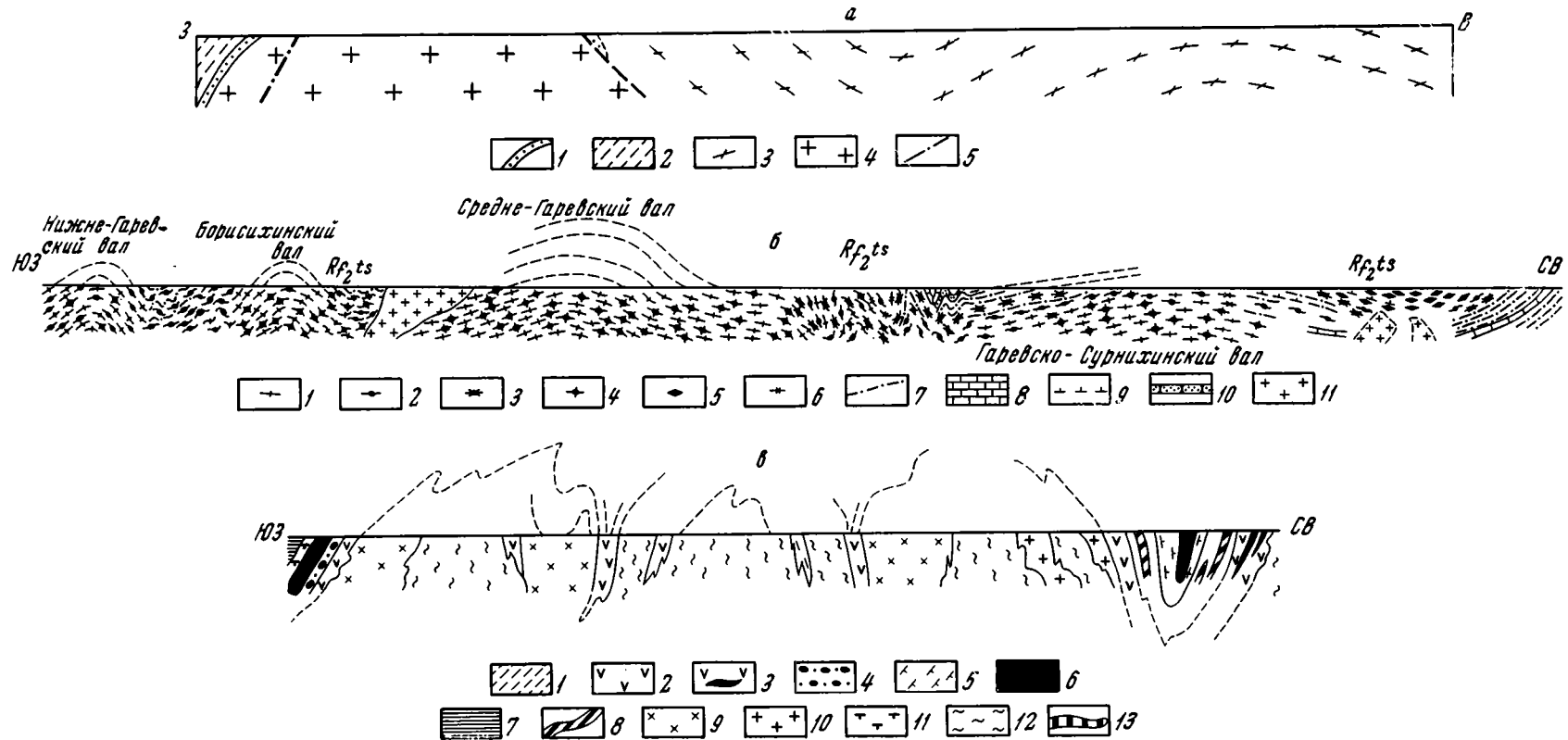
ментационные структуры. Разрезы с широким развитием светлых кварцитовых пород отлагались на относительных поднятиях, в то время как сланцы выполняли прогибы. Судя по распространению разных типов разрезов, наиболее приподнятой была область кулисообразно расположенных антиклиналей, слагающих осевую часть антиклинория. К ней впоследствии и было приурочено широкое распространение проявлений гранитизации. Граниты залегают в осевой части Майтубинского антиклинория в ядрах антиклиналей. К периферии они сменяются гранито-гнейсами и гнейсами. В восточной части антиклинория в ядрах антиклиналей залегают гранито-гнейсы или гнейсы. Постепенные переходы между этими породами и отсутствие секущих контактов между ними позволяют говорить о едином процессе их образования. Согласно их залегание в складчатых формах свидетельствует об одновременном образовании магматических проявлений и складкообразования.

Длительное развитие структуры, предшествовавшее гранитизации и сопутствовавшее ей, сопровождалось рядом перерывов в осадконакоплении, но ни один из них не привел к резкой перестройке структуры и не был универсальным. Более подробно обоснование длительности процесса складкообразования было сделано ранее (Павлова, 1964).

В истории развития Майтубинского антиклинория процесс формирования «гранито-гнейсовых куполов» был прежде всего выражен в конседиментационном формировании складчатых структур. Эти формы были унаследованы при последующей гранитизации. Однако сохранилась простая морфология антиклиналей и пологие падения в крыльях, слабо проявились признаки пластичности вещества. Очевидно, в ряде других областей развития гранито-гнейсовых куполов процесс их формирования был более сложным. В Приенисейском антиклинории обильный привнос щелочных элементов и увеличение объема привели к образованию крутых падений в крыльях куполов и валов, к осложнению их обильными сложными складками. Однако кажется правомочным предположение о заложении этих куполов и валов, подобно структурам Майтубинского антиклинория, как конседиментационных форм, осложняющих крупное поднятие.

Изложенные О. В. Грабкиным (1965) данные о строении Нижне-Тимптонского купола, расположение и морфология складок свидетельствуют о большой роли пластичности и диапирических явлений. Однако крупные размеры купола, его общая форма и залегание более лейкократовой свиты в ядре структуры не исключают предположения об изначальном куполовидном поднятии в строении древней структуры с последующим наложением тех явлений, которые описаны О. В. Грабкиным.

В ряде областей процесс развития гранито-гнейсовых куполов происходил не только во время конседиментационного роста структур и последующей гранитизации, но зачастую продолжался и после становления гранитов. О дальнейшем росте куполов как поднятий даже после формирования гранитов свидетельствуют материалы о строении Северной Родезии (Медный пояс Сев. Родезии, 1963). Серия куполов древних гранитов приурочена к блоку основания, частично перекрытому складчатым комплексом Катанга. Время образования самих гранитов определено их активным взаимодействием с нижней системой основания, подстилающего систему Катанга. Уже в верхней системе основания проявлений гранитного магматизма не отмечено. Породы нижней части системы Катанга «...как бы драпируют гранитные купола, огибая выступы гранитов и образуя иногда неожиданно крутые, почти изоклинные складки, не согласующиеся с обычным спокойным характером складчатости» (стр. 83). Смятие отложений нижней части системы Катанга отмечено как доказательство подъема сформированных гранитных ядер этих куполов. В предшествовавшем процессе осадконакопления пород нижней части системы Катанга гранитные купола совместно с окружающими их



а — Строение центральной части Майтубинского антиклинория.

1 — горизонт кварцитов; 2 — порфириды нижней свиты; 3 — гранито-гнейсы; 4 — граниты; 5 — разрывные нарушения,

б — Структурно-геологический профиль по р. Гаревке и верхнему течению р. Чапы через структуру Приенсейского антиклинория (Белякина и Долгинов, 1965)

1 — гранито-гнейсы; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — амфиболовые гнейсы; 4 — биотитово-амфиболовые гнейсы; 5 — силлиманитовые гнейсы; 6 — биотитовые сланцы; 7 — кварцево-хлоритово-серпичитовые сланцы; 8 — мраморизованные известняки; 9 — зеленокаменные основные эффузивы; 10 — кварциты; 11 — интрузивные граниты,

в — Геологическое строение Демуриного купола (Калев, 1965)

1 — гнейсы днепровской группы; метабазитовая серия; 2 — амфиболиты, апосилиты, амфиболовые и другие сланцы; 3 — железистые породы внутри метабазитовой серии; криворожская серия; 4 — нижняя кварцито-песчанниковая свита; 5 — вулканогенно-сланцевая свита; 6 — железорудная свита Криворожско-Кременчугской зоны и Тепловского участка; верхняя свита; 7 — углито-графитовые и терригенные породы; 8 — ультрабазиты; 9 — граниты порфиридные (кировоградские); 10 — плагииграниты равномернозернистые; 11 — микроклиновые граниты; 12 — мигматиты; 13 — ультрабазиты девладовские

гнейсами основания участвовали в строении тектонического рельефа. Они существенно влияли на распределение мощностей, изменения фациального состава терригенных толщ и направления косої слоистости в них.

Существенные различия в разрезах карелид и разный состав базальных горизонтов чехла, отмечаемые П. Эскола (Eskola, 1949), Л. Я. Харитоновым (1963) и многими другими исследователями Финляндии и Карелии, по-видимому, также свидетельствуют о последующих движениях в процессе отложения пород, облекающих гранито-гнейсовые купола.

Рассматривая позднюю историю формирования куполов Карелии в виде глыб фундамента, обнажающихся среди карелид, Л. Я. Харитонов (1963) выделяет три стадии их дальнейшего развития: эрозионную стадию, стадию дробления и стадию активизации фундамента с проявлением гранитизации и возникновением пегматоидных гнезд и жил в окружающих ладожских сланцах. Эти стадии проявлены не повсеместно. Так, Ю. М. Шейнманн (1963), анализируя данные по абсолютному возрасту гранито-гнейсов из куполов Финляндии, пришел к выводу о том, что эти структуры следует рассматривать как брахиантиклинали докарельского возраста, не подвергшиеся мобилизации в карельское время.

Очевидно, процесс формирования куполов является геологически длительным. На ранней стадии он проявляется в виде конседиментационного роста относительных поднятий. Строение куполов с течением времени усложняется проявлением гранитизации в ядрах или осевых частях валлообразных структур, и на этой стадии в ряде случаев ярко проявляются процессы диапиризма. Они сопровождаются пластичным течением вещества и формированием крутопадающих складок в обрамлении купола. Последующие движения приводят к воздыманию уже консолидированных гранитов, частичной ремобилизации вещества и образованию складок в породах чехла, окружающего ранее сформированные купола. В целом в течение этого процесса в ряде случаев установлены перерывы, тектонические и магматические «фазы», но он является единым по своей направленности в образовании положительных тектонических форм и проявлении кислого магматизма, главным образом в виде гранитизации. В зависимости от интенсивности этого процесса, по-видимому, находятся формы проявления магматизма, выражающиеся в образовании гранитов, гранито-гнейсов или гнейсов (Павлова, 1966). Тесно связаны с процессами ультраметаморфизма и метаморфизма явления пластического течения вещества, ведущие к возникновению сложных складок по периферии куполов. Очевидно, может быть выделен ряд структур, в котором постепенно нарастают эти осложнения, приводящие к образованию структур, строение которых позволяет говорить о диапирических явлениях (рис. 1, а, б, в).

В вопросе об эндогенных причинах, ведущих к образованию гранито-гнейсовых куполов, могут быть сделаны лишь более или менее вероятные предположения. Заслуживают внимания данные М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинова (1965) об уменьшении плотности пород от 2,8 в синклиналиях до 2,5 г/см³ в гранито-гнейсовых куполах и их выводы об уменьшении плотности пород в ядрах куполов при гранитизации. Э. Н. Лишневским (1965) приведены данные о плотности гранитоидов на 0,05—0,10 г/см³, меньшей по сравнению с вмещающими их толщами. Очевидно, эти конкретные данные о плотностях свидетельствуют о тесной связи процесса разуплотнения с гранитообразованием и формированием куполов. Ссылаясь на гравиметрические и аэромагнитные данные, Л. Я. Харитонов (1963) отметил в пределах куполов дефекты немагнитных и слабомагнитных масс, указывающие на утолщение гранитного слоя в результате поступления гранитного вещества в связи с разогревом и дифференциацией подкорового вещества.

Данные об антиклинальной природе куполов и геофизические материалы, характеризующие уменьшение плотности пород в гранито-гнейсовых куполах, находятся в противоречии с представлениями о связи процессов гранитизации и сопутствующего им метаморфизма с погружениями области на большие глубины (Кранск, 1957; Штилле, 1964). Развитие кислого магматизма в виде гранитизации, анатексиса, палингенеза, а также в виде интрузивных форм проявления тесно связано с процессом длительно и унаследованно развивающихся областей поднятий.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
Белянкина М. Н. и Долгинов Е. А. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского края. Геотектоника, № 2, 1965.
Грабкин О. В. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1965.
Калыев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной формации. Изд-во «Наукова думка», 1965.
Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. Геотектоника, № 3, 1965.
Медный пояс Сев. Родезии. Под ред. Ф. Мендельсона, Изд-во иностр. лит., 1963.
Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улугау. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 101, Изд-во «Наука», 1964.
Павлова Т. Г. Гранито-гнейсовая формация Западной части Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 4, 1966.
Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, вып. 5, 1962.
Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, в. 93, 1963.
Синица С. М. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в ЮВ Забайкалье, Докл. АН СССР, т. 160, № 4, 1965.
Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и магматизм карелид. Сов. геология, № 4, 1963.
Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.
Шейнманн Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? Сов. геология, № 1, 1963.
Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. Докл. сов. геологов на XXI сесс. Междунар. геол. конгр., Изд-во АН СССР, 1960.
Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc. Lond., v. 104, 1949.
Haller J. Probleme der Tiefentektonik Bauformen im Migmatit Stockwerk der Ostgronlandischer Kaledoniden. Geol. Rund. Bd. 45, H. 2, 1956.
Kranck E. H. On folding — movements in the zone of the basement. Geol. Rund. Bd. 64, H. 2, 1957.
Wegmann E. Uber gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedenen Stockwerke. Geol. Rund., Bd. 41, 1953.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
15 июня 1965 г.

Т. Г. ПАВЛОВА

ON THE ORIGIN OF GRANITIC GNEISS DOMES

Granitic gneiss domes are regarded by many authors as the result of plutonic diapirism related to mobilization or granitization with a considerable introduction of alkaline elements. Taking as an example the dome-like structures of the Maityubinsk anticlinorium, Central Kazakhstan, these processes were proved to be preceded by the appearance of consedimentary structures which cores were granitized afterwards. In some other areas, however, the enlargement of the domes was found to occur also after magmatic stage of their formation. Thereafter they affected the distribution of thicknesses and facies of sediments, even causing their folding. The dome formation is, therefore, a geologically prolonged process closely related to inherited uplifts.

Geological Institute
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.243(470.22)

В. В. Эз

О РОЛИ ИЗОКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В СТРУКТУРЕ БЕЛОМОРИД

До сравнительно недавнего времени часто было принято изображать внутреннюю структуру метаморфических толщ в виде тесно сжатых, почти изоклиальных складок различных порядков. При этом подразумевалось, что такое изображение показывает не действительно выявленные складки, а лишь общий стиль складчатости.

В последнее десятилетие, начиная со статьи Н. М. Синицына (1956), стали появляться работы, в которых оспаривается широкое развитие тесно сжатых складок в древних метаморфических толщах. Приводятся примеры районов развития метаморфических толщ, где последние образуют очень простые крупные складки, зачастую значительно уступающие по своей интенсивности складчатой структуре осадочных и вулканогенных толщ более молодых геосинклиналей. Правда, нередко отмечается, что простые крупные складчатые формы местами сопровождаются довольно сложными мелкими складками, но при этом указывается, что последние не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на характер крупных складок. К числу районов, в которых, несмотря на широкое развитие интенсивной мелкой складчатости, крупные складки считаются сравнительно простыми, относится и площадь распространения мигматизированных гнейсов беломорского комплекса докембрия (Шуркин и др., 1962).

Противоречивость данных о структуре и стратиграфии беломорид

Беломорский комплекс дает огромное количество примеров сложнейших структурных форм небольших размеров. Общеизвестны зарисовки и фотографии самых разнообразных, иногда весьма причудливых складок, образованных беломорскими гнейсами, необычных разрывных нарушений, структур будинажа, птигматитовых складок и многих других структурных явлений. В то же время изображение структуры беломорского комплекса на геологических картах среднего масштаба оказывается неожиданно простым. На них можно видеть складки разнообразных простираний, часто короткие (вплоть до изометричных куполов и мульд), но всегда довольно крупные (шириной в несколько километров), не осложненные более мелкими структурными формами, которые создавали бы извилистый рисунок геологических границ, и почти не нарушенные разрывами со смещением.

Однако, несмотря на кажущуюся простоту складчатой структуры беломорид, до сих пор существуют значительные, нередко принципиальные расхождения во взглядах на структуру и стратиграфию отдельных районов Беломорья. Например, для района среднего течения р. Канда (имеющего в поперечнике около 20 км) существуют три совершенно различных представления о структуре. Согласно одному представлению, это падающая к северу моноклиналь, осложненная поперечными складками

(Горлов, 1964); согласно другому — опрокиннутая к югу синклиналь (Шуркин и др., 1962), согласно третьему (Мишарев и др., 1960) — это две синклинали, разделенные антиклиналью, которая проходит примерно там, где, по второму варианту, располагается осевая часть синклинали.

Беломорский комплекс принято разделять на ряд свит, причем считается, что эти свиты можно проследить в пределах всей площади распространения комплекса. Естественно, что при разных представлениях о структуре количество выделяемых свит, их последовательность и пространственное положение выходов у разных авторов оказываются различными. Но обращает на себя внимание то, что даже в одной работе характеристика отдельной свиты нередко чрезвычайно изменчива от разреза к разрезу, иногда на столь небольшом расстоянии, что совершенно исключается возможность объяснения этого явления фаціальными изменениями.

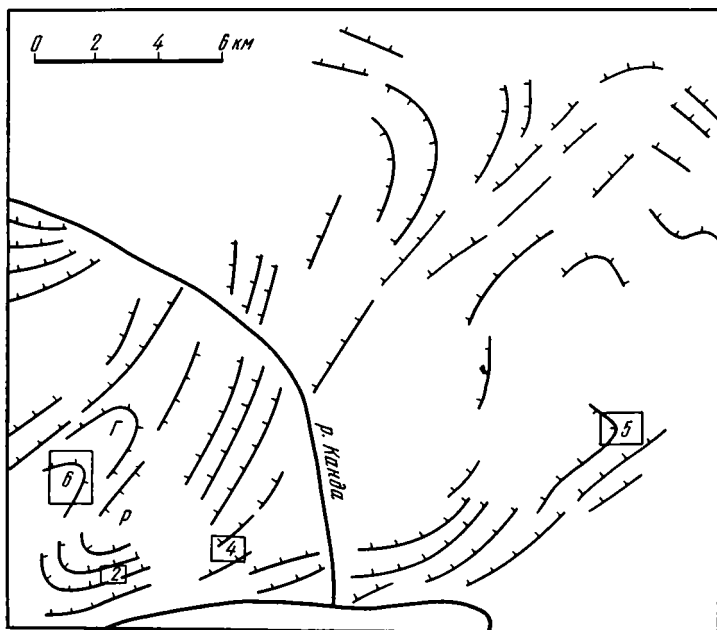


Рис. 1. Преобладающие залегания толщи гнейсов и мигматитов в районе среднего течения р. Канда (по замерам в отдельных обнажениях)
 Г — Горелогорская антиклиналь; Р — Рыбногорская синклиналь; 2, 4, 5, и 6 — участки, изображенные на рис. 2, 4, 5 и 6

В связи с начатыми Институтом физики Земли Академии наук СССР исследованиями строения древнейших этажей земной коры коллектив геологов (в который, кроме автора, входили Д. Е. Гафт, В. И. Дмитриев, Б. И. Кузнецов и Л. Н. Куклей) в течение нескольких полевых сезонов занимался детальным изучением структуры беломорского комплекса в Северной Карелии и юго-западной части Кольского полуострова¹.

Наблюдения, проведенные в отдельных районах с детальностью, соответствующей геологической съемке крупного масштаба привели к представлению о наличии здесь структурных форм, на первый взгляд совер-

¹ В связи с этим автор не может не упомянуть с большой благодарностью о той помощи, которую оказали советами, рекомендациями, практическим показом методов работы и совместными экскурсиями в районах полевых работ сотрудники Лаборатории геологии докембрия АН СССР В. А. Глебовицкий, Н. В. Горлов, В. Л. Дук и К. А. Шуркин.

шенно не увязывающихся с основными принципами структурной геологии.

В качестве примера рассмотрим район среднего течения реки Канда. На рис. 1 дана схема преобладающих залеганий толщи гнейсов и магматитов этого района¹. В юго-западной части на схеме хорошо обрисовываются антиклинальная и синклинали (Горелогорская антиклиналь и Рыбногорская синклинали), приблизительно в таком же виде, в каком они изображены на карте В. Л. Дука (Шуркин и др., 1962). Но в ряде мест мы видим совершенно непонятное расхождение простираций, когда толщи, которые кажутся залегающими моноклинально вдоль по простирацию как бы расщепляются, и верхние пачки уходят в одном направлении, а нижние — в другом, иногда совершенно противоположном. Такое расхождение простираций наблюдалось и в других районах (окрестности Нигрозера и район Рекалатва-Касси).

Для выяснения причины этого явления нами было проведено детальное изучение отдельных участков (соответствующее геологической съемке масштабов 1:2000—1:10 000), различных по своему структурному положению, но достаточно хорошо обнаженных и с выходами различных по составу пород.

Изоклиальная складчатость — основной тип структуры северо-западного Беломорья

Один из наиболее интересных участков расположен близ юго-западного замыкания упомянутой выше Рыбногорской синклинали (рис. 2). Здесь хорошо прослеживаются слои различных по составу гнейсов и пластовые тела амфиболитов. Полосчатость и сланцеватость пород везде полого падают к северу; гряды, сложенные разными породами, отчетливо вытянуты в широтном направлении. Поэтому при маршрутном пересечении участка без прослеживания геологических границ по простирацию может создаться впечатление, что слои здесь залегают моноклинально, образуя крыло простой крупной складки (Рыбногорской синклинали). В то же время в обнажениях всюду видны многочисленные мелкие складки нескольких порядков, с амплитудой от 5—10 см до 2—3 м (рис. 3). Эти складки очень тесно сжаты до почти изоклиальных, так что их осевые поверхности имеют такое же пологое падение к северу, как и слоистость в крыльях. Шарниры складок погружаются в основном на северо-восток, т. е. под значительным углом к простирацию осевых поверхностей.

Прослеживание границ слоев и пачек разных пород, как это видно на рис. 2, дает картину, обычную для геологической карты участка со сложной складчатой структурой. Выявляются складки, имеющие амплитуду в десятки и сотни метров. При этом складки, вырисовывающиеся на геологической карте, весьма похожи на мелкие складки, наблюдаемые непосредственно в обнажениях: они такие же тесно сжатые, лежащие, их осевые поверхности имеют ту же ориентировку, что и у мелких складок².

Иногда прямо в обнажении удается видеть, что места поворота границ слоев в обратном направлении являются хорошо выраженными замками складок (как правило, осложненными более мелкими складками, резко дисгармоничными по отношению друг к другу в разных породах).

¹ Простирация слоев на этой схеме большей частью довольно близко совпадают с простирациями стратиграфических границ на геологических картах (особенно на тех, при составлении которых уделено больше внимания структурным элементам).

² Подобие мелких и крупных структурных форм отмечается многими исследователями структуры метаморфических толщ (например, McIntyre, 1950).

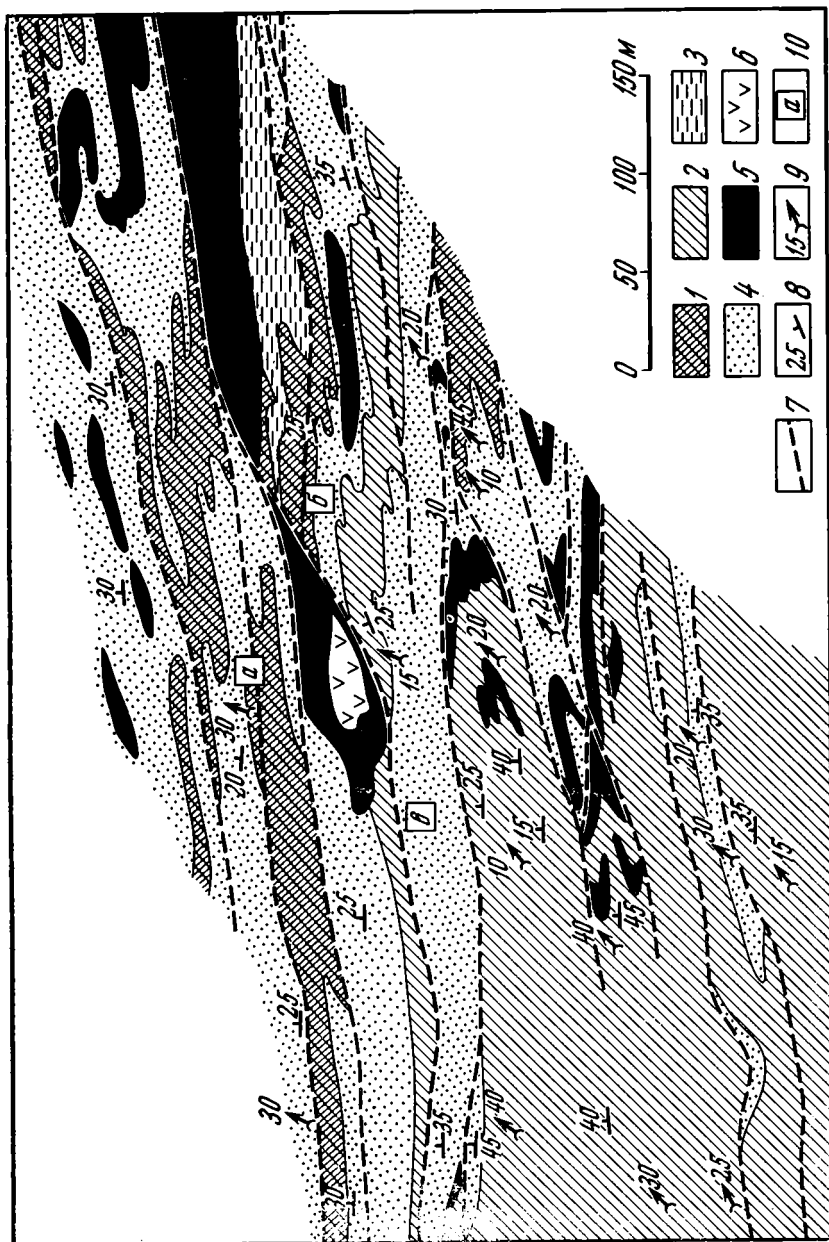


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка близ юго-западного замыкания Рыбногорской синклинали. 1 — серые биотитовые гнейсы с гранатом; 2 — светло-серые биотитовые гнейсы; 3 — белые и розовые гнейсы, бедные биотитом; 4 — «ржавые» биотитовые гнейсы, часто с гранатом и киданитом; 5 — амфиболиты; 6 — основные интрузивные породы; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости; 9 — направление и угол погружения шарниров складок; 10 — места расположения зарисовок (рис. 3)

Часто, однако, явного поворота слоев в таких местах наблюдать не удастся. Связано это с широким распространением складок со своеобразным строением замков (рис. 3, б и в). Слой в замковой части складки такого типа распадается на очень тонкие линзы, параллельные ее осевой поверхности. Если обнаженность участка вокруг замка недостаточна, можно вообще не заметить, что здесь происходит поворот слоев, и ориентировку линз принять за ориентировку слоистости. Сланцеватость пород ориентирована, как правило, параллельно осевым поверхностям тесно сжатых складок, т. е. она параллельна слоистости в крыльях и сечет лишь замки складок, что также маскирует складчатую структуру.

Очень существенной чертой структуры является также обилие разрывных нарушений. Разрывы лишь в сравнительно немногих случаях легко распознаются по срезанию ими слоев (обычно в замках складок).

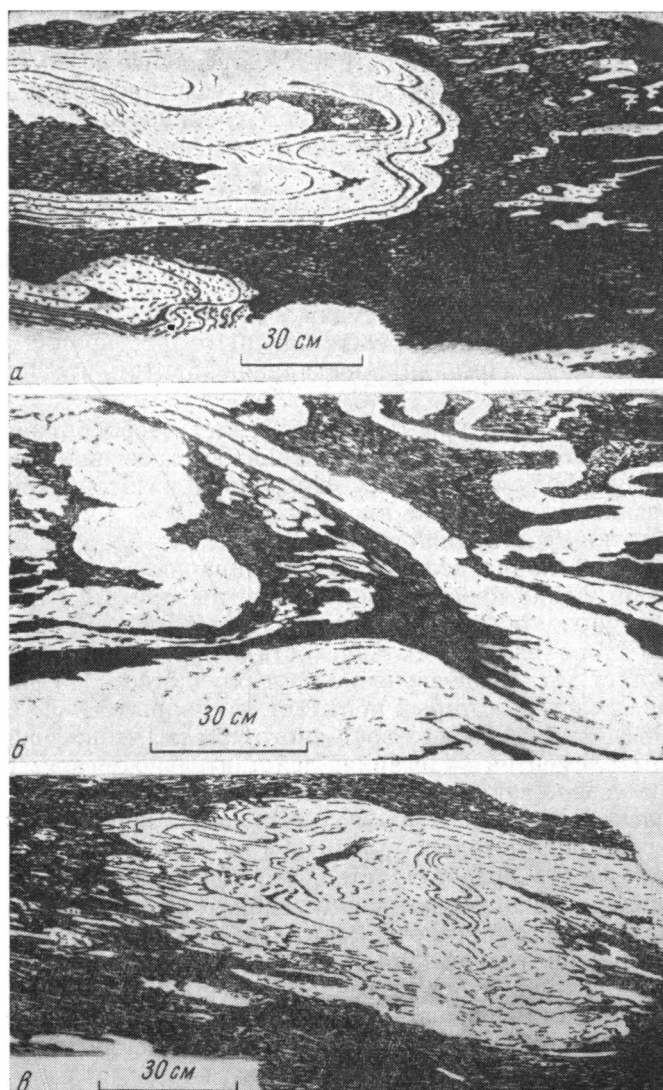


Рис. 3. Тесно сжатые лежачие складки в мигматизированных гнейсах на участке, изображенном на рис. 2 (рисунки по фотографиям)

Чаще они секут слои под таким острым углом, что выявляются только по аномальному характеру разреза. Существуют разрывные нарушения, по которым происходит сдвигивание некоторой части разреза — т. е. разрывы типа надвигов, и такие, по которым часть разреза выпадает — того типа, которые в литературе на английском языке называются «slide» (Fleuty, 1964) и которые тесно связаны с тектоническим разлинзованием

толщи. Таким образом, структуру рассматриваемого участка можно назвать сложной линзово-чешуйчато-складчатой, характеризующейся высокой степенью сжатости складок.

Изоклиальный характер складчатости, связанная с ним параллельность сланцевости и часто полосчатости пород осевым поверхностям складок и своеобразный характер замков могут привести к тому, что при недостаточной детальности наблюдений или при недостаточной обнаженности эта складчатость останется или вообще не замеченной, или ее значение не будет правильно оценено. Естественно, что в этом случае может создаться впечатление в основном спокойного моноклиального залегания, из которого и возникает представление о преобладании простых складчатых структур.

В этом случае простираение осевых поверхностей складок (совпадающее с простираением сланцеватости и простираением слоев в крыльях) легко принять за простираение толщи в целом. А это, в свою очередь, приведет к ложному представлению о быстрой изменчивости выделяемых свит по простираению, хотя из рисунка 2 видно, что смена одних пород другими вдоль направления «преобладающего простираения слоев» связана не с изменением разреза по простираению, а с тем, что породы смяты в тесно сжатые складки.

Такой характер структуры легко объясняет веерообразное расположение линий преобладающих простираений, которое видно в ряде мест на рис. 1. Если всюду в пределах показанной на этой схеме площади метаморфические толщи так же дислоцированы, как и на рассмотренном участке, то значки простираений соответствуют, очевидно, не простираению стратиграфических подразделений, а простираению осевых поверхностей складок. Разветвление простираений становится при этом вполне понятным, как связанное с обычной виргацией складок.

В том, что изоклиальная складчатость является широко распространенной, убеждает детальное изучение других участков. На рис. 4 изображено строение участка, который попадает, по данным В. Л. Дука (Шуркин и др., 1962), в пределы юго-восточного крыла Рыбногорской синклинали. Замеры элементов залегания, действительно, всюду показывают здесь пологое северо-западное падение. В то же время породы в пределах всего участка смяты в тесно сжатые складки, хорошо видимые в обнажениях и отчетливо вырисовывающиеся на схеме.

На первый взгляд представляется, что эти складки из-за своего большого размера не изменяют существенно общего характера залегания, и выходящие на юго-востоке участка двуслюдяные гнейсы залегают ниже выходящих на северо-западе кианит-гранат-биотитовых гнейсов, как это и должно быть в юго-восточном крыле синклинали (см. рис. 1). Однако наше представление о структуре совершенно изменится, если учесть характер ориентировки шарниров мелких складок, которые все полого погружаются к северо-востоку. Оказывается, что кианит-гранат-биотитовые гнейсы находятся в ядрах антиклиналей и по мере погружения складок уходят к северо-востоку под двуслюдяные гнейсы. Следовательно, они лежат ниже последних, а вовсе не выше, как это должно было бы быть в нормальном крыле синклинали. Такие соотношения можно объяснить только тем, что этот участок находится в опрокинутом на юго-восток крыле антиклинали, и кианит-гранатовые гнейсы лежат ближе к ее ядру, чем двуслюдяные. Ось антиклинали проходит, очевидно, где-то к северо-западу от рассматриваемого участка, а ее амплитуда в горизонтальном сечении, судя по протяженности крыла, измеряется километрами.

Поскольку в тех масштабах, в каких мы наблюдали складки разных порядков, крупные складки по степени сжатости и ориентировке были подобны осложняющим их более мелким, можно предполагать, что эта крупная антиклиналь тоже является тесно сжатой складкой северо-во-

сточного простираения. Недостаточная обнаженность не позволила закартировать ее другое крыло, но представление о существовании здесь узкой погружающейся к северо-востоку антиклинали вполне сходится с данными В. Л. Дука (Шуркин и др., 1962) о выклинивании к северо-востоку полосы выходов кианит-гранатовых гнейсов.

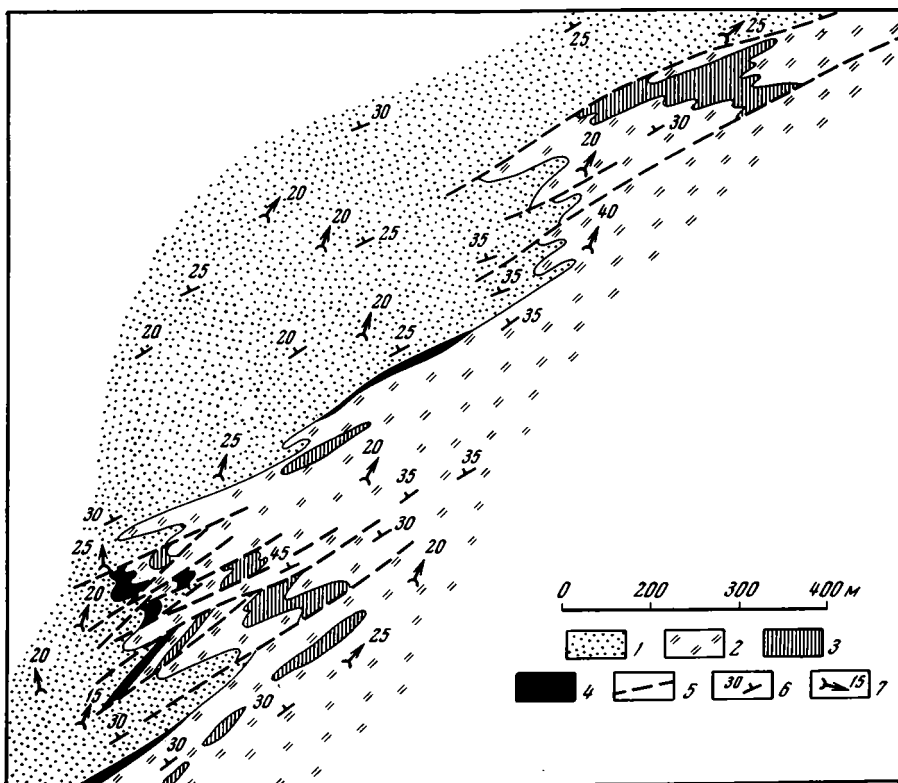


Рис. 4. Схематическая геологическая карта участка юго-восточного крыла Рыбногорской синклинали (по материалам В. И. Дмитриева и В. Н. Панькова)
 1 — кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 2 — двуслюдяные гнейсы; 3 — полевошпатовые амфиболиты; 4 — гранатовые амфиболиты; 5 — разрывные нарушения; 6 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости; 7 — направление и угол погружения шарниров складок

Очень интересно строение горы Седловатой, где мы также встречаемся с изоклинальными складками довольно больших размеров (рис. 5). В пределы участка попадает замковая часть очень большой (судя по более чем километровой ширине замка) лежащей складки с широтным простираением оси, хорошо обрисовывающейся подошвой кианит-гранат-биотитовых гнейсов. В ядре складка осложнена более мелкими лежащими изоклинальными складками с сильно изогнутыми осевыми поверхностями. Толщи, огибающие на востоке центральную часть складки, смяты резко дисгармонично по отношению к ней. При этом хорошо видно, как открытые, легко обнаруживаемые мелкие складки северо-восточной части участка к югу быстро становятся более тесно сжатыми, а в подвернутом крыле большой лежащей складки сжаты настолько, что становятся совершенно неразличимыми, образуя ложную «моноклиаль». Эта кажущаяся моноклиаль прослеживается далеко на юго-запад (см. рис. 1), где распознать ее складчатую природу очень непросто.

Изоклиальная складчатость, образованная сочетанием складок различных порядков, была обнаружена нами на всех участках развития бе-

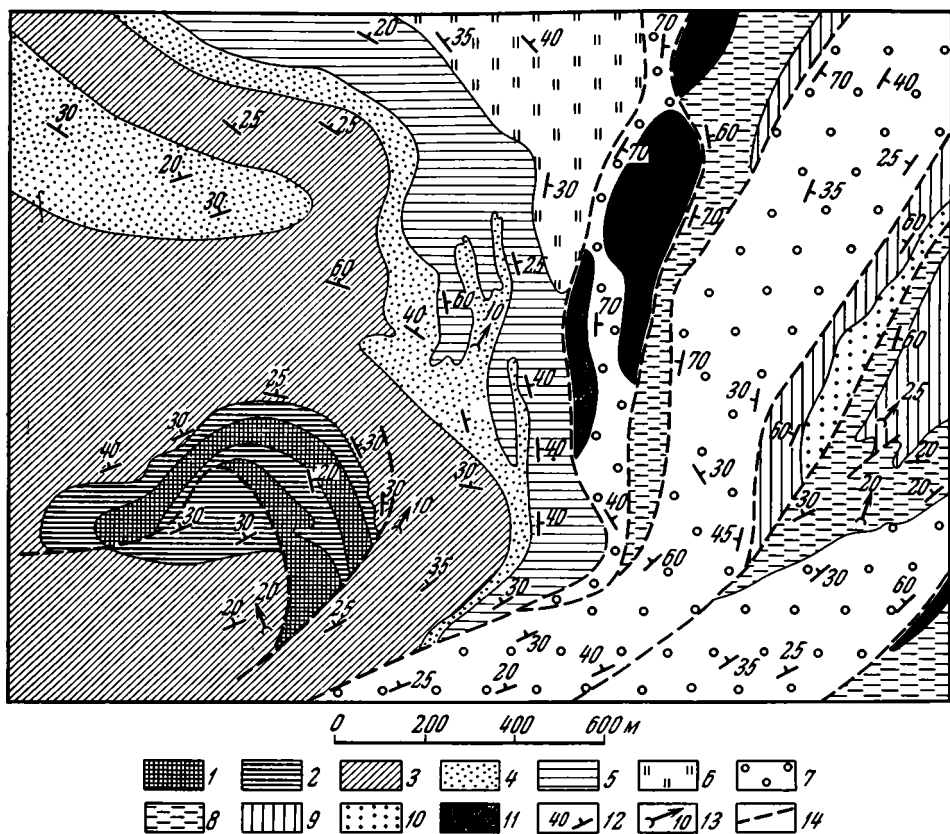


Рис. 5. Схема геологического строения горы Седловатой (по материалам Д. Е. Гафт)
 1 — среднезернистые «ржавые» биотитовые гнейсы; 2 — двуслюдяные гнейсы и пегматонидные породы; 3 — чередующиеся серые и «ржавые» биотитовые, а также двуслюдяные гнейсы и пегматонидные породы; 4 — кианит-гранат-биотитовые гнейсы и пегматонидные породы; 5 — чередующиеся биотитовые и двуслюдяные гнейсы; 6 — серые биотитовые гнейсы; 7 — амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 8 — чередующиеся биотитовые и двуслюдяные гнейсы; 9 — мелкозернистые «ржавые» биотитовые гнейсы; 10 — амфиболовые гнейсы; 11 — амфиболиты; 12 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости; 13 — направление и угол погружения шарниров складок; 14 — разрывные нарушения

ломорского комплекса, где были поставлены достаточно детальные работы: не только в бассейне р. Канда, но и в районе Рекалатва-Касси, в районе Нигрозера и оз. Верховского, на о. Великом. Поскольку выбор участков был в общем случайным, можно полагать, что эта структура достаточно типична для всего беломорского комплекса в целом, хотя характер проявления изоклиальной складчатости в разных по составу толщах и в разных структурных условиях оказывается несколько различным. В частности, там, где в разрезе много амфиболитов (Рекалатва-Касси), мелкая складчатость, аналогичная описанной выше, встречается сравнительно редко, и здесь хорошо выявляются мало осложненные ею крупные, тесно сжатые складки, четко обрисованные амфиболитовыми пачками.

Наложение складчатостей разного стиля

В связи с широким развитием изоклиальной складчатости возникает вопрос, существуют ли в действительности те крупные, довольно простые складки в породах беломорского комплекса, о которых пишут многие авторы? Прежде чем отвечать на него, рассмотрим строение еще одного участка, попадающего в пределы Горелогорской антиклинали. Эта крупная, прослеживающаяся на несколько километров, погружающаяся к

северу складка (рис. 1) настолько отчетливо обрисовывается и границами выходов разных пород, и элементами залегания полосчатости и сланцеватости, что более или менее сходно изображается на геологических картах разных авторов. В то же время детальное изучение антиклинали показывает, что строение ее гораздо сложнее, чем кажется на первый взгляд (рис. 6).

В пределах Горелогорской антиклинали, как и в других местах, широко развиты мелкие изоклинали складки. Осевые поверхности этих складок полого падают к северо-западу на северо-западном крыле антиклинали и круто — к юго-востоку на юго-восточном, будучи, таким образом, параллельны «общему залеганию слоев» в крыльях. В замковой части антиклинали их осевые поверхности полого падают на северо-восток. Шарниры этих складок всюду полого погружаются к северо-востоку.

Рисунок мелких складок, как это можно видеть во многих местах, такой, что их нельзя рассматривать как непосредственное осложнение Горелогорской антиклинали. Известно, что относительное расположение коротких и длинных крыльев мелких складок всегда строго закономерно по отношению к расположению элементов более крупной складки следующего порядка, которую они осложняют¹. Основываясь на этом, мы, судя по рисунку мелких складок в юго-восточной части схемы, можем ожидать, что они принадлежат юго-восточному крылу более крупной складки, замыкающейся не с севера, как Горелогорская антиклиналь, а, наоборот, с юга, т. е. не антиклинали, а, учитывая северо-восточное погружение складок, синклинали.

Аналогичным образом не увязывается с принадлежностью к Горелогорской антиклинали и расположение мелких складок в полосе кианит-гранат-биотитовых гнейсов в средней части южной половины схемы: судя по их рисунку, они, видимо, тоже должны принадлежать юго-восточному крылу не антиклинали, а синклинали. Все это приводит к заключению, что, помимо Горелогорской антиклинали, здесь существуют еще какие-то складки, большие по размеру, чем упомянутые мелкие складки. Детальное картирование позволило выявить некоторые из них.

В юго-западной части рис. 6 видно, что полоса кианит-гранат-биотитовых гнейсов западного крыла Горелогорской антиклинали прослеживается в пределах ее замка, но быстро сужается и исчезает к югу в восточном крыле складки. Детальное изучение места видимого выклинивания показывает, что амфибол-биотитовые гнейсы огибают с юга выходы кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Полосчатость тех и других гнейсов обрисовывает ряд мелких складок, повторяющих складки, образования показывает, что амфибол-биотитовые гнейсы огибают с юга выходы кианит-гранат-биотитовых гнейсов залегают здесь в ядре изоклиальной складки. Она имеет изогнутую осевую поверхность, причем изгиб последней вполне соответствует замку Горелогорской антиклинали.

В северо-восточной части схемы видно, как амфибол-биотитовые гнейсы, выходящие в замке Горелогорской антиклинали, резко сменяются к востоку, в направлении простириания сланцеватости, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, образующими одно поле выходов с такими же гнейсами, лежащими к северу и югу от амфибол-биотитовых гнейсов. Вдоль границы тех и других гнейсов залегают растащенный на отдельные вытянутые линзы пласт полосчатых гранатовых амфиболитов. Там, где одни гнейсы сменяют другие вдоль простириания сланце-

¹ Предполагается, что эта закономерность расположения связана с образованием так называемых «складок волочения». Легко видеть, однако, что она не имеет никакого отношения к предполагаемому механизму образования складок, а является неизбежным геометрическим следствием того, что осевые поверхности мелких складок либо располагаются параллельно осевой поверхности осложняемой ими крупной складки, либо расходятся веерообразно в сторону ее замыкания.

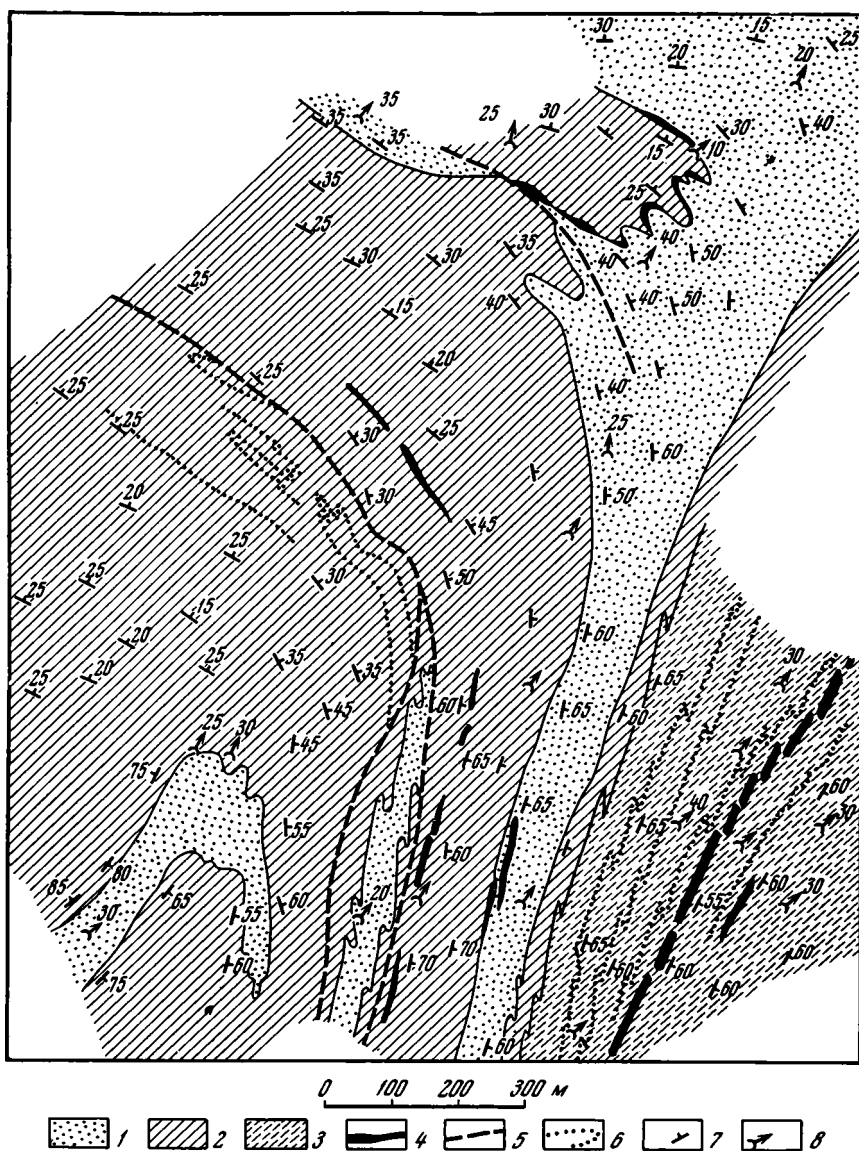


Рис. 6. Схематическая геологическая карта участка Горелогорской антиклинали (по материалам Д. Е. Гафт, В. И. Дмитриева и В. Н. Панькова)

1 — кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 2 — амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы; 3 — чередующиеся биотитовые, кианит-гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы; 4 — полосчатые амфиболиты; 5 — разрывные нарушения; 6 — отдельные пласти; 7 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости; 8 — направление и угол погружения шарниров складок

ватости, амфиболиты образуют мелкие складки с округлыми замками. Осевые поверхности этих складок ориентированы в общем так же, как и сланцеватость в гнейсах. Приведенные факты позволяют прийти к выводу, что амфибол-биотитовые гнейсы (как и кианит-гранат-биотитовые гнейсы в южной части участка) залегают здесь в ядре тесно сжатой складки, осевая поверхность которой на этом участке ориентирована поперек простирания Горелогорской антиклинали.

Совершенно очевидно, таким образом, что структура, именуемая Горелогорской антиклиналью, образовалась в результате деформации не параллельно лежащих слоев, а толщи, ранее уже испытавшей сложную деформацию и образовавшей систему тесно сжатых, практически

изоклиальных складок. Она обрисовывается осевыми поверхностями этих складок и, соответственно, сланцеватостью пород. Границы слоев и пачек оконтуривают эту складку лишь постольку, поскольку они на значительном протяжении параллельны осевым поверхностям изоклиальных складок. Таким образом, мы встречаемся здесь с наложением друг на друга складок совершенно различного стиля и плана.

С образованием Горелогорской антиклинали связано возникновение мелких складок, резко отличающихся от ранее описанных и по степени сжатости, и по ориентировке. Это открытые складки с круто падающими осевыми поверхностями, простирающие которых совпадает с простиранием оси антиклинали, а шарниры погружаются в том же северо-восточном направлении. Наиболее обычны они в замковой части антиклинали (см. изгибы границы кианит-гранат-биотитовых гнейсов в юго-западной части рис. 6).

Поскольку изоклиальная складчатость, как мы уже говорили, широко, а может быть и повсеместно, распространена на площади развития беломорид, то, надо думать, и другие крупные простые складки беломорского комплекса, подобно Горелогорской антиклинали, скорее всего не отражают первичную складчатую деформацию, а являются результатом наложения на изоклиальную складчатость складчатых деформаций иного стиля. Так, по крайней мере, представляется в свете имеющихся данных строение бассейна р. Канда, и эти выводы, как нам кажется, приложимы и к другим районам беломорид.

Выявление существования двух планов и этапов складчатых деформаций делает понятным не получавшее ранее удовлетворительного объяснения с точки зрения механизма складкообразования сочетание крупных простых структур с интенсивнейшей мелкой складчатостью. Последняя оказывается связанной с самостоятельным, более ранним этапом деформаций, и ей соответствуют такие же тесно сжатые более крупные складки, которые обычно остаются незамеченными из-за плохой обнаженности и малой детальности наблюдений.

Недостаток данных не позволяет пока сказать, было ли образование изоклиальной складчатости отделено каким-либо промежутком времени от формирования наложенных на нее крупных открытых складок, или оба эти процесса следовали непосредственно один за другим. Сходная ориентировка шарниров складок обоих типов в тех немногих районах, которые были нами изучены, позволяет предположить, что они, возможно, относятся к одной эпохе складкообразования и изгибание осевых поверхностей изоклиальных складок является лишь конечной стадией складкообразовательного процесса. Более детальное изучение вопроса может, однако, существенно изменить это представление.

Из широкого развития изоклиальной складчатости вытекает необходимость пересмотреть принципы установления стратиграфии беломорского комплекса. Например, двигаясь с юга на север вдоль оси Горелогорской антиклинали, мы не пересекаем пачки слоев в их нормальной последовательности. Таким образом, та последовательность, которую мы сейчас видим в крупных складках, не может непосредственно служить основой для построения стратиграфической схемы. Чтобы выяснить истинные стратиграфические соотношения пачек, слагающих как Горелогорскую антиклиналь, так и другие аналогичные ей крупные открытые складки, требуется еще расшифровать ту изоклиальную складчатость, на которую они наложены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение структурных форм в пределах беломорского комплекса, проведенное на нескольких благоприятных для этой цели участках, позволило выявить широкое развитие чрезвычайно тесно сжатых, практически изоклиальных, обычно лежащих складок, сопро-

вождающихся обильными разрывными нарушениями, часто придающими структуре чешуйчато-линзовый характер. Сочетаются складки различных порядков, с амплитудой от сантиметров до километров, причем складки разного размера по форме очень похожи друг на друга, а их осевые поверхности и шарниры взаимно параллельны. Сланцеватость параллельна осевым поверхностям складок.

Осевые поверхности изоклиналильных складок в свою очередь изогнуты в крупные (шириной в несколько километров) открытые складки, которые легко обнаруживаются по разной ориентировке сланцеватости и слоистости в их крыльях и обычно принимаются за основные элементы складчатой структуры.

Широким развитием изоклиналильной складчатости в беломорском комплексе объясняются и «быстрая изменчивость разреза», и разветвление простираций, и противоречивые представления о стратиграфии. Все эти явления связаны с тем, что простираание осевых поверхностей тесно сжатых складок часто ошибочно отождествляется с простираанием слоев и толщ.

Установление большой сложности структуры беломорского комплекса открывает, как нам кажется, возможности лучшего понимания связи метаморфических и тектонических процессов. Именно широким распространением тесно сжатых складок можно легче объяснить ориентировку сланцеватости преимущественно параллельно напластованию, широкое развитие будинажа и разлинзования, пегматитовую складчатость, послыйную мигматизацию и, видимо, многие другие явления, происхождение которых мало понятно, если исходить из представления о простой структуре беломорид.

Представление о большом значении тесно сжатых складок в структуре метаморфических толщ не является новым. Аналогичные структурные формы описаны, например, Тернером и Вэйсом (Turner, Weiss, 1963), Кингом и Рэстом (King, Rast, 1956), которые обращают особое внимание на образование в этих условиях вторично-параллельных структур, маскирующих истинную складчатую структуру метаморфических толщ.

Широкое распространение изоклиналильной складчатости в метаморфических толщах разнообразного возраста описывается для самых различных районов земного шара (докембрий Северной Америки, Австралии, Гренландии, Швеции и Финляндии, каледониды Шотландии и Норвегии и др.). По-видимому, и в метаморфических толщах на территории Советского Союза она развита гораздо шире, чем это обычно предполагается. Автору, в частности, приходилось наблюдать ее в метаморфических породах Северного Приладожья, Приазовья, Центрального Кавказа и Юго-Западного Памира. Если изоклиналильной складчатости в этих районах не придается иногда должного значения, то это легко объясняется трудностью ее выявления, связанной прежде всего с особенностями геометрии тесно сжатых складок, требующей для их распознавания сочетания хорошей обнаженности с большой детальностью наблюдений.

Литература

- Горлов Н. В. Перекрестная складчатость в гнейсах беломорского комплекса и ее значение в тектоническом контроле архейских пегматитов. В кн. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Геология докембрия, Изд-во «Недра», 1964.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 31, 1960.
- Синицын Н. М. О тектонике докембрия. Вестн. Ленингр. ун-та, № 6. Сер. геол. и геогр., вып. 1, 1956.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Труды Лаб. геол. докембрия, вып. 14, 1962.

- Fleuty M. J. Tectonic slides. *Geological Magazine*, v. 101, No. 5, 1964.
King B. C., Rast N. Tectonic styles in the Dalradians and Moines of parts of the Central Highlands of Scotland. *Proc. Geol. Assoc.*, London, v. 66, p. 3, 1956.
McIntyre D. B. The tectonics of the area between Grantown and Tomintoul (Mid — Strathspey). *Quart. J. Geol. Soc.*, London, v. 107, p. 1, No. 425, 1950.
Turner F. J., Weiss L. E. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw — Hill Book Comp., N. Y., 1963.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Статья поступила
21 декабря 1965 г.

V. V. E Z

ON THE ROLE OF ISOCLINAL FOLDS IN THE STRUCTURE OF THE BELOMORIDES

The results of structural investigations of several regions of north-western Belomorides are discussed. Isoclinal, mostly recumbent folds were found to be most common in gneisses and migmatites of the Belomorides. Faults associated with folding are numerous, giving rise to a very complicated system of folds, overthrusts and lens-shaped structures. The schistosity is parallel to the axial planes of the isoclinal folds.

Folds of different sizes have the same shape, their axial planes as well as axes being parallel. The axial planes and schistosity of the isoclinal folds are bent into less compressed folds as a result of superimposed folding.

Institute of the Earth's Physics
Academy of Sciences of the USSR

УДК 551.24 (235.34)

В. А. КУДРЯВЦЕВ, Е. П. ГУРОВА, Е. П. ГУРОВ

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Геологическое строение Станового хребта характеризуется большой сложностью. До настоящего времени окончательно не решены вопросы о времени консолидации и причленения этой области к Сибирской платформе и ее последующем развитии в палеозойское и особенно в мезозойское время. Главной трудностью в изучении геологической истории Станового хребта является широкое развитие в его пределах суперкрустальных толщ нижнего докембрия при полном отсутствии стратифицированных отложений верхнего докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя, а также обилие различных гранитоидов, большинство которых синтеткtonично древним толщам. Кроме того, около 25% площади занимают крупные дискордантные массивы посторогенных гранитоидов, а также пояса малых интрузий.

Важную роль в геологическом строении района играют региональные глубинные разломы. Они разграничивают области, характеризующиеся либо разным временем консолидации докембрийского фундамента, либо существенными различиями в составе разновозрастных комплексов. Развитие зон глубинных разломов достоверно устанавливается, начиная со времени отложения станового комплекса. Наиболее крупным из них является Становой глубинный разлом, разделяющий архейскую Алданскую складчатую систему (Алданский шит) и нижнепротерозейскую Становую складчатую систему. Первоначально Ю. К. Дзевановский (1958) предполагал, что Становой глубинный разлом образует четкую границу, «структурный шов» между двумя указанными складчатыми системами. Дальнейшие исследования (Другова, Неелов, 1960; Казьмин, 1962) показали, что такая картина наблюдается лишь локально, например, в бассейне р. Сутама к востоку от рассматриваемой территории. В описываемом районе «шов» разветвляется на несколько субпараллельных и пересекающихся разломов, между которыми в тектонических клиньях заключены разновозрастные докембрийские породы, претерпевшие неоднократный метаморфизм и диафторез. Эта зона сочленения прослеживается в запад—северо-западном направлении на протяжении нескольких сот километров при ширине 50—60 км.

На юго-западе описываемой территории располагается зона Северо-Турурингрского глубинного разлома, состоящая из нескольких субпараллельных ветвей также северо-западного простирания.

Длительность развития рассматриваемых разломов фиксируется многократным внедрением разновозрастных магматических образований и заложением вдоль разломов прогибов и грабенов, выполненных последовательными докембрийскими и мезозойскими толщами.

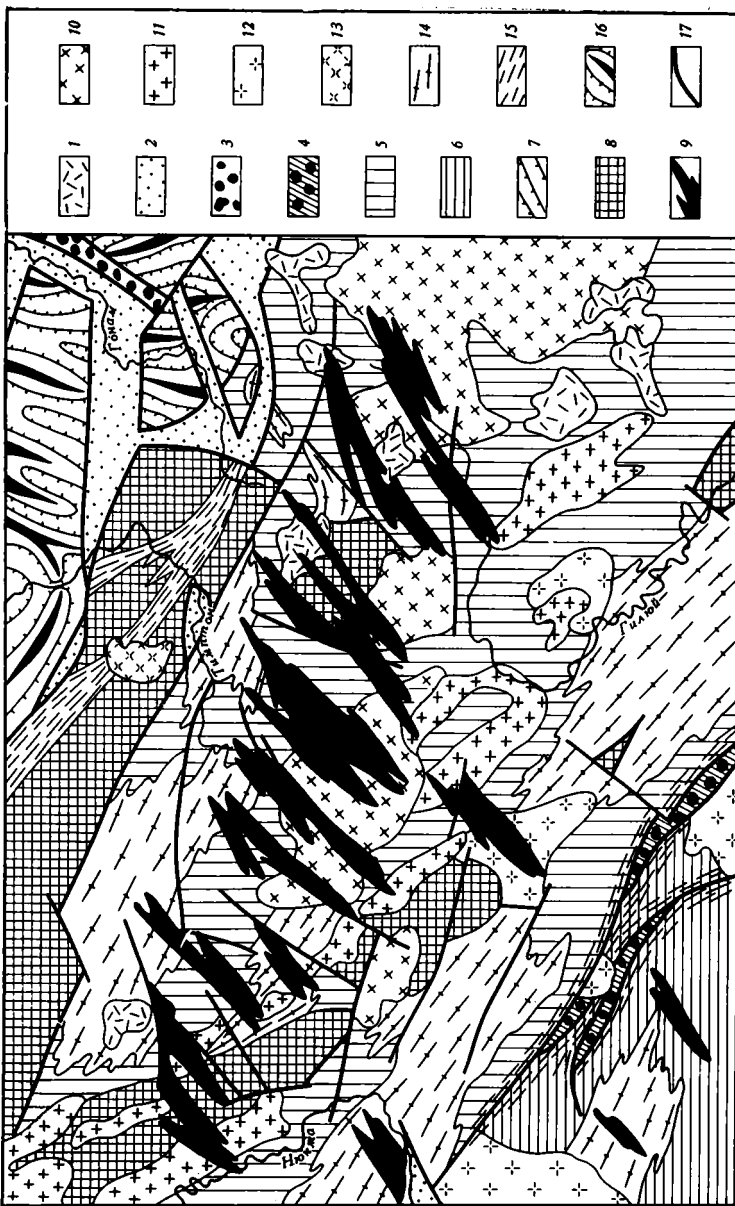
Рассмотрим суперкрустальные комплексы Станового хребта. Древнейшим из них является курультино-гонамский комплекс (Кудрявцев, 1965), слагающий серию глыб в зоне сочленения Алданской и Становой складчатых систем между верховьями р. Гонама и р. Олёкмой. Другая зона глыб курультино-гонамского комплекса прослеживается от

нижнего течения р. Гилюя в северо-западном направлении через Ньюже-Гилюйский водораздел до р. Олёкмы, где обе ветви комплекса соединяются (рисунок). Наконец, древняя глыба установлена в верховьях р. Могота.

Курультино-гонамский комплекс в нижней и средней частях разреза представлен меланократовыми кристаллическими сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма ортопород основного состава. В верхней части разреза залегают гиперстеновые, амфиболовые и биотито-гранатовые гнейсы с линзами кварцитов. Суммарная мощность комплекса не менее 15 тыс. м. Как отмечают многие авторы (Другова, 1964; Кудрявцев, 1965; Обручев, 1962), описываемые породы, по крайней мере в бассейне рек Алдана и Тимптона, метаморфизованы сильнее, чем архейские образования собственно Алданского щита. Особенностью комплекса является преобладание плагиогранитов среди кислых магматических пород и почти полное отсутствие «мясокрасных» аляскинтов, характерных для архея Алданского щита (Дзевановский, Судовиков, 1960). Разобщенность выходов не позволяет наметить общий структурный план описываемого комплекса. В междуречье Тимптона и Гонама наблюдались изометрические «камебообразные» складки и купола, с очень слабой ориентировкой в северо-западном направлении.

В зоне сочленения Алданской и Становой складчатых систем, непосредственно к востоку от района развития курультино-гонамского комплекса расположено несколько глыб, сложенных породами алданского комплекса. Принадлежность их к алданскому комплексу устанавливается по сходству стратиграфических разрезов с разрезами алданского архея смежных районов, широкому развитию «мясокрасных» гранитоидов, а также единому плану складчатости. Аналогично архею смежной части щита, алданский комплекс в глыбах слагает линейные складки субмеридионального простирания, которые ориентированы перпендикулярно к направлению структур курультино-гонамского комплекса. Нижняя часть разреза алданского комплекса в глыбах представлена кварцитами, биотито-гранатовыми, высокоглиноземистыми гнейсами и диопсидовыми породами иенгрской серии.

Восточнее, в Сутамском районе в основании разреза залегают биотито-гранатовые гнейсы и мраморы, выше — гиперстеновые гнейсы, чередующиеся с магнетито-кварцевыми сланцами, а еще выше — кристаллические сланцы с линзами мраморов и эклогитоподобных пород. Архей Сутамского района мы коррелируем с желтулинской серией алданского комплекса, исходя из схемы стратиграфии этой серии, разработанной Н. С. Шпак (1961), Ю. Б. Казьминим, И. З. Филиппович и Г. Б. Гиммельфарбом (1962). Следует отметить, что некоторые исследователи (Другова, Неелов, 1960; Кац, 1962; Кориковский, 1964; Судовиков и др., 1965) относят к алданскому комплексу все породы гранулитовой фации метаморфизма, развитые в пределах Становой складчатой системы и в зоне ее сочленения с Алданской складчатой системой. Независимо от того или иного решения вопроса о возрастном соотношении алданского и курультино-гонамского комплексов, вряд ли это правильно. Рассматриваемые образования существенно различны по вещественному составу, стратиграфическому разрезу, глубинности метаморфизма, химизму гранитоидов и характеру складчатых сооружений, т. е. по всем тем критериям, которые кладутся в основу выделения метаморфических комплексов. Сторонники отнесения всего архея Станового хребта к алданскому комплексу рассматривают изложенные выше различия как результат формирования пород в разных «структурно-фациальных зонах» (Другова, Неелов, 1960; Судовиков и др., 1965). Никаких переходов между двумя гипотетическими «структурно-фациальными зонами» архея не наблюдается. В верховьях рек Гонама и Сутама глыбы «типично алданских» и типично курультино-гонамских пород соприкасаются по разломам или



Схематическая структурно-геологическая карта западной части Станового хребта

1 — мезозойские (меловые) эффузивы, 2 — мезозойские (нижнемеловые и верхнеюрские отложения, 3 — синийские отложения Алданского щита, 4 — джелтулакский комплекс, 5 — становой комплекс, 6 — урканский комплекс, 7 — алданский комплекс (включая синтетонические гранитоиды), 8 — курультино-гонамский комплекс (включая синтетонические гранитоиды), 9 — порфироиды мезозойских малых интрузий, 10 — бакаранские гранитоиды, 11 — тыльдинские гранитоиды, 12 — гранитоиды рвушце, желтулакский комплекс, 13 — чulyманские гранитоиды, 14 — становой гранитоид; прочие обозначения: 15 — диафориты, 16 — структурные линии алданского комплекса (с указанием падения слоев), 17 — важнейшие разломы

разделены узкими мезозойскими грабенами. Наиболее обоснованным, по нашему мнению, является представление о доалданском возрасте курультино-гонамского комплекса.

Образования станového комплекса распространены между двумя участками выходов курультино-гонамского комплекса (р. Лапри, верховья рек Гилюя и Унахи), а также в западной части района в бассейне р. Ньюжи.

В бассейне р. Лапри в основании разреза станového комплекса залегает толща высокоглиноземистых пород: биотитовых, биотито-фибролитовых и биотито-гранатовых, иногда с дистеном. Они согласно перекрываются мощными пачками чередующихся биотитовых, амфиболовых гнейсов и амфиболо-плаггиоклазовых кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов и гранато-амфиболовых гнейсов. Общая мощность комплекса не менее 10 000 м.

Севернее, близ выходов курультино-гонамского комплекса, возрастает количество пачек биотито-гранатовых гнейсов, биотито-кварцитовых сланцев и куммингтонитовых кварцитов. Исходя из химизма пород, можно предполагать, что исходным материалом в первом случае служили глинисто-мергелистые отложения, а близ Алданского щита — песчаные и песчано-глинистые отложения. Вдоль южной цепочки глыб курультино-гонамского комплекса становые толщи представлены преимущественно биотитовыми гнейсами. Западнее, в районе р. Нюкжи, наблюдается чередование пачек биотитовых и амфиболовых гнейсов и сланцев.

Породы станового комплекса регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Местами они мигматизированы и инъецированы становыми гнейсовидными гранитами с образованием вторичных гранито-гнейсов. Крупные массивы этих гранитов расположены вдоль южного края северной полосы выходов курультино-гонамского комплекса (массивы Нагорного, верховьев рек Нижней и Средней Ларб), а также обрамляют с юго-запада южный участок выходов курультино-гонамского комплекса (гранитные массивы рек Лопчи, Малого Элькагана, Уркимы, Большого и Малого Желтулака). Таким образом, крупные массивы становых гранитоидов приурочены к южным окраинам выступов курультино-гонамского фундамента.

Своеобразен структурный план станового комплекса. В центральной и юго-восточной частях района его отложения выполняют крупную синклинальную структуру — Лаприйский синклинорий, окруженный выходами курультино-гонамского комплекса. Синклинорий осложнен брахисинклинальными и брахиантиклинальными складками, часто коробчатого типа, с размахом крыльев 15—20 км при длине 35—40 км. Углы падения слоев обычно составляют 30—50°, иногда до 70—80°, что во многих случаях связано с флексурными перегибами. В верховьях р. Могот, вблизи архейской глыбы, углы наклона пород станового комплекса выстилаются до 10—15°. К северу от Моготской глыбы в становом комплексе, по данным В. А. Глебовицкого (1964), наблюдаются сжатые линейные, изоклинальные, иногда опрокинутые складки. Очевидно, это объясняется тем, что породы станового комплекса формировались здесь в условиях узкого трога, заключенного между жесткими глыбами. На основании вышеизложенного можно заключить, что структуры станового комплекса в значительной мере определяются конфигурацией и положением блоков раздробленного курультино-гонамского фундамента, хотя контакты между толщами станового и курультино-гонамского комплекса тектонические. Имеющиеся в геологической литературе (Неелов и др., 1962) указания на то, что в районе перевала Холодникан породы станового комплекса с угловым несогласием перекрывают архейские образования, нашими наблюдениями не подтвердились.

Существуют различные представления о генезисе и возрасте пород станового комплекса. Ранее Д. С. Коржинский (1935) высказал предположение об образовании древнестановых гнейсов в результате повторного метаморфизма алданских пород под воздействием древнестановых гранитоидов. В последние годы эти идеи развиваются в работах С. П. Кориковского (1962, 1965). Не касаясь всех аспектов вопроса, отметим лишь, что особенности литологического состава, структурного плана и складчатых форм станового комплекса не могут быть объяснены процессами повторного метаморфизма. В районах развития курультино-гонамского комплекса, действительно, широко проявлены процессы повторного метаморфизма пород в условиях амфиболитовой фации. Приводимые С. П. Кориковским (1965) примеры постепенного перехода пород гранулитовой фации в «становые породы» в пределах одной структуры также относятся к выходам курультино-гонамского комплекса. Вместе с тем, в междуречье Тимптона и Гонама установлен факт перестройки

складчатой структуры курультино-гонамского комплекса и приспособления ее к плану складчатости станового комплекса (Дудрявцев, 1965), что, очевидно, свидетельствует о повышенной пластичности пород архейского фундамента в глубинных условиях в становое время.

Сейчас появились единичные данные абсолютного возраста пород, свидетельствующие о региональном метаморфизме станового комплекса около 2200 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965). Если эти данные будут подтверждены, то можно предположить, что именно становым диастрофизмом обусловлены цифры 2200—2400 млн. лет, которые ранее принимались за абсолютный возраст метаморфизма алданского комплекса (Судовиков и др., 1960). Не исключено также, что цифры абсолютного возраста 1900 ± 100 млн. лет, доминирующие пока в породах станового комплекса, следует связывать не со становым, а с более молодым — чульманским этапом геологической истории региона. Исходя из последнего варианта геохронологической шкалы, мы относим становой комплекс к нижнему протерозою.

Не совсем ясны соотношения станового и урканского (Судовиков, Неелов, 1961; Судовиков и др., 1965) комплексов. Урканский комплекс занимает юго-западную часть описываемого района и представлен главным образом различными амфиболо-пироксеносодержащими metabазитами, с подчиненными им биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Урканские толщи смяты в полные линейные складки субширотного и северо-западного простирания.

Геологи Лаборатории геологии докембрия считают становой и урканский комплексы возрастными аналогами на том основании, что породы обоих комплексов метаморфизованы в сопоставимых термодинамических условиях (амфиболитовая фация) и мигматизируются петрографически сходными гранитами. Если такая корреляция верна, то можно заключить, что антиклинальное поднятие южной ветви выходов курультино-гонамского комплекса разграничивало две тектонически различные фациальные области. Южная область представляла «протоэвгеосинклиальный» вулканогенный прогиб, отделенный от расположенной севернее «протомиогеосинклиальной» области станового комплекса региональным Северо-Турурингским разломом. Однако корреляция станового и урканского комплексов представляется недостаточно обоснованной. Не исключено, что урканский комплекс или какая-то его часть древнее станового комплекса. В пользу такого представления может говорить наличие в урканской зоне участков пород метаморфизованных в низких ступенях гранулитовой фации (Судовиков и др., 1965).

Чульманский и желтулакский комплексы, выделенные в последние годы (Другова, Неелов, 1960), сохранились в отдельных тектонических клиньях среди передробленных и диафторированных пород курультино-гонамского и станового комплексов.

Выходы чульманского комплекса наблюдаются на водоразделе рек Правого и Малого Чульмана непосредственно к северу от изученного района. Комплекс представлен мелкозернистыми кварцитами, кварцито-песчаниками, двуслюдяными гнейсами с прослойками мелкокристаллических известняков и эпидот-амфибол-плагноклазовыми сланцами. Эти породы прорваны жилами массивных биотитовых гранитов и мусковитовых пегматитов. Два имеющих определения абсолютного возраста мусковита из пегматитов калий-аргоновым методом составляют 1300 и 1890 ± 10 млн. лет (3).

По последним данным (Другова, Неелов, 1960; Судовиков и др., 1965), которые подтверждаются нашими наблюдениями, с дислокациями и метаморфизмом чульманского времени в зоне Станового разлома связано образование значительной части гнейсоидов, т. е. пород испытавших интенсивное дробление и перекристаллизацию в средне- и низкотемпературных условиях (Коржинский, 1935), сходных с условиями прогрес-

сивного метаморфизма пород чульманского комплекса. Гнейсоиды образовались по породам курультино-гонамского и алданского комплексов. Они протягиваются прерывистой полосой или серией полос субширотного простирания от пос. Усть-Нюкжи на западе до р. Алгомы на востоке. Послестановой возраст гнейсоидов доказывается тем, что диафторезу этого типа подвержены породы архея, претерпевшие ранее регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, который, как убедительно показал для описываемого района С. П. Кориковский (1962), является результатом становой орогении.

Толщи джелтулакского комплекса сохранились в нескольких тектонических клиньях в междуречье Нюкжи и Гилюя южнее пос. Тындинского в зоне Северо-Туруингрского разлома, где они разделяют области выходов станового и урканского комплексов.

В составе пород джелтулакского комплекса наблюдаются метапесчаники с прослойками сланцеватых конгломератов и гравелитов, чередующихся с биотитовым и двуслюдяными сланцами, графитовыми филлитами и железистыми кварцитами.

Породы джелтулакского комплекса интенсивно дислоцированы, смяты в сжатые линейные складки, часто с остроконечными или сорванными замками, разбиты множеством нарушений, особенно в краевых частях тектонических клиньев. Вмещающие породы станового и урканского комплексов на расстоянии до 6—7 км по обе стороны от разломов интенсивно катаклазированы и перекристаллизованы с образованием типичных диафторитов, которые в районе пос. Джелтулак были описаны еще Д. С. Коржинским (1935).

Породы джелтулакского комплекса прорваны среднезернистыми биотитовыми порфиридовидными гранитами, образующими несколько крупных массивов в южной части района. Как любезно сообщил авторам В. А. Махинин, абсолютный возраст биотита из гранитной жилы, участвующей в складчатости вместе с вмещающими сланцами джелтулакского комплекса, составляет 1600 млн. лет (определение выполнено калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного возраста ДВГУ). Геологи Лаборатории геологии докембрия (Глебовицкий и др., 1965) приводят также ряд цифр абсолютного возраста пород джелтулакского комплекса, древнейшие из которых составляют 1760 и 1810 млн. лет. Исходя из этих данных, а также сходной тектонической позиции, можно согласиться с мнением указанных исследователей (Неелов и др., 1962) о том, что чульманский и джелтулакский комплексы являются возрастными аналогами.

Анализ вещественного состава пород не дает оснований определенно судить о первоначальных границах распространения чульманского и джелтулакского комплексов. Очевидно, они были значительно шире современных. В то же время приуроченность рассматриваемых комплексов в ассоциации с гнейсоидами к зонам Станового и Северо-Туруингрского глубинных разломов позволяет заключить, что они выполняли приразломные прогибы (Неелов и др., 1962), вероятно, сравнимые с «трогами» Канадского щита (Марков, 1962). Напомним, что аналогичные структуры в пределах Алданского щита образует ярогинский комплекс.

Не совсем ясны возрастные соотношения чульманского и джелтулакского комплексов с уянской серией Учуро-Майского района и удоканским комплексом Северо-Восточного Забайкалья, которые занимают обширные площади, слагая чехол протоплатформы (Обручев, 1962). Исходя из различий в тектоническом положении рассматриваемых комплексов, некоторые исследователи считают, что нижние горизонты чехла отложились после образования ярогинского, чульманского комплексов и их аналогов (Павловский, Марков, 1963). Однако в последнее время появились данные, свидетельствующие о том, что абсолютный возраст пород удоканского комплекса — 1800—1900 млн. лет (Кориковский, 1962). Как сообще-

ла авторам Н. С. Шпак, для пород уянской серии также имеются определения абсолютного возраста пород около 1800 млн. лет (калий-аргоновый метод). Таким образом, не исключено, что удоканский комплекс и уянская серия являются возрастными аналогами чульманского, ярогинского и желтулакского комплексов. Если такое предположение подтвердится, то, учитывая современные различия в интенсивности метаморфизма, складчатости и магматизма коррелируемых комплексов, как будто следует сделать вывод о различном времени консолидации древнего фундамента различных участков юга Сибирской платформы. Вместе с тем необходимо учитывать, что тектонические клинья, в которых зажаты толщи ярогинского, чульманского и желтулакского комплексов, вероятнее всего, являются остатками древних структур, о природе которых мы можем только догадываться. Поэтому не исключено, что в геолого-историческом плане они представляют начальные этапы развития протоплатформенного чехла.

Как уже отмечалось, стратифицируемые образования верхнего докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя на рассматриваемой территории отсутствуют. По-видимому, в это время тектонические движения проявлялись в образовании разломов и внедрения по ним разновозрастных магматических комплексов.

Большую роль в формировании Становой области играли гранитоиды тындинского комплекса. К этому комплексу относятся более десяти массивов, расположенных в северо-западной и центральной частях района. В составе комплекса преобладают порфиروبластовые биотито-роговообманковые гранодиориты. Все массивы тындинского комплекса имеют удлиненную форму и ориентированы в северо-западном направлении, слагая две субпараллельные цепочки. Они с обеих сторон обрамляют блоки южной ветви глыб курультино-гонамского комплекса, протягиваясь из бассейна р. Нюкжи в бассейн р. Гилюя более чем на 200 км. Удлиненная форма интрузий, ориентированная по направлению всей цепочки, а также приуроченность гранитных массивов к тектоническим контактам курультино-гонамского и станового комплексов, вероятно, свидетельствуют о том, что внедрились они вдоль разломов. Затем эти зоны были полностью залечены, и перемещения блоков вдоль них в дальнейшем не происходило.

В настоящее время нет твердо установленных данных для определения возраста гранитоидов тындинского комплекса. Первоначально тындинские гранитоиды были отнесены к мезозойскому магматическому комплексу совместно с более молодыми гранитоидами и малыми интрузиями (Дзевановский, Судовиков, 1960). Однако тектоническая позиция тындинских гранитоидов, приуроченность их массивов к древней системе разломов, формирование пород в среднеглубинных условиях, широко развитые процессы магматического замещения вмещающих пород — все это свидетельствует об их более древнем возрасте и заставляет выделить в самостоятельный комплекс. К западу от описываемого района А. А. Раузером (устное сообщение) установлено залегание кембрийских осадочных образований на поверхности массива гранитоидов, близких по петрографическому составу к породам тындинского комплекса. По данным определений абсолютного возраста (Ступникова и др., 1963), в западной части Станового хребта широко проявлен метаморфизм и магматизм, возраст которых составляет 900—1100 млн. лет. Этот возраст условно принимается нами для гранитоидов тындинского комплекса.

В осевой части Станового хребта обширные области занимают массивы гранитоидов, относимые нами к бакаранскому комплексу гранодиоритового состава. Главную часть пород комплекса составляют порфириовидные среднезернистые гранодиориты. Крупные массивы бакаранских гранитоидов слагают цепочку интрузий широтного простирания, протягивающуюся из бассейнов рек Средней и Верхней Ларб в верхнее

течение рек Гилюя и Унахи. Цепочка гранитоидов бакаранского комплекса широтного простирания пересекает в междуречье Гилюя и Нюкжи две цепочки тындинских гранитоидов. В узлах пересечения этих цепочек располагаются наиболее сложные массивы, в строении которых принимают участие породы обоих комплексов. В пределах Тындинского массива Ю. Б. Казьмин и И. З. Филлипович (1962) установлены факты прорывания тындинских гранодиоритов бакаранскими. От тындинского комплекса бакаранские гранитоиды отличаются менее глубинным обликом, порфирированной структурой пород с вкрапленниками зонального плагиоклаза, четкими контактами с вмещающими породами и отсутствием процессов магматического замещения вмещающих пород. Перечисленные особенности свидетельствуют о формировании комплекса в условиях малых глубин. По аналогии с гранитоидами удско-зейского комплекса, для которых Ю. А. Альбовым и В. Н. Мошкиным (1959) установлен верхнеюрский — нижнемеловой возраст, датируются гранитоиды бакаранского комплекса.

Верхнеюрский — нижнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс. В его состав входят континентальные отложения, представленные полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, туфогенными песчаниками, иногда углисто-глинистыми породами, общая мощность которых достигает нескольких сотен метров. В пределах грабенов отложения залегают обычно наклонно к осевым частям структур. Образование мезозойских грабенов и интрузий гранитоидов, по представлениям М. С. Нагибиной, связано с формированием в пределах Станового хребта сводового поднятия (1963).

Интенсивные тектонические движения в нижнемеловое время привели к образованию в северной части Станового хребта системы разломов северо-восточного направления, с которыми связаны излияния нижнемеловых эффузивов и внедрение комплекса малых интрузий.

Нижнемеловые эффузивы слагают несколько разобщенных покровов в северной части Станового хребта. В основании разреза залегают андезитовые порфириды, которые перекрыты туфами андезитовых и дацитовых порфиритов. По данным А. Г. Каца (1956), возраст толщи определен как нижнемеловой.

Комплекс малых интрузий представлен дайками и дайкообразными телами. Наибольшее развитие они имеют в пределах зоны субширотного простирания, протягивающейся из бассейна р. Нюкжи в верховья рек Гилюя, Унахи, Сутама на протяжении 300 км. На севере ее граница определяется зоной Станового глубинного разлома, на юго-западе зона максимального развития даек ограничена южной ветвью курультино-гонамского комплекса, и только на правом берегу р. Нюкжи несколько мощных дайковых поясов пересекает ее, проникая в юго-западную часть района. Пояса даек располагаются под острым углом к зоне их широкого развития, имея четкое северо-восточное простирание. Строение поясов отчетливо показывает, что они располагаются независимо от направления складчатых структур станового комплекса и массивов изверженных пород. На рисунке видно, что пояса малых интрузий пространственно не связаны с массивами наиболее молодых гранитоидов бакаранского комплекса. Вместе с тем, пояса обнаруживают тесную пространственную связь с покровами нижнемеловых эффузивов. Большинство покровов пересекается наиболее мощными поясами малых интрузий. Дайковые пояса имеют прямолинейную или слабоизогнутую, резко удлиненную форму и состоят из большого числа сближенных субпараллельных даек различного состава. Пояса имеют сложное строение благодаря различной насыщенности их дайками, которая колеблется от нескольких до 50% и более. В пределах участков поясов с высокой концентрацией даек вмещающие породы занимают небольшую часть площади и образуют узкие перегородки, или септы (по А. Ирдли, 1954), между мощными дайками. Малые

интрузии в пределах комплекса представлены дайками и дайкообразными телами, имеющими в плане удлиненную веретено- или иглообразную форму. Для даек характерно сравнительно невысокое отношение их длины к ширине, что связано не только с относительной длиной трещин, vyplненных дайками, но и с большой вязкостью магмы.

Дайковые тела приурочены к системам субпараллельных трещин; во многих случаях благодаря многократным подвижкам вдоль трещин, по которым происходило их внедрение, возникли сложные дайки, образовавшиеся при использовании различными по составу и возрасту порциями магмы одних и тех же систем трещин. Все малые интрузии комплекса приурочены к крутопадающим трещинам, углы падения которых колеблются от 60 до 80°, в редких случаях до 45°. Установлена такая последовательность образования даек (от древних к молодым): фельзит-порфиры, диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры, спессартиты и меланократовые диоритовые порфиры, кварцевые порфиры. Среди всех перечисленных разновидностей пород значительно преобладают кварцево-диоритовые порфиры, составляющие около 65% пород комплекса.

Малые интрузии в бассейне р. Сутам прорывают нижнемеловые осадочные образования и нижнемеловые эффузивы среднего состава. В то же время они перекрыты кварцевыми порфирами условно нижнемелового возраста. На этом основании принимается нижнемеловой возраст комплекса малых интрузий.

В кайнозойское время происходило формирование современного рельефа Станового хребта. По данным Ю. Б. Казьмина (1961), в центральной части Становой области, к востоку от описываемого района, в четвертичное время происходило излияние базальтов на ограниченных площадях. Вулканические аппараты этого возраста приурочены к нарушениям, оперяющим Становой глубинный разлом.

В соответствии с изложенным могут быть выделены следующие этапы тектонического развития региона.

1. В период до формирования алданского комплекса на территории западной части Станового хребта образовался массив, сложенный древнейшими базальтами и продуктами их разрушения. Эти породы претерпели региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации.

2. Алданский этап начинается с отложения к северу от региона преимущественно осадочных, а также вулканогенно-осадочных образований, которые были метаморфизованы в гранулитовой фации и интенсивно гранитизированы.

3. На становом этапе (до 2200 млн. лет) произошло раздробление до-алданского массива, заложение Лаприйского «протомиогеосинклинального» прогиба и выполнение его мергелисто-песчано-глинистыми толщами. Одновременно южнее образовалось антиклинальное поднятие, к югу от которого, по данным геологов Лаборатории геологии докембрия, заложился «протоэвгеосинклинальный» Урканский прогиб, выполненный вулканогенными образованиями. В интервале 2000—2200 млн. лет эти толщи претерпели региональный метаморфизм и гранитизацию.

4. Образование Станового и Северо-Тукурингского глубинных разломов произошло в становое время, о чем свидетельствует расположение вдоль них интрузий ультрабазитов и удлиненных массивов гранитоидов.

5. На чulyманском и джелтулакском этапах (в интервале 1800—2000 млн. лет) происходило накопление обломочных толщ в прогибах, приуроченных к глубинным разломам, их последующий метаморфизм и диафторез вмещающих кристаллических пород. Этот этап знаменует завершение консолидации фундамента древней платформы и начало формирования протоплатформенного чехла.

6. Дальнейшее развитие Становой области вплоть до верхнеюрского времени выразилось в ее воздымании и образовании разломов. Около 900—1100 млн. лет (предположительно) по разломам, обрамляющим юж-

ную ветвь выходов курультино-гонамского комплекса, происходило внедрение тындинских гранитоидов.

7. На юге Становой области, вблизи Монголо-Охотского пояса, в палеозое происходило внедрение интрузий гранитоидов.

8. На мезозойском этапе происходило формирование сводового поднятия, ориентированного в субширотном направлении и секущего древние структуры. Образование поднятия сопровождалось заложением вдоль его северного края прогибов, выполненных песчано-глинистыми, часто угленосными, толщами. Поднятие сопровождалось внедрением по осевой части бакаранских гранитоидов.

9. В нижнемеловое время в северной части Становой области сформировались зоны разломов северо-восточного простирания, которые секут не только складчатые структуры древних толщ, но и широтную структуру сводового поднятия. Нарушения северо-восточного простирания были использованы комплексом малых интрузий и эффузивами.

10. В четвертичное время в центральной части хребта по подновленным разломам изливались базальты.

В заключение остановимся на содержании терминов «Алданский щит» и «Становая складчатая область». Выделение и противопоставление этих областей восходит к представлениям о байкальском возрасте станового обрамления Алданского щита. Новые данные свидетельствуют о консолидации этого региона во всяком случае не позднее 1800 млн. лет. Очевидно, этот район представлял собой складчатую область по отношению к Алданскому щиту лишь в становое время. В эпоху формирования чульманского и желтулакского комплексов существенных различий в развитии Алданского щита и Становой складчатой области уже не наблюдается. Они образуют единую положительную структуру — юго-восточный щит древней Сибирской платформы. В связи с изложенным следует отдать предпочтение употребленным в статье терминам «Алданская складчатая система» и «Становая складчатая система».

Литература

- Альбов Ю. А., Мошкин В. Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта (юго-западная часть хр. Джугджур). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.
- Глебовицкий В. А. О структурных соотношениях алданского и станового комплексов. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 19, 1964.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова, И. С., Судовиков Н. Г. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР», изд-во «Наука», 1965.
- Дзевановский Ю. К. Геология западной части окраины Станового хребта. Бюл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. В кн. «Докл. сов. геологов на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Проблема IX». Изд-во АН СССР, 1960.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 11, 1960.
- Другова Г. М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. В кн. «Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр.», Сб. «Чарнокиты». Изд-во «Наука», 1964.
- Иодли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Казьмин Ю. Б. Четвертичный вулканизм в восточной части Станового хребта. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, вып. 5, 1961.
- Казьмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению, Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Казьмин Ю. Б., Филиппович И. З., Гиммельфарб Г. Б. Новые данные по стратиграфии архея юго-восточной части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Кац А. Г. Об эффузивных покровах южной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

- Кац А. Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
- Кориковский С. П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., вып. 5, 1962.
- Кориковский С. П. Эволюция гранулитовых глиноземистых гнейсов в пределах Становой зоны. В сб. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». Изд-во «Наука», 1964.
- Кудрявцев В. А. О древних образованиях Станового хребта. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 10, 1965.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., вып. 5, 1962.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 79, 1963.
- Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Кац А. Г., Копаевич Л. В., Седова И. С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. Геология и геофизика, № 11, 1962.
- Обручев С. В. Заметки о докембрии Сибирской платформы. В кн. «Геология и петрология докембрия», Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 93, 1963.
- Ступникова Н. И., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Карпушина В. В. О возрасте докембрийского обрамления Алданского щита. В кн. «Тр. XI сес. Комис. по опред. абсолютн. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1963.
- Судовиков Н. Г., Крылова М. Д., Неелов А. Н. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 9, 1960.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте Станового комплекса. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 18, 1961.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», 1965.
- Шпак Н. С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита. В кн. «Материалы по региональной геологии». Госгеолтехиздат, 1961.

Московский геологоразведочный
институт
Институт минеральных
ресурсов

Статья поступила
21 октября 1965 г.

V. A. KUDRYAVTSEV, E. P. GUROVA, E. P. GUROV

THE STRUCTURE OF WESTERN STANOVY RIDGE

Archean Aldanskaya and Lower Proterozoic Stanovoy fold systems separated by the Stanovoy deep-seated fault have been distinguished within the western half of the Stanovoy Ridge, on the basis of the time of the Pre-Cambrian basement consolidation. Regional Pre-Cambrian rock sequence has been identified as follows (from bottom to top): the Kurultino-Gonamskiy complex, the age of its regional metamorphism amounting to 3.5—4.0 milliard years; the Aldanskiy complex, its most ancient rocks being of an age of no more than 3.5 milliard years; the Stanovoy complex metamorphosed in the range of 2.0—2.2 milliard years; the Urkanskiy complex probably of an equal age with the Stanovoy one; and, finally, Chulmanskiy, Jeltulakskiy and Subganskiy complexes, their regional metamorphism dating back 1.8 milliard years. The Kurultino-Conamskiy complex are bounded by the Aldanian series to the north. Within the Stanovoy fold system, blocks were originated from the Kurultino-Gonamskiy rocks, and these control the tectonics of the Stanovoy complex. The Chulmanskiy, Jeltulakskiy, and Subganskiy complexes have been preserved in separate tectonic wedges which are roots of protoplatform (?) structures. Younger formations of the region, including the Jurassic, are composed of intrusive rocks. The Tyndinskiye granitoid (0.9—1.1 milliard years) is confined to ancient faults which separate the Kurultino-Gonamskiy blocks from the Stanovoy complex. The Mesozoic (?) Bakaranskiye granitoid forms several large batholithes in the acial part of the Stanovoy Ridge. Belts of minor Lower Cretaceous intrusions occur at the same locality.

Moscow Geological Exploration Institute

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.22

В. Г. ГЛАДКОВ, А. С. КАЛИНИН

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ
НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ
ПРОЯВЛЕНИЙ В ГРАНИТАХ

Как показывает опыт изучения мезозойских гранитных массивов Забайкалья, с которыми генетически связаны редкометальное, молибденовое и другие оруденения, тектонические условия формирования массивов оказывают решающее влияние на распределение в пространстве рудоносных метасоматических и жильных образований. Этому вопросу посвящено значительное количество работ (Вольфсон, 1955; Вольфсон, Дружинин, 1958, 1963; Дружинин, 1958, 1960; Григорьев, Доломанова, 1965; Малиновский, 1965 и др.).

Из анализа имеющегося материала следует, что развитие послемагматического процесса обычно идет по пути концентрации вторичного минералообразования в одной или нескольких четко фиксированных зонах, где продукты поздних стадий накладываются на более ранние метасоматические породы. Несмотря на значительное разнообразие морфологии измененной части гранитного массива, последняя не является случайной и, поскольку отражает некоторые типичные, наиболее часто встречающиеся случаи тектонической обстановки становления массива, довольно легко подвергается классификации. Такая возможность обусловлена, в первую очередь, замечательным постоянством, с которым отдельные тектонические нарушения, возникнув на ранней стадии становления интрузивного тела, продолжают влиять на распределение послемагматических растворов в гранитной массе, на интенсивность процесса замещения и, в конечном счете, на морфологию тела измененных пород. Подобные тектонические нарушения и трещиноватые зоны, являющиеся главными путями инфильтрации растворов, по нашему мнению, следует, вслед за Ф. Н. Шаховым (1960), именовать дренирующими структурами.

Характер и ориентировка дренирующих структур в гранитном теле и в прилегающих к нему вмещающих породах могут рассматриваться как явления, зависящие от плана тектонических деформаций, возникающих в период внедрения интрузивного тела и в более позднее время. В соответствии с этим гранитоидные массивы Забайкалья (гранитная формация малых глубин, охарактеризованная В. С. Коптевым-Дворниковым и др., 1960), с которыми тесно связаны различные послемагматические месторождения, четко разбиваются на три типа: 1) массивы с мелкими дренирующими структурами, более или менее равномерно распределенными в апикальной части интрузива; 2) массивы с несколькими параллельными, реже пересекающимися средними или крупными дренирующими структурами и 3) массивы с одной крупной дренирующей структурой. Ниже дается описание характерных массивов этих типов.

Случаю формирования массива первого типа полностью отвечает известный пример Ив. Ф. Григорьева (1953) тектонических условий гранитного купола при грейзенизации. В послемагматической жизни интрузива выделяются три тектонических этапа: а) возникновение ранних трещин отдельности — пологих и крутых трещин разрыва, по которым происходит циркуляция грейзенизирующих растворов; б) возникновение трещин скальвания, секущих зону контакта под различными углами, и образование типичных околожильных грейзенов; в) превращение остывшей коры интрузива в блок с обновлением старых систем трещин и возникновением зон дробления и различных по форме рудных тел.

В зависимости от формы и характера контактов куполовидных выступов гранитов с вмещающими породами находится и структурный тип месторождения (Григорьев, Доломанова, 1956). При согласном залегании кровли массива с вмещающими породами рудные тела располагаются в пологих трещинах гранитной отдельности; в случае асимметричных куполовидных выступов рудные тела локализируются в наклонных трещинах скальвания и т. д.

Как следует из приведенного краткого описания тектонической картины формирования интрузива I типа и рис. 1, главным здесь является образование трещин, располагающихся параллельно контакту или под различными к нему углами и осложняемых в более позднее время различными трещинами скальвания. Вся апикальная часть массива в общем равномерно насыщена жильными телами и метасоматитами, а в проме-

жутках граниты изменены до двуслюдяных и мусковитизированных разностей. Главные дренирующие структуры выражены наиболее мощными грейзеновыми телами.

При изучении одного гранитного массива, с которым связано тантало-ниобиевое оруденение, было выявлено следующее. Массив в купольной части согласно облекается сланцами, которые над его кровлей залегают горизонтально, а в краевых частях имеют углы падения 15—30°, иногда 60—70°. Развитие в сланцах трещин послейного и осевого кливажа в крыльях складки, а также трещин нагрузки в ее куполе, не способствовало рассеянию во вмещающих породах послемагматических продуктов. Этим могут быть

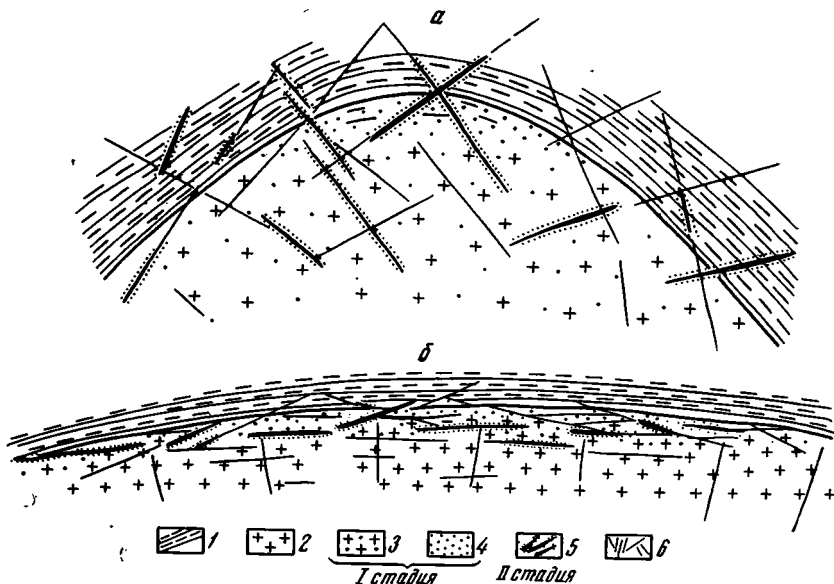


Рис. 1. Схема размещения грейзенизированных гранитов, грейзенов и рудных тел в зоне крутого (а) и пологого (б) согласно контакта (по Ив. Ф. Григорьеву, 1953). I тип дренирующих структур

1 — сланцы, вмещающие гранитный интрузив; 2 — биотитовые граниты; 3 — грейзенизированные (двуслюдяные, мусковитовые) граниты (I стадия); 4 — грейзены с рудными прожилками (I стадия), 5 — рудные жилы, сопровождаемые грейзенами (II стадия); 6 — основные направления трещиноватости

объяснены равномерное распределение оруденения в эндоконтакте и метасоматические изменения в сланцах вблизи массива в виде концентричных зон, параллельных его поверхности.

Массивы II типа, формирующиеся при наличии нескольких дренирующих структур, по-видимому, наиболее распространены. Однако в ряде случаев пространственная разобщенность послемагматических продуктов с интрузивом не позволяет говорить об их прямой генетической связи. Тем больший интерес представляет описание изученного нами массива, приведенного в качестве примера.

Массив альбитизированных гранитов приурочен к антиклинальной складке меридионального простирания с синклинальным перегибом в средней части. Шарниры складок ундулируют при их общем пологом погружении к югу под углами 20—30°. Крылья антиклинали осложнены протяженными зонами трещиноватости. Массив имеет неоднородное строение (рис. 2). Основная часть его сложена слабо альбитизированными гранитами, которые в северо-восточной части (в зоне наибольшей трещиноватости) сменяются альбитизированными и грейзенизированными разновидностями с вольфрамитом, затем грейзенами с вольфрамитом, касситеритом и колумбитом и, наконец, кварцевым телом, окаймленным оторочкой калиевого полевого шпата. К зонам трещиноватости приурочены рой кварцево-вольфрамитовых жил, падающих к юго-западу (под углами 60—70° и 20—30°) и северо-востоку (20—30°), а также даек гранитоидов и лампрофиров. Анализ взаимоотношений продуктов послемагматической деятельности позволяет наметить определенную последовательность в их проявлении. После внедрения массива и его дайковой фации границы подверглись альбитизации с обособлением в зоне трещиноватости кварцевого тела с полевошпатовой оторочкой. Последующая грейзенизация проявилась в основном в северо-восточном контакте массива, а ее трещинная фация — кварцево-вольфрамитовые жилы, — в пределах обеих зон трещиноватости. В заключительный этап формирования массива возникли мусковитовые и мусковит-альбитовые грейзены, также приуроченные к северо-восточному контакту массива. Распределение всех продуктов послемагматического процесса обусловлено вышеупомяну-

тими двумя зонами трещиноватости, из которых северо-восточная была более долгоживущей, дренирующей растворы в течение всего периода формирования массива.

Наиболее типичным примером интрузивов III типа, по нашему мнению, может служить Гыр-Галунский массив, с которым связано Комсомольское оловянно-вольфрамовое месторождение. Массив располагается среди более древних гранодиоритов, причем выход гранитного тела на поверхность имеет форму полосы, вытянутой по азимуту СЗ 305—325° и длиной около 3 км при видимой ширине от 100 до 350 м. В целом интрузив имеет плитообразную форму и падает на ЮЗ под углом 35—40°. Метасоматические:

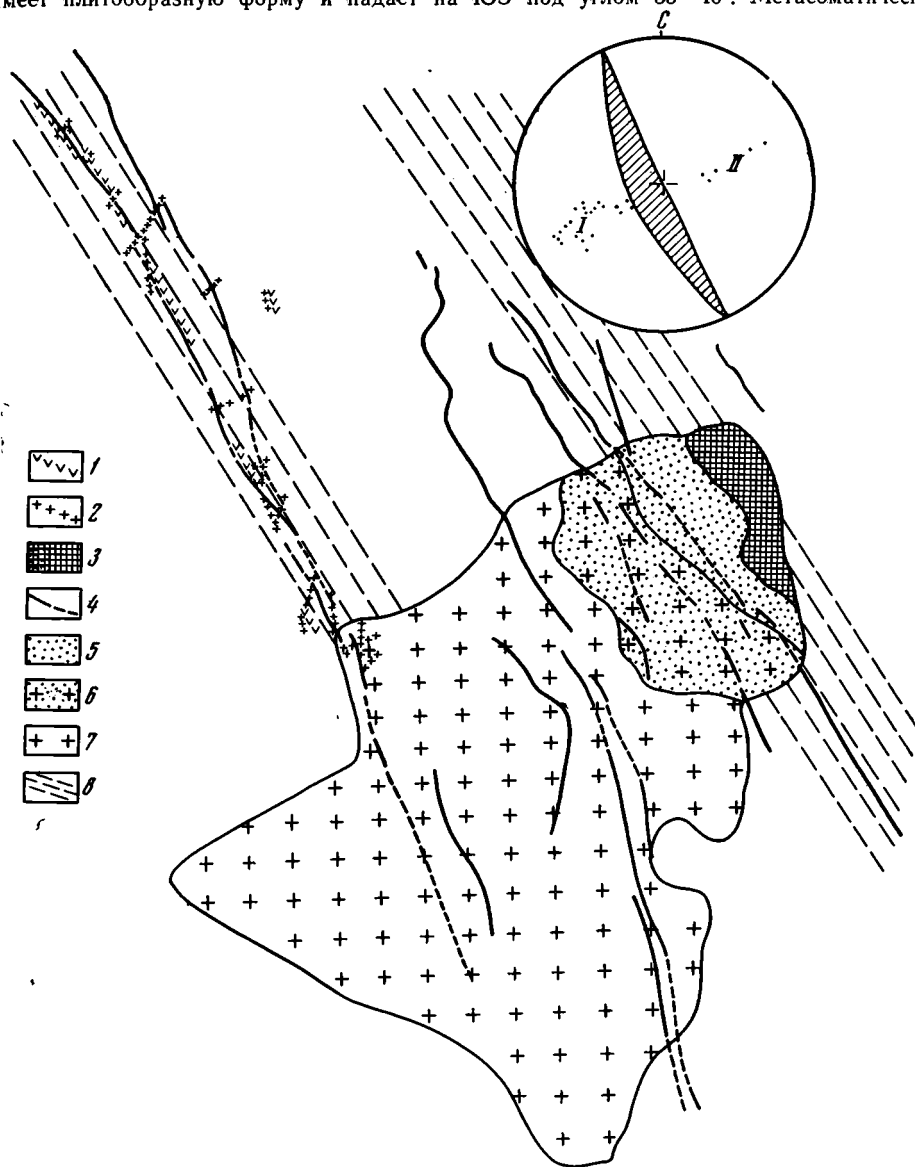


Рис. 2. Схема строения массива с несколькими параллельными дренирующими структурами. II тип дренирующих структур. На круговой диаграмме показаны залегание зон трещиноватости и восточного контакта (заштрихованный сегмент) и нанесены элементы залегания кварцево-вольфрамитовых жил (I и II)

1 — лампрофилы; 2 — аплиты, аплитпегматиты, гранит-порфиры; 3 — кварцевое тело с полевошпатовой оторочкой; 4 — кварцево-вольфрамитовые жилы; 5 — грейзены (кварцево-мусковитовые, мусковит-альбитовые и мусковитовые); 6 — альбитизированные и грейзенизированные граниты; 7 — слабо альбитизированные и грейзенизированные граниты; 8 — зоны трещиноватости

породы (грейзены, грейзенизированные и мусковитизированные граниты), а также различные рудные жильные образования располагаются в зоне интенсивного послемагматического изменения, лежащей в плоскости интрузива, ближе к ее висящему боку.

Как следует из формы массива, его внедрение происходило по крупному долговязущему тектоническому нарушению, многочисленные крупные подвижки по которому происходили и позднее. Так, к концу магматического этапа было приурочено внедрение даек мелкозернистых биотитовых и аплитовидных гранитов, залегающих в плоскости самого гранитного тела. Тела собственно метасоматитов и измененных гранитов также залегают согласно с этим направлением. Наконец, позднейшие зоны дробления ориентированы вполне аналогично.

В условиях плитообразного гранитного тела, располагающегося в жесткой раме плотных изверженных пород, магма- и рудоподводящими могут быть, по-видимому, только продольно ориентированные тектонические нарушения. Более мелкие зоны дробления, имеющие мощность 5—20 см, по своей ориентировке могут быть разбиты на три группы: 1) зоны дробления с азимутом падения от 350° до 50° и углами от 10° до 60°; 2) зоны дробления с азимутом падения от 275° до 305° и углами от 30° до 90°; 3) зоны дробления с азимутом падения от 175° до 240° и углами от 5° до 80°. Еще более мелкие разрывные нарушения — трещины, большая часть которых выполнена жильным материалом, распределяются сложнее (рис. 3).

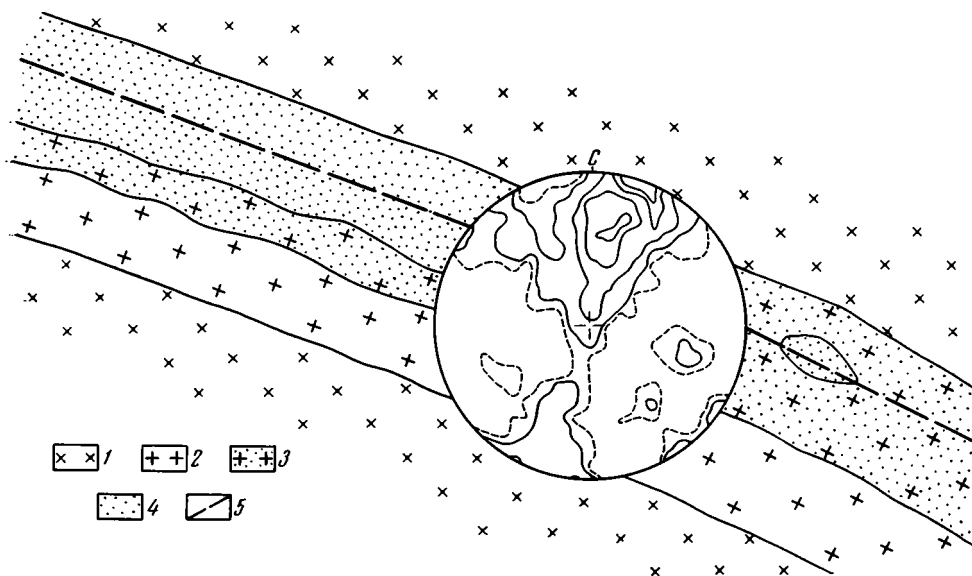


Рис. 3. Схема распределения постмагматических проявлений в Гыр-Галунском массиве. III тип дренирующих структур. На круговой диаграмме нанесены элементы залегания жильных проявлений

1 — гранодиориты; 2 — граниты; 3 — мусковитизированные граниты; 4 — грейзы с кварцево-рудными прожилками; 5 — зона разрывного нарушения

Таким образом, если в строении измененных гранитов различать неизменные части, метасоматиты и жильные образования, то все многообразие массивов практически укладывается в три типа. Это обусловлено прежде всего тем, что выделение трех типов гранитных массивов в зависимости от тектонических условий их формирования не является простой классификацией по некоторым морфологическим и другим признакам, а отражает, как это было отмечено в самом начале, вполне определенные условия, повторяющиеся от массива к массиву. Первый тип характеризуется становлением интрузивных тел в относительно спокойной обстановке, чем и объясняется значительная роль явлений контракции. Второй тип отвечает условиям становления гранитного массива в районах с резким преобладанием одностороннего давления, в результате чего дренирующие структуры располагаются параллельно направлению главных тектонических нарушений. Здесь весьма характерны параллельные системы жил, далеко уходящие за пределы гранитного тела. Наконец, третий тип проявляется, когда главная роль в процессе внедрения гранитов и их становления принадлежит одному крупному долговязущему разлому.

Существенна также роль механических свойств вмещающих пород. Интрузивные тела первого и второго типа располагаются обычно в песчанико-сланцевых отложениях, причем, очевидно, анизотропность среды осадочно-метаморфических образований особенно благоприятна для формирования массивов второго типа. Интрузивные тела третьего типа характерны для плотных магматических вмещающих пород.

Анализируя морфологию измененных частей гранитных массивов, нельзя не отметить недостаточную изученность ряда вопросов, связанных с тектоникой в послемагматических условиях. К настоящему времени есть множество работ, отражающих методологию и результаты исследований трещиноватости, ориентировки в пространстве различных разрывных нарушений и т. д., однако все это касается в основном собственно интрузивных (не метасоматических) пород. Вместе с тем специфика изучения послемагматической разрывной тектоники требует особых исследований, поскольку здесь главными носителями информации являются не сами трещины и более крупные тектонические нарушения, а морфология и другие особенности жильных и метасоматических пород, развивающихся по ним. В ряде случаев жила или прожилок дает нам значительно больше сведений о характере взаимодействия растворов с боковой породой и характере минералообразования на определенной стадии, чем о трещинах, по которым они развиваются. Например, трудно определить мощность первоначальной трещины, исходя из мощности прожилка, или наличие перемещений по ней, если нет более ранних смещенных жильных образований. Очень часто при интенсивном развитии метасоматитов жилы и прожилки съедаются ими; сохраняются только редкие, мало что могущие дать реликты. Поздние прожилки, представленные обычно халцедоновидным кварцем и карбонатами, не сопровождаются околожильными изменениями и дают значительно больше сведений о характере трещин.

Представление о закономерностях развития дренирующих структур в послемагматический период становления гранитных интрузивов и основанное на этом разделение массивов на три типа имеет, по нашему мнению, большое практическое значение. В частности, анализ условий внедрения гранитов дает возможность предварительной оценки морфологии рудоносных метасоматитов и степени развития жильных образований. Некоторые практические рекомендации можно дать уже сейчас.

При наличии массивов первого типа можно предполагать относительно равномерность оруденения в пределах измененной части гранитного тела и небольшое значение в рудах жильной минерализации. Для массивов второго типа характерно присутствие мощных жильных тел, далеко уходящих за пределы самого массива. Рудные тела в массивах третьего типа имеют преимущественно форму залежей со значительным протяжением по простиранию и на глубину.

Литература

- В о л ь ф с о н Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
- В о л ь ф с о н Ф. И., Д р у ж и н и н А. В. Особенности структур некоторых месторождений цветных или редких металлов восточного Забайкалья. Тр. I совещ. по металлогении западного Забайкалья, Иркутск, 1958.
- В о л ь ф с о н Ф. И., Д р у ж и н и н А. В. Закономерности размещения рудных полей некоторых эндогенных месторождений восточного Забайкалья. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса», Изд-во АН СССР, 1963.
- Г р и г о р ь е в Ив. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 58, № 1, 1953.
- Г р и г о р ь е в Ив. Ф., Д о л о м а н о в а Е. И. О возрасте и структурном положении гранитных интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в центральном Забайкалье. Тр. ИГЕМ, вып. 3, 1956.
- Д р у ж и н и н А. В. Некоторые редкометалльные месторождения штокверкового типа и особенности формирования мелкой трещиноватости (восточное Забайкалье). Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 9, 1958.
- Д р у ж и н и н А. В. Некоторые особенности геологической структуры Букукинского месторождения, Геол. рудн. мест., № 1, 1960.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- М а л и н о в с к и й Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. Изд-во «Наука», 1965.
- Ш а х о в Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Тр. 2-го Всес. петрограф. совещ., Госгеолтехиздат, 1960.

Иркутский государственный
научно-исследовательский
институт редких металлов

Институт земной коры
СО АН СССР
г. Иркутск

Статья поступила
7 октября 1965 г.

А. Е. ШАНЦЕР, В. И. ТИХОНОВ

ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КУМРОЧ

(Восточная Камчатка)

Хребт Кумроч является северным Восточным окончанием Камчатки. Он протягивается от истоков р. Хапицы до п-ова Озерного.

Район горы Шиш в хребте Кумроч относится к малоизученным районам Камчатки. До 1952 г. исследования данного района носили маршрутный характер. В 1952 г. В. П. Мокроусовым была составлена геологическая карта этого района крупного масштаба. В. П. Мокроусов считает, что в тектоническом отношении южная часть хребта Кумроч (гора Шиш) представляет собою крупную горст-антиклиналь северо-восточного простирания. Ядро антиклинали сложено вулканогенными и кремнисто-вулканогенными образованиями, частично сопоставляемыми В. П. Мокроусовым с ирунейской свитой верхнего мела (сенон), на крыльях же обнажаются третичные толщи, относимые им к богачевской серии ($Pg_3 - N_1^1$). В 1961 г. одновременно с нами на исследуемой площади работал Б. В. Ковалев (Камчатское РайГРУ). В отличие

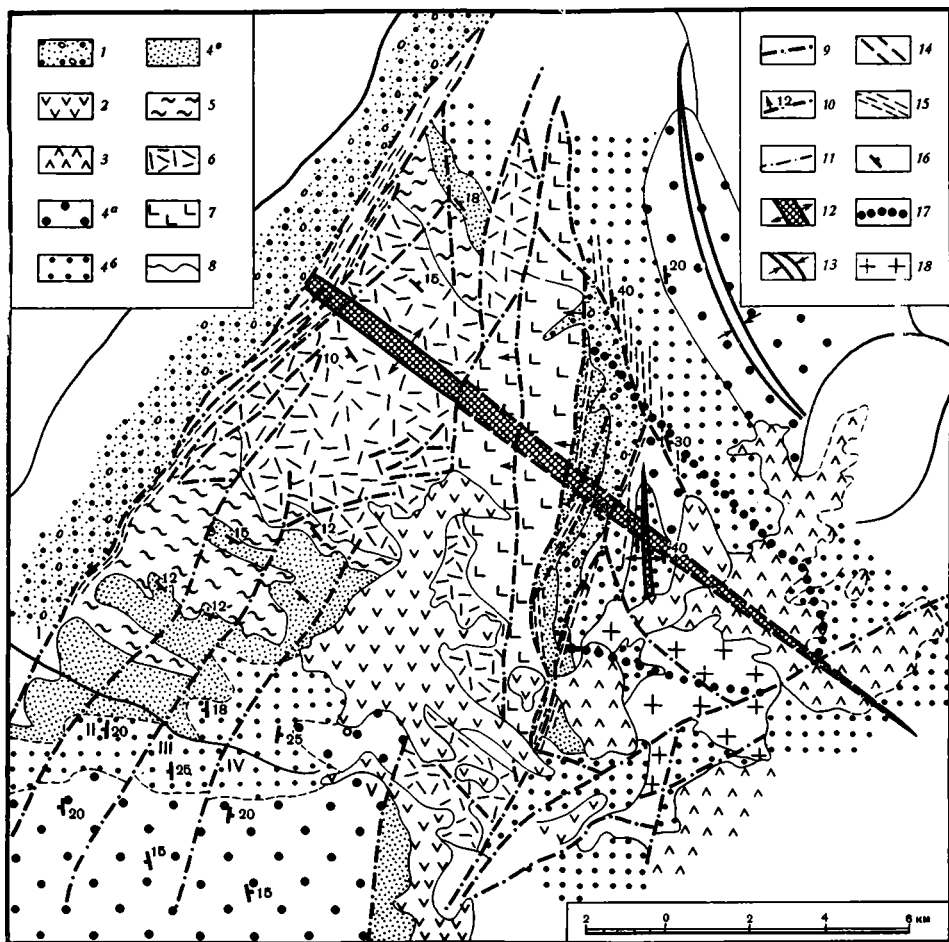


Рис. 1. Тектоническая схема южной части хр. Кумроч

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — базальты, андезиты, дациты (верхний структурный этаж — Q); 3 — андезиты и лавобрекчии (средний структурный этаж — $N_2^?$); 4 — озерновская свита ($Pg^?$) (4a — верхняя пачка, 4б — средняя пачка, 4в — нижняя пачка); 5 — ледниковская свита; 6 — свита оз. Зеркального; 7 — свита горы Острой (свиты озерновская ($Pg^?$), ледниковская, оз. Зеркального и горы Острой ($St_2^?$) слагают нижний структурный этаж); 8 — геологические границы; 9 — основные взбросы и сбросы; 10 — надвиги на направление надвижения; 11 — прочие разрывные нарушения; 12 — оси антиклиналей; 13 — оси синклиналей; 14 — предполагаемые продолжения осей; 15 — линии простирания мелких складок; 16 — элементы залегания; 17 — предполагаемое периклинальное окончание; 18 — интрузии

от В. П. Мокроусова Б. В. Ковалев считает структуру района сложной антиклиналью меридионального простирания, восточное крыло которой сорвано крупным разломом. В результате детальных тематических работ в 1961 г. в районе горы Шиш мы пришли к выводу о том, что тектоническая структура данного района имеет намного более сложный характер, чем это представлялось предыдущими исследователями.

В пределах описываемого района можно выделить три весьма неравнозначных структурных этажа (рис. 1). Первый структурный этаж включает в себя дислоцированные согласно толщам предполагаемого мела, а именно: свиту горы Острой, свиты оз. Зеркального, ледниковскую и озерновскую свиты палеогена (?) (рис. 2). Ко второму структурному этажу относятся слабо-дислоцированные эффузивы и лавобрекчии предположительно верхнеэоценового возраста, которые в виде отдельных пятен несогласно перекрывают породы озерновской свиты на юго-востоке района. Четвертичные базальты, андезит-базальты и дациты составляют верхний (третий) структурный этаж. Они залегают в различных частях изученной площади, несогласно перекрывая разновозрастные образования.

Породы, отвечающие нижнему структурному этажу, слагают подавляющую часть территории района.

По нашим представлениям, тектоническая структура района имеет вид крупной широкой антиклинальной складки северо-западного простирания, с ядром в районе оз. Зеркального. Ядро антиклинали сложено вулканогенными и кремнисто-вулканогенными толщами предполагаемого мела. На крыльях обнажается мощная, на отдельных участках флишеподобная песчано-сланцевая свита (озерновская), согласно налегающая на кремнисто-вулканогенный комплекс. С северо-запада антиклиналь оборвана крупным разломом северо-восточного простирания, проходящим вдоль передовой части хр. Кумроч, по которому он граничит с Центральной Камчатской депрессией; с юго-востока ее периклинальное окончание связано системой крутых и пологих чешуйчатых надвигов субмеридионального и северо-восточного простирания, движения по которым происходили с юго-востока на северо-запад. Благодаря этому восточная часть антиклинальной структуры чрезвычайно сильно изменена и ее юго-восточная переклинь плохо видна. Надвиги, так сильно изменяющие восточное окончание структуры, имеют вид двух крупных систем чешуй (см. рис. 1). Первая система ограничивается разломами, проходящими через верховья рек Березнячицкой и Зеркальной, а также через гору Острую. По этим разломам древнейшие толщи района (свита горы Острой) приподняты и несколько надвинуты на туфогенно-кремнистую свиту (свита оз. Зеркального). Разломы второй системы надвиговых чешуй протягиваются в меридиональном направлении по левобережью р. Тополовой. По ним озерновская свита надвинута на древние отложения горы Острой. По правому борту долины р. Тополовой в северо-северо-восточном и северо-северо-западном направлениях проходят два сброса, организованные односторонний грабен. Северо-восточное крыло периклинального окончания описываемой антиклинальной структуры, сложенное породами озерновской свиты, осложнено крутой синклиналью, северо-западная центриклиналь которой несколько отклонена к северу. Юго-восточное крыло периклинального окончания антиклинали в бассейне р. Быстрой прорвано довольно крупной интрузией габбро-норитов. Юго-восточное крыло, сложенное породами озерновской и ледниковской свит, в бассейнах рек Ледниковой, Б. Хапицы и верховьев р. Быстрой разбито параллельными разломами северо-восточного простирания на ряд ступенчатых блоков.

Приступим к более подробному описанию тектонической структуры района, в строении которой принимают участие породы нижнего структурного этажа.

В западной части исследованной площади, между разломом, проходящим по передовой части хребта на северо-западе и зоны надвигов горы Острой на востоке,

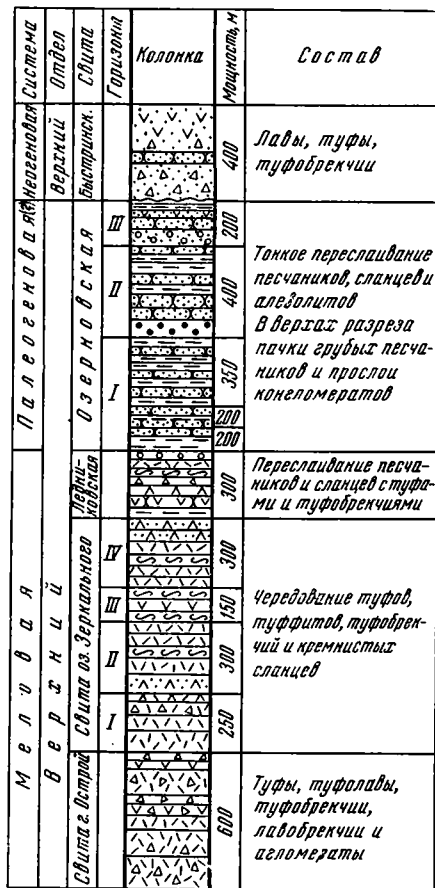


Рис. 2. Стратиграфический разрез южной части хр. Кумроч

расположен тектонический блок в виде неправильного клина, вершина которого находится в бассейне р. Петуховой. Этот блок приподнят по отношению к долине р. Б. Хапицы. В пределах блока первичная структура почти не изменена, здесь она имеет вид широкой антиклинали, ось которой проходит в районе оз. Зеркального в северо-западном направлении. Юго-западное крыло антиклинальной складки, сложенное породами свиты оз. Зеркального, ледниковской и озерновской свитами представляет собой пологую моноклинал с преобладающими углами падения 10—12°. Особенно хорошо это видно в верховьях левого истока р. Березнячешковой, где наблюдается непрерывный разрез от верхов свиты оз. Зеркального до низов озерновской свиты; на юго-западе района, в бассейне р. Озерной и Б. Хапицы, крыло структуры имеет отчетливо выраженное блоковое строение. Четко выделяются четыре блока, вытянутых в северо-восточном направлении. Блоки ограничены хорошо дешифрируемыми разломами типа взбросов и сбросов. Всего насчитывается пять крупных разломов. Первый разлом типа взброса ограничивает хребет Кумроч от Центральной Камчатской депрессии (о нем и о зоне разрывов, с ним связанных, будет сказано ниже). Следующий к востоку разрыв также имеет характер взброса с амплитудой 200—400 м. Третий и четвертый разломы являются сбросами незначительной амплитуды, по которым смещены относительно друг друга лишь отдельные пачки озерновской свиты. Амплитуды указанных выше разрывов затухают к юго-западу. Последний (пятый) разлом является сбросом большой амплитуды (до 1500 м), по которому породы озерновской свиты граничат со свитой оз. Зеркального. К сожалению, на большем своем протяжении разлом перекрыт четвертичными лавами вулкана Шиш, что не позволяет судить о его морфологии. Блок, расположенный между четвертым и пятым разломами, носит характер грабена с резко опущенным восточным бортом и вздернутым западным. Вблизи разрывных нарушений, проходящих в северо-восточном направлении в среднем течении и в верховьях рек Ледниковой и Березнячешковой, породы сматы в крутые складки с углами падения на крыльях от 30 до 80°, иногда наблюдаются вертикальные залегания.

Северо-восточное крыло структуры (нижнее течение р. Тополовой) также имеет моноклиналное строение, но углы падения здесь более крутые, около 20—25°. Вблизи разрывных нарушений наблюдаются более крутые залегания. Таким образом, антиклинальная структура является несколько асимметричной: с более крутым северо-восточным и пологим юго-западным крыльями.

Особенно следует остановиться на зоне шириной около 1,5—2 км, протягивающейся вдоль разлома северо-восточного простирания, обрезающего структуру с северо-запада (см. рис. 1). По основному шву, который прекрасно выражен в рельефе в виде прямолинейного уступа, хребет Кумроч непосредственно сочленяется с Центральной Камчатской депрессией. Разлом в виде рвов иногда прослеживается в рыхлых отложениях, что может говорить о подвижках по нему в самое последнее время, по своему характеру отвечающих сбросовым движениям. Основное разрывное нарушение сопровождается параллельными ему, иногда диагональными разломами. Таким образом, вдоль передовой части хребта наблюдается целая зона разрывных нарушений северо-восточного простирания. В этой зоне породы, слагающие ядро и крылья структуры, интенсивно раздроблены и перемяты. Наблюдается общая тенденция к крутому загибу слоев в сторону разломов. Породы сматы в мелкие крутые складки (размах на крыльях — первые сотни метров, углы падения от 40 до 90°), часто асимметричные, с запрокидыванием замков в сторону разрывных нарушений. Общие простирания складок соответствуют простиранию разрывов.

Все это говорит о сильном сжатии в передовой части хребта и о взбросовом характере движений по основному шву. Причем максимальная амплитуда взброса равна, по-видимому, 1,5—2 км. Наряду с описанной выше системой складок наблюдаются асимметричные, иногда лежащие складки, замки которых направлены в обратную сторону от сместителя. Образование таких складок можно, очевидно, объяснить выполаживанием поверхности сместителя взброса на глубину. Движение по такой изогнутой поверхности, видимо, шло в различных частях ее с разными скоростями, резко затормаживаясь в лобовой части. За счет этого торможения в лобовой части взброса происходило сжатие, в результате которого образовывались дисгармоничные складки с замками, опрокинутыми в сторону падения сместителя. Во время сжатия возникали сколы, рассекающие эти складки вкрест оси. Оперяющие основной шов разломы обычно носят характер взбросов с наклоном плоскости сместителя на 40—45° к востоку — юго-востоку. Незаработанность речных долин в передовой части хребта, наличие зон с террас и водопадов в местах пересечения рек разломами говорит о молодых движениях по этой системе разломов, которые в какой-то степени имеют место и в настоящее время.

С востока от блока с сохранившейся первоначальной структурой, как уже указывалось, расположена зона крупных чешуйчатых надвигов меридионального простирания. Фронтальная часть надвигов представляет собой мощный тектонический блок, сложенный древнейшими породами исследованного района — свитой горы Острой. Основной разлом, по которому лавобрежечки горы Острой надвинуты на породы свиты оз. Зеркального, проходит через гору Острую в меридиональном направлении. Западнее, через верховья рек Березнячешковой и Зеркальной, протягиваются разломы, оперяю-

щие основное разрывное нарушение и ограничивающие два небольших тектонических блока. Более южный блок сложен породами свиты горы Острой и надвинут на свигу оз. Зеркального. Разлом, ограничивающий его с запада, севернее, в среднем течении р. Тополовой, шарнирно соединяется с основным разломом горы Острой; на юге, в верховьях р. Тополовой, разлом затухает, здесь породы свиты оз. Зеркального согласно налегают на свигу горы Острой. Более северный блок (среднее течение р. Тополовой) сложен породами свиты оз. Зеркального. К сожалению, этот участок района слабо изучен.

Основной шов горы Острой представляет собой крутой надвиг с падением плоскости сместителя в среднем около 30° на восток. Наибольшие амплитуды движений по разлому (районы горы Острой) составляет: вертикальное перемещение примерно 1,5—2 км, горизонтальное — 3—3,5 км. На север и юг амплитуды движений значительно уменьшаются. Внутри блока в результате интенсивных сжатий породы свиты горы Острой чрезвычайно сильно изменены. Здесь наблюдается огромное количество мелких разрывных нарушений типа взбросов, сбросов и крутых надвигов. С ними связаны многочисленные зеркала скольжения, зоны дробления и мелкие пликативные дислокации. В зонах дробления породы милонитизированы, подверглись интенсивной хлоритизации и эпидотизации, часто превращены в тектонические брекчи.

Второй крупный надвиг проходит в меридиональном направлении по левобережью верхней части долины р. Тополовой. На юге района, в долине р. Быстрой, он сливается с надвигом горы Острой, на север продолжается в долину р. Петуховой за пределы изученной площади. По этому надвигу породы озерновской свиты надвинуты на свигу г. Острой с востока на запад. Надвиг достигает наибольшей амплитуды примерно на широте горы Острой. Исходя из подсчитанных мощностей свит и среднего наклона плоскости (30°), вертикальная амплитуда надвига равна 2 км, а горизонтальная — 4 км. На юге района амплитуда надвига уменьшается: в верховьях р. Быстрой озерновская свита надвинута уже непосредственно на туфогенно-кремнистую свигу оз. Зеркального. На север амплитуда надвига также, по-видимому, уменьшается, так как в районе горы Горбатой обнажаются лишь низы свиты оз. Зеркального. От основного надвига по левобережью р. Тополовой отходит несколько оперяющихся разломов, являющихся надвигами второго порядка.

Породы озерновской свиты, слагающей всячее крыло надвига, в результате значительных горизонтальных перемещений очень сильно дислоцированы. В передовой части надвига (левобережье р. Тополовой) они смяты в асимметричные складки волочения, замки которых запрокинуты на запад, в сторону основного разлома. В результате сильного сжатия в приразломной зоне в породах озерновской свиты наблюдаются явления будинажа слоев, местами породы развальцованы и перемяты до микроплойчатости. На левобережье р. Тополовой по удалению от фронта надвига озерновская свита смята в крутые, почти всегда асимметричные складки меридионального простирания, иногда со слабым наклоном осевых плоскостей к северо-западу или северо-востоку, причем углы падения на западных крыльях складок круче (60 — 70 , иногда до 90), чем на восточных (30 — 40°). В отдельных случаях наблюдается запрокинутость к западу. Размах крыльев складок обычно от десятков до первых сотен метров, иногда встречаются более крупные складки. Например, несколько выше основного развилка р. Тополовой в озерновской свите прослеживается крутая, почти килевидная, антиклинальная складка меридионального простирания с размахом на крыльях до 1,5 км. Как в приразломной части, так и по удалению от нее простирание складок почти всегда совпадает с простиранием надвига или же оперяющих его разломов.

На северо-восток от долины р. Тополовой среди поля сплошного распространения пород озерновской свиты рисуется крупная синклиналь северо-западного простирания, осложняющая северо-восточное крыло периклинального окончания общей антиклинальной структуры. По своим размерам (размах крыльев несколько километров) эта складка резко выделяется на фоне мелких пликативных дислокаций, генетически связанных с основным надвигом и с более мелкими разрывными нарушениями. Образование этой складки, видимо, связано с первичными дислокациями, в результате которых образовалась основная антиклинальная структура района. В результате же последующих горизонтальных перемещений всячего крыла надвига на запад синклиналь несколько изменила свою конфигурацию. Общее простирание ее осталось северо-западным, но несколько сместилось к меридиональному направлению с изгибом северо-западного центриклинального окончания к северу. Такое изгибание сравнительно крупной складки мы объясняем различными по величине горизонтальными перемещениями всячего крыла надвига в районе горы Острой и по левобережью верховьев р. Аласной. За счет более интенсивного надвигания на широте горы Острой и затухания надвига на севере (район долины Аласной) и образовался такой изгиб структуры.

Всячее крыло надвига по правому борту долины р. Тополовой осложнено сбросом, имеющим вид двух разломов, сходящихся под тупым углом у основного развилка долины Тополовой. На севере и юге разломы секут линию надвига, проходящую по левобережью р. Тополовой. Сброс рассекает после распространения пород озерновской свиты. Изучение складок в песчано-сланцевых отложениях озерновской свиты на правом борту долины р. Тополовой и приблизительный подсчет мощностей различных частей свиты дает максимальную амплитуду сброса (примерно в 2 км выше развилка р. Тополовой) порядка 500 м. На юг и север амплитуды перемещений по сбросу умень-

шаются. В результате движений по сбросу (по времени, видимо, близким поднятию передовой части хребта) заложился односторонний грабен верхней и средней части долины р. Тополовой.

Следующий структурный этаж представлен толщей андезитов, агломератов и туфов, несогласно лежащей на породах озерновской свиты в юго-восточной части района. Условно мы считаем их верхнеэоценовыми, но не исключен и нижнечетвертичный возраст. Так как породы залегают в виде отдельных разобщенных друг от друга пятен, то говорить о характере дислокаций этого структурного этажа трудно. Можно только сказать, что местами в толще эффузивов намечаются чрезвычайно пологие складки субмеридионального простирания. Породы этой толщи секутся сбросом правобережья р. Тополовой и другими более мелкими разломами, видимо, одновозрастными грабцу р. Тополовой. Этот структурный этаж мы выделяем исключительно на основании резкого углового несогласия и размыва между указанными выше эффузивами и озерновской свитой.

В верхний структурный этаж мы включаем эффузивные образования четвертичного времени. Четвертичные лавы слагают весьма незначительную часть территории района. Они несогласно налегают на подстилающие их более древние образования и локализируются в основном в районе разрушенного вулкана Шиш. Характерным для них является отсутствие пликтивных дислокаций. Наличие углов падения в лавах (до 12—13°) объясняется изливанием их по склону вулкана, а также заполнением западин уже существовавшего рельефа хр. Кумроч. Дислокации в лавах носят исключительно разрывной характер. Основные надвиги района и разломы с ними связанные перекрываются четвертичными лавами.

На основании изучения структуры района и различных типов дислокаций мы приходим к выводу, что такая сложная тектоника южной части хр. Кумроч объясняется существованием двух почти диаметрально противоположных друг другу структурных планов. Для первого более древнего структурного плана характерны спокойные пологие складки северо-западного простирания. В результате этих дислокаций формировалась основная антиклинальная структура района; сложенная меловыми (?) породами; реликты ее сохранились в тектоническом блоке района оз. Зеркального. Второй структурный план накладывается на первый, существенно (иногда до неузнаваемости) его перерабатывая. Он выражается в мелкой крутой складчатости северо-восточного и меридионального простирания, отчетливо генетически связанной с крупными разломами северо-восточного и меридионального направлений. Особенно хорошо такая складчатость наблюдается в пластичных породах озерновской толщи, слагающей висячее крыло надвига по правобережью Тополовой. Характерно, что та же озерновская толща по удалению от зон надвига (бассейны рек Березнячишковой, Ледниковой) практически не дислоцирована. Если северо-западный план дислокаций связан с древней складчатостью (возможно палеогеновой), то наложенные на него северо-восточные дислокации связаны преимущественно с неотектоническими (верхнетретично-четвертичными) движениями, частично обусловившими формирование современного рельефа хребта Кумроч. Ниже дается кратко история формирования современной структуры южной части хр. Кумроч (рис. 3). Так как мы пока не располагаем широкими материалами по тектонике Восточной Камчатки, то изложенное ниже нужно рассматривать лишь как рабочую гипотезу. В палеогене (?) геологическая структура данного района, вероятно, имела вид крупной пологой, слегка асимметричной, антиклинали северо-западного простирания с периклинальными окончаниями в районе долины р. Хапицы и верховьев р. Пятой. В последующее время, захватывающее промежуток геологической истории, видимо со среднего миоцена до настоящего времени, в результате заложения крупных разломов северо-восточного и меридионального простирания структура была интенсивно переработана. Можно предположить, что сначала образовались крупные надвиги меридионального направления горы Острой и левобережья р. Тополовой. По надвигам озерновская свита была надвинута на юго-восточное периклинальное окончание структуры, а в районе горы Острой образовался высокоподнятый тектонический блок, сложенный ее древней свитой. В результате этого поднятия, возможно, сформировался основной водораздел хр. Кумроч в районе горы Шиш. Уже непосредственно в четвертичное время заложилась крупная разломы вдоль современной передовой части хр. Кумроч. По этим разломам происходили взбросовые движения и началось интенсивное поднятие западной части хребта. Реки, текущие с основного водораздела хр. Кумроч (Зеркальная, Березнячишковая, Тополовая, Ледникова), образовывали в развивающемся поднятии долины типа ущелий и теснин с крутыми порогами и водопадами. Наличие останцов террас на различных уровнях в долинах рек, пересекающих передовую часть хребта, и деформации рыхлых четвертичных отложений по линии основных швов в долине р. Хапицы говорят о продолжающихся тектонических движениях и в настоящее время. По-видимому, одновременно с разломами западной части хребта заложился сброс одностороннего грабена р. Тополовой. О молодом характере движений по сбросу р. Тополовой, в частности, могут говорить находки хорошо окатанных галек коренных пород на плоских участках правого водораздела р. Тополовой. Эти находки, по-видимому, являются останцами отложений древней эрозионной сети. С молодыми сбросовыми движениями, вероятно, связаны изливания лав вулкана Шиш. Таким образом, в южной части хр. Кумроч мы можем выделить ряд структур, связанных с наложенным северо-восточным планом дислокаций:

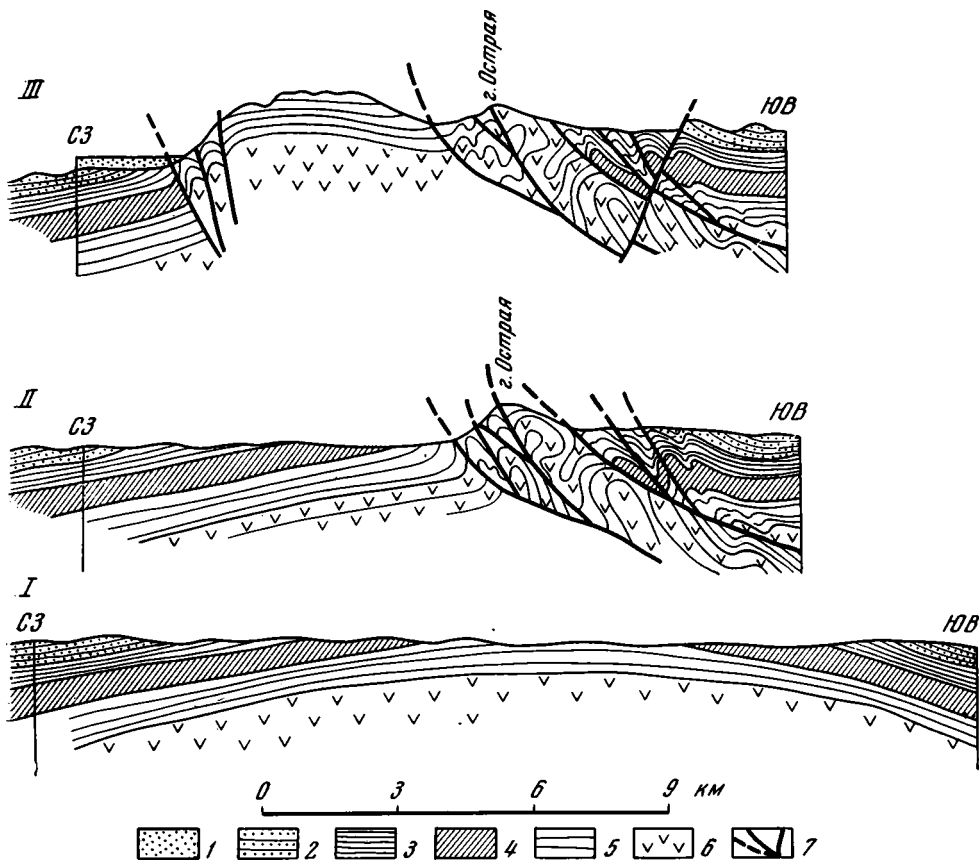


Рис. 3. Развитие современной структуры южной части хр. Кумроч в районе горы Острая в верхнемiocен-четвертичное время в схематических разрезах через хребет вдоль оси структуры

I — предполагаемый вид структуры в неогене; *II* — вид структуры в результате движений по надвигам; *III* — вид современной структуры после поднятия по взбросам и заложения одностроннего грабена р. Тополовой. 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — верхняя часть озерной свиты; 3 — нижняя часть озерной свиты; 4 — ледниковая свита; 5 — свита оз. Зеркального; 6 — свита горы Острая; 7 — разрывы

1. Депрессия р. Хапницы.
2. Тектонический блок с реликтами структуры северо-западного простирания.
3. Зона мелкой складчатости северо-восточного простирания, связанная с надвигами.

В каждой из этих структур или даже структурных зон можно выделить более мелкие структуры второго порядка. Так, в пределах зоны мелкой складчатости выделяется одностронний грабен долины р. Тополовой, а в пределах блока с реликтами северо-западной структуры — мелкие складки, связанные с разломами передовой части хребта, и линейные блоки на юго-западе района.

В результате работ В. И. Тихонова, А. Г. Цикунова в 1959—1961 гг. в Валагинском хребте (бассейны рек Валагиной, Китильгиной, Кояновой) выявлена весьма сходная картина тектоники с южной частью хр. Кумроч. С западной части Валагинского хребта также тянутся крупные разломы, а в поднятых тектонических блоках сохраняются реликты древнего плана дислокаций северо-западного и меридионального простирания. На юго-восточных склонах хребта выявлена зона крупных чешуйчатых надвигов и связанной с ними мелкой складчатости северо-восточного простирания. Таким образом, разломы передовых частей хребтов Кумроч и Валагинского носят региональный характер и прослеживаются вдоль всего Восточного хребта. Это подтверждается изучением аэрофотосхем и топографических карт, так как эти разломы прекрасно выражены в рельефе. Зоны надвигов юго-восточного простирания также, по-видимому, имеют региональный характер для Восточной Камчатки. Образование надвиговых чешуй и связанных с ними дислокаций, видимо, обусловлено давлениями: необычайно тектонически активной вулканической зоны крайнего востока Камчатки, обрамляющей Курило-Камчатскую впадину, на более стабильные участки Центральной и Западной Камчатки. В зоне, проходящей по юго-восточным склонам Восточного хребта, как бы образовалась разрядка этих напряжений сжатия в виде чешуйчатых надвигов.

А. И. АНАТОЛЬЕВА

ПАЛЕОТЕКТОНИКА ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЭПОХУ ФОРМИРОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ТОЛЩ ВЕНДА И НИЗОВ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Современные представления о тектонической природе юго-западной окраины Сибирской платформы и ее краевых поднятий — Енисейского кряжа и Восточного Саяна — в эпоху формирования красноцветных терригенных толщ венда¹ и низов нижнего кембрия широко известны по работам А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), Н. С. Зайцева (1954), М. М. Одинцова и П. П. Скабичевского (1937), Е. В. Павловского (1954), Т. Н. Спизарского (1960), А. С. Хоментовского (1945) и других исследователей. Разнообразие этих представлений в огромной степени зависит от различного понимания палеогеографической обстановки, сложившейся на данной территории в венде и нижнем кембрии. Существует два принципиально разных взгляда на эту проблему.

Первый из них отражает идеи В. А. Обручева (1935), который предполагал, что Енисейский кряж и Восточный Саян уже в самом начале нижнего палеозоя представляли собой обширную сушу. Развитие этих идей привело Е. В. Павловского к выводу о том, что обломочный материал в нижнепалеозойскую эпоху поступал в морской бассейн, расположенный на Сибирской платформе, «с юго-востока, из области современного Восточного Саяна, где, следовательно, в нижнем кембрии существовала область поднятия — суша, отделявшая эпиконтинентальный нижнекембрийский бассейн платформы, от геосинклинального, располагавшегося во внутренней части современного Восточного Саяна» (Павловский, 1954, стр. 30).

Опираясь на данные широких стратиграфических корреляций и результаты новейших детальных геологических исследований, А. А. Предтеченский (1960) проследил это поднятие на огромном протяжении, от Енисейского кряжа через Восточный Саян и Прибайкалье вплоть до Алдана, и подчеркнул огромное его значение как крупного элемента древней структуры Сибирской платформы. Существование отдельных звеньев этого поднятия на основе фациального анализа отложений подтвердили М. А. Жарков (1964) и А. А. Савельев (1964).

Существует тем не менее и иной взгляд на ту же проблему. Он выдвигался различными исследователями, но касался до недавнего времени лишь территорий Енисейского кряжа. В частности, Ю. А. Кузнецов (1946) отметил, что красноцветный кембрий в свое время перекрывал весь Енисейский кряж, а Г. И. Кириченко писал, что в кембрийское время существовал большой эпиконтинентальный бассейн, покрывавший Сибирскую платформу и территорию современного Енисейского кряжа, и что в нижнем кембрии кряж не представлял собой какого-либо горного сооружения, которое могло бы служить областью размыва и поставщиком обломочного материала при формировании нижнекембрийских толщ Сибирской платформы (Кириченко, 1956, стр. 47).

Эти высказывания были затем обобщены В. В. Хоментовским (1957) и М. А. Семихатовым (1962), которыми была выдвинута идея существования единой обширной многогеосинклинали, охватывавшей территорию Енисейского кряжа, Присаянья, Канско-Ангарского и Манского прогибов. По М. А. Семихатову, разнообразные «данные показывают ошибочность представлений А. А. Предтеченского о том, что в пределах кряжа и Восточного Саяна в нижнем кембрии существовала область суши» (Семихатов, 1962, стр. 171). Совсем недавно М. А. Семихатов и Ю. А. Трапезников (1965) вновь высказали эту точку зрения, предполагающую существование на этой территории обширной многогеосинклинали в эпоху формирования красноцветных толщ, отнесенных ими уже не к нижнему кембрию (Семихатов, 1962), а к венду. Для более позднего этапа развития, для эпохи накопления соленосно-карбонатных толщ нижнего кембрия выше названные авторы существование суши в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна уже признают.

Различия во взглядах на палеогеографическую обстановку, сложившуюся на юго-западе Сибирской платформы в раннем палеозое, заставляют обратиться к анализу исходных данных, послуживших разным исследователям основанием для тех или иных выводов, а также к привлечению новых сведений по Канско-Ангарскому прогибу², полученных главным образом в результате бурения. Это тем более необходимо, что палеогеографическая обстановка этого времени не только отражала соответствующее размещение тектонических структур, но и оказывала огромное влияние на распределение солеродных бассейнов. Рассматривая вопросы солеобразования на платформе,

¹ Вендский комплекс до 1962 г. (Решение совещания по стратиграфии Сибири и Дальнего Востока) рассматривался в составе алданского яруса нижнего кембрия.

² Этот прогиб как крупную платформенную структуру впервые выделил А. С. Хоментовский (1945).

А. Л. Яншин подчеркивал, что «условия максимальной концентрации рассолов должны были существовать на юго-западе платформы — у подножия Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Однако неизвестно, была ли цепь байкальских складчатых сооружений сплошной полосой суши? (Яншин, 1964, стр. 17).

Для Канско-Ангарского прогиба весьма типично размещение отложений венда и низов нижнего кембрия в виде полосы, окаймляющей его на севере, западе и юго-западе. Эта полоса следует сначала (на севере) вдоль долины р. Ангары, а затем поворачивает на юг к г. Канску и далее прослеживается на юго-восток вдоль подножий Восточного Саяна по направлению к г. Иркутску.

Стратиграфия и вопросы корреляции красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия изложены в работах М. А. Жаркова (1964), М. А. Жаркова и В. В. Хомелтовского (1965), а также А. И. Анатольевой (1964) и др. Отложения вендского комплекса и низов нижнего кембрия в пределах Канско-Ангарского прогиба обнаруживают сходные черты строения. Сходство их проявляется главным образом в том, что от основной, большей по объему части разреза, представленной терригенными, преимущественно красноцветными и лишь отчасти сероцветными породами, отделяется толща терригенно-карбонатных пород, повсеместно содержащая в пределах прогиба пачку базальных конгломератов. Эту часть разреза на том основании, что она постоянно образует непрерывную серию слоев с перекрывающимися их сероцветными карбонатными отложениями, охарактеризованными скелетной фауной нижнего кембрия, также относят к нижнему кембрию. В Приангарье она известна под названием островной свиты, в бассейнах рек Топола и Мурмы — тасеевской свиты, а в Присяянье — усть-тагульской свиты. Терригенные породы, залегающие под конгломератами островной свиты, в настоящее время относят к вендскому комплексу (Решение совещания по стратиграфии верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока, 1962; Жарков, 1964; Анатольева, 1964). В Приангарье вендский комплекс подразделяется на свиты (снизу вверх): алешинскую, чистяковскую и мошакоскую. Аналогичное трехчленное строение вендского комплекса устанавливается и для Присяянья (Жарков, 1964). В западной части прогиба, в бассейне рек Топола и Мурмы в составе венда М. А. Жарков (1964) выделяет хаеринскую свиту, являющуюся нерасчлененным аналогом алешинской и чистяковской свит, и топольскую свиту — аналог мошакоской. Вместе с тем новые данные, полученные по глубокой скважине, недавно пробуренной в районе с. Тайна, показывают, что на юго-восточном погружении Енисейского кряжа вендский комплекс вновь приобретает трехчленное строение.

На протяжении более 800 км указанная выше полоса вендских и нижнекембрийских отложений нигде не сообщается с районами распространения аналогичных отложений, расположенными на севере Енисейского кряжа и в Восточном Саяне (рис. 1). От северных районов Енисейского кряжа ее отделяет почти двухсоткилометровый интервал, лишь частично восполняемый выходами соответствующих отложений в Южно-Енисейской синклинали и в низовьях рек Большой Пит и Кия. От нижнекембрийских и вендских толщ Манского синклиория отложения, наблюдаемые в рамках очерченной выше полосы, разобщены стоклометровою зоной, полностью лишенной выходов нижнекембрия и венда.

В пределах Канско-Ангарского прогиба наблюдается в общем весьма однообразный комплекс красноцветных, частично сероцветных пород венда и самых низов нижнего кембрия, принадлежащих молассовой формации. В формационном отношении, таким образом, этот прогиб отличается от Северо-Енисейского (Тейского), где, по данным М. А. Семихатова (1962), наряду с ограниченно развитыми молассами, распространены формации флишевая и валуно-галечных аргиллитов, и особенно резко от Манского синклиория с типичными для него формациями: граувакковой, аспидносланцевой и аспидно-известняковой.

Весьма существенна изменчивость фаций и мощностей в отложениях венда и нижнего кембрия Канско-Ангарского прогиба. Такая изменчивость прослеживается не только по направлению с востока на запад, что ранее отметил М. А. Семихатов (1962), но также с севера на юг. Эта изменчивость фаций и мощностей осадков показана на прилагаемых схемах сопоставления разрезов (рис. 2). Первую группу разрезов, расположенных вдоль северного обрамления Канско-Ангарского прогиба, составляют те из них, которые начинаются на северо-востоке прогиба, в устье р. Иркинеевой, далее следуют через р. Манзю к Гребенскому Быку, а затем к р. Тасеевой у впадения в нее р. Усолки. На этой серии разрезов ясно видно, что по направлению от р. Иркинеевой на юго-запад к р. Тасеевой происходит постепенное нарастание мощности осадочной толщи. Отсутствие обнажений низов разреза в районе Гребенского Быка и на р. Тасеевой, так же как и большие интервалы, лишенные обнажений на р. Тасеевой, делают невозможным точное определение истинной мощности всей толщи в этих разрезах; поэтому сравнение их не дает никаких оснований для заключения о том, что у д. Бык на р. Ангаре происходит, как предполагает М. А. Семихатов (1962), резкое увеличение градиента изменения мощностей. Тем более невозможно говорить о том, что такое изменение происходит в узкой зоне, представляющей собой, по-видимому, флексуру. Разрез по р. Тасеевой настолько фрагментарен, что одни и те же исследователи в разных своих работах порой по-разному решают даже вопрос о том — находятся ли наблюдаемые здесь толщи в нормальном или перевернутом залегании. Во всяком случае, фактические взаимоотношения не дают возможности считать, что этот разрез суще-

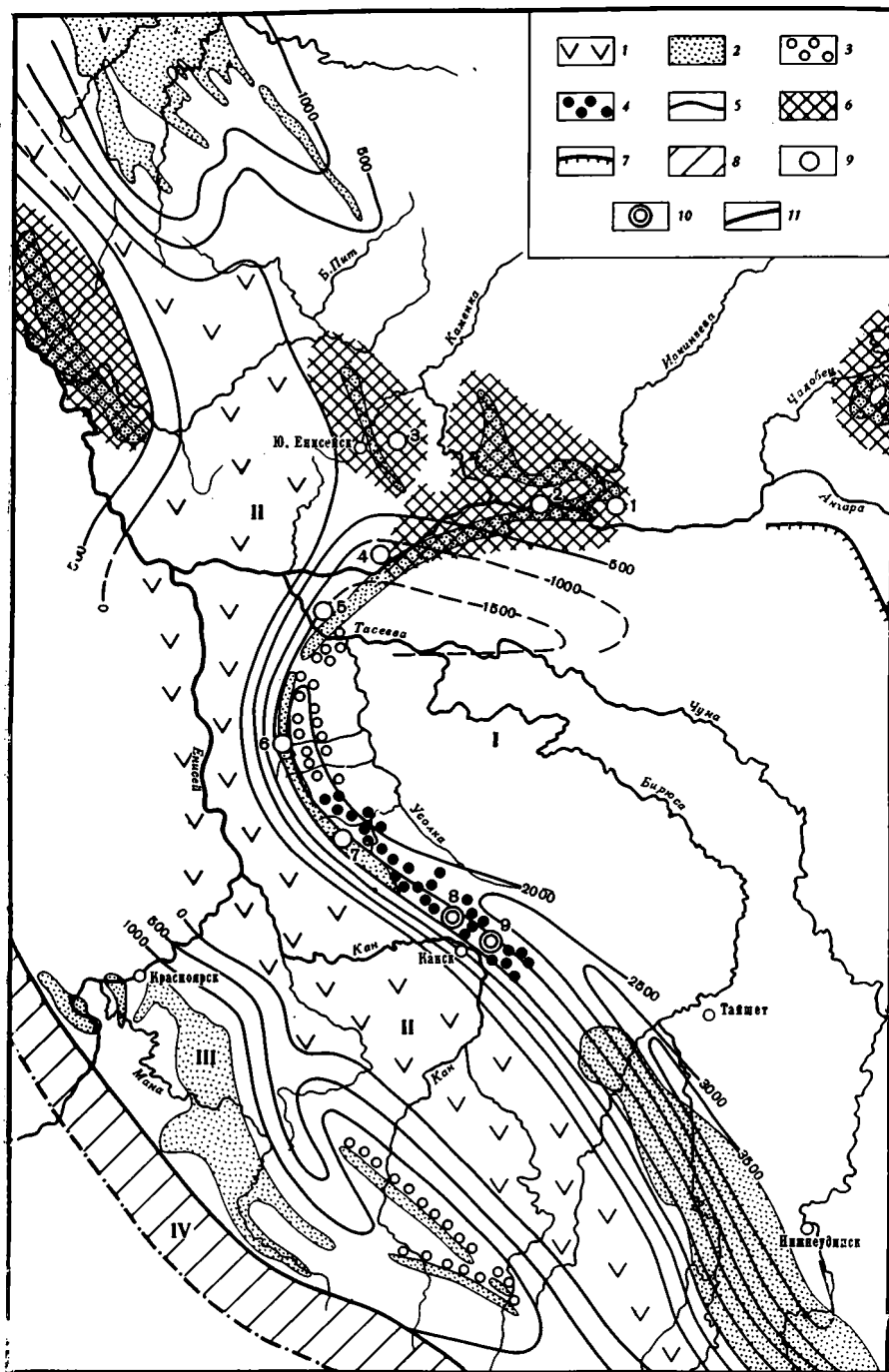


Рис. 1. Палеотектоническая схема юго-западной окраины Сибирской платформы для эпохи венда и низов нижнего кембрия

1 — области поднятия — суша; 2 — площади распространения отложений венда и нижнего кембрия; 3 — красноцветные молассы с содержанием грубообломочного материала местных пород в количестве 15–20%; 4 — то же в количестве 50%; 5 — изолинии мощностей нанесены схематично через 500 м. В Северо-Енисейском (Тейском) и Манском прогибах изолинии мощностей более 1000 м не показаны; 6 — сокращенные разрезы нижнего кембрия и венда; 7 — флексура; 8 — область развития докембрийских толщ Восточно-Саянского антиклинория; 9 — номера разрезов, изображенных на рис. 2; 10 — скважины, изображенные на рис. 2; 11 — разлом. I — Канско-Ангарский прогиб; II — Енисейско-Саянское поднятие; III — Манский прогиб; IV — Восточно-Саянский антиклинорий; V — Тейский прогиб

ственно отличается по мощности от тех, которые расположены на западной окраине Канско-Ангарского прогиба и равны 1400—1500 м (районы рек Мурмы и Топола)¹.

Такое же общее изменение мощностей прослеживается и с севера на юг, от Южно-Енисейской синклинали в Заангарье через тот же Гребенский Бык, по направлению к р. Тополу и г. Канску, где имеются новые материалы бурения, обнаружившие толщу венда и нижнего кембрия не менее, чем на 1000 м мощности.

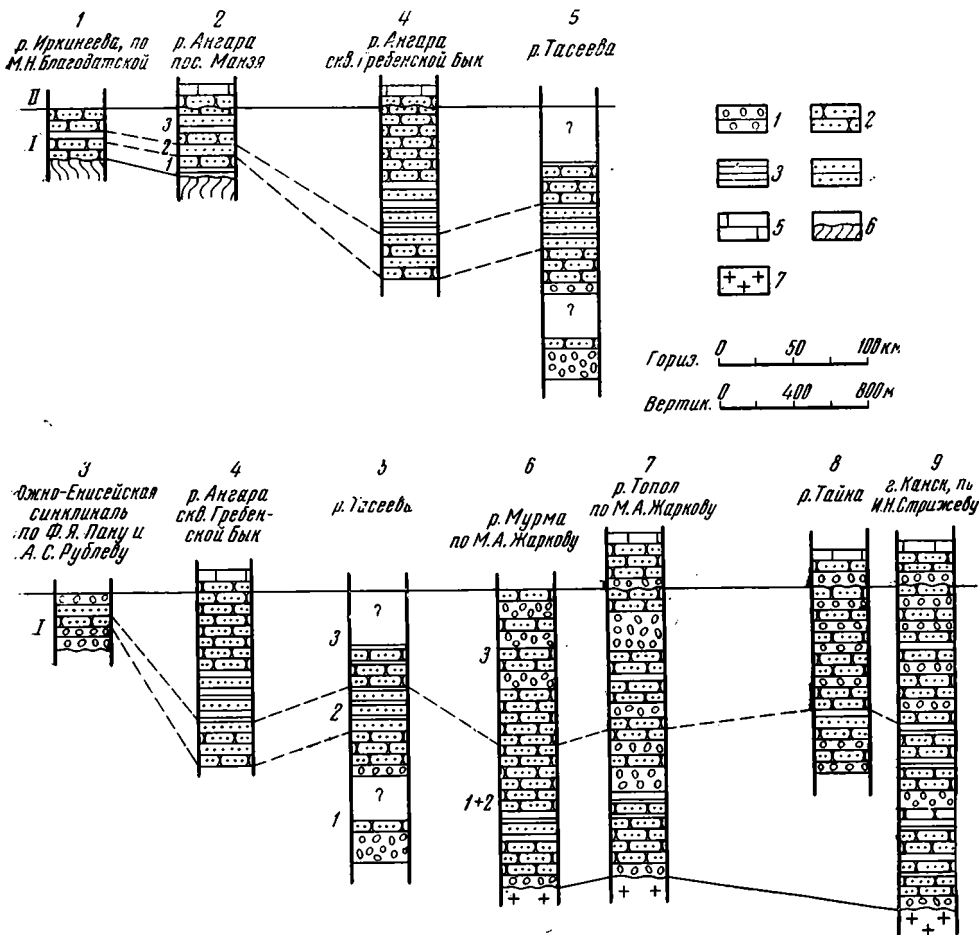


Рис. 2. Сопоставление отложений венда и низов нижнего кембрия Канско-Ангарского прогиба

Разрезы по линии 1, 2, 4, 5 следуют с востока на запад, по линии 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 — с севера на юг

1 — грубые разности терригенных пород, преимущественно конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники разнозернистые; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — карбонатные породы; 6 — складчатые толщи рифея; 7 — граниты. Цифры на колонках: 1 — вендский комплекс: 1 — алешинская свита; 2 — чистяковская свита; 3 — мошакская (топольская) свита; 3+2 — хаеринская свита (нерасчлененные аналоги алешинской и чистяковской свит); II — нижний кембрий, тасеевская (островная) свита

Отмеченное выше изменение мощностей показывает, что как на востоке прогиба, в бассейне рек Манзи и Иркинеевой, так и к северу от него, в Заангарской части Енисейского края, в течение венда и нижнего кембрия существовала область поднятия. Эта область захватывала территорию Южно-Енисейской синклинали, распространялась западнее в Приангарье, где полностью отсутствуют отложения венда и нижнего кембрия, и далее протягивалась по направлению к низовьям р. Большой Пит, где так же, как и на востоке известны резко сокращенные разрезы этих отложений, которые заставили М. А. Семихатова (1962) выделять в этом районе южную часть так называемого Лебяжинского поднятия.

Постепенное нарастание мощностей вендских и нижнекембрийских отложений по направлению к р. Усолке позволяет утверждать, что здесь протягивалась прогнутая зона, на севере ограниченная Заангарским поднятием. На юго-западе эта зона также

¹ Указанные для этих районов мощности венда «в естественных выходах» (Семихатов, Трапезников, стр. 41, 1965) завышены более чем в два раза.

примыкала к поднятию, о чем можно судить по примечательным изменениям литологического состава отложений, указывающим на то, что эти отложения в районе максимальных мощностей разрезов венда и нижнего кембрия формировались непосредственно у подножий горного сооружения, и что областью питания для них являлась территория Южно-Енисейского кряжа. На это обстоятельство, по-видимому, впервые обратил внимание М. А. Жарков, который отметил, что «с приближением к южной части Енисейского кряжа в разрезе увеличивается количество грубозернистых пород, что может указывать на близость области сноса» (Жарков, 1964, стр. 267).

В рассматриваемой прогнутой зоне действительно наблюдается резкое увеличение роли грубообломочного материала в составе отложений венда и нижнего кембрия. Если в районе рек Манзи и Иркинеевой и близ Гребенского Быка на р. Ангаре количество грубообломочных пород в разрезах незначительно, то оно возрастает до 15—20% на р. Тасеевой в устье р. Усолки, а на участке р. Топол — г. Канск составляет уже свыше 50%. Грубообломочный материал сосредотачивается вдоль юго-западной скраны Канско-Ангарского прогиба на участке рек Мурмы, Топола и г. Канска, т. е. в той области, которая более чем на 100 км удалена от Манского синклиниория (см. рис. 1) и на еще более далекое расстояние от Восточно-Саянского антиклинория.

Состав и строение грубообломочных пород весьма типичны. Они содержат плохоокатанные обломки жильного кварца, пегматитов (в частности, мусковитовых), обильный мусковит, крупные листочки которого свидетельствуют о недалекой транспортировке материала, калиевых полевых шпатов (микроклина, отчасти ортоклаза), плагиоклаза, а также разнообразных слюдястых сланцев и метаморфических пород, преимущественно тех именно пород и минералов, которые характерны для Южно-Енисейского кряжа с его слюдястыми метаморфическими толщами и мусковитовыми пегматитами Кондаковского типа.

Почти полное отсутствие сортировки обломков, расположенных в грубослонстой или неслонстой массе плохоокатанного кластического материала, весьма наглядно подчеркивает принадлежность грубообломочных отложений венда и низов нижнего кембрия к пролювиальным образованиям, а всей толще, вскрываемой скважинами на юго-западе Канско-Ангарского прогиба, к типичным фациям подножий, опоясывающим горный хребет, ограничивавший этот прогиб на юго-западе и отделявший его, следовательно, от Манского синклиниория. Этот горный хребет был резко приподнят на участке рек Мурма — Топол — г. Канск и, по-видимому, снижался в северо-западном направлении в Заангарской части Енисейского кряжа, а также к юго-востоку, по направлению к г. Иркутску.

Рассмотренные выше данные позволяют прийти к следующим выводам.

1. Общее сокращение мощностей отложений венда и низов нижнего кембрия в направлении с юга (от г. Канска) на север (к пос. Южно-Енисейску) и на северо-запад (к верховьям р. Пит) позволяет утверждать, что Канско-Ангарский прогиб отделялся от Северо-Енисейского обширным поднятием. Объединение Канско-Ангарского и Северо-Енисейского (Тейского) прогибов в единый Тейско-Канский прогиб противоречит не только данным о сокращении мощности осадочных толщ в Заангарье, но и данным об их формационном составе. В Канско-Ангарском прогибе развиты красноцветные, отчасти сероцветные моласы, а типичные флишевые толщи и формация валунно-галечных аргиллитов (дикого флиша) в нем отсутствует, между тем как для Тейского прогиба, по М. А. Семихатову (1962), они весьма типичны.

2. Крупное поднятие, резко выступавшее в венде и нижнем кембрии в виде горного сооружения, располагалось на территории Южно-Енисейского кряжа и на его юго-восточном продолжении в области современных северных предгорий Восточного Саяна. С этого поднятия осуществлялся снос грубообломочного материала, отлагающегося вблизи подножия этого горного сооружения в прогнутой зоне Канско-Ангарского прогиба на участке рек Мурмы, Топола и г. Канска. Этим поднятием Канско-Ангарский прогиб отделяется от Манского синклиниория, вендские и нижнекембрийские отложения которого представлены граувакковой и аспидной формациями. Канско-Ангарский прогиб с его молассами отличается также и по формационному составу отложений.

Литература

- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюл. Моск. о-ва испыт. природ. Отд. геол., вып. 4, 1933.
- Анатольева А. И. О верхней границе позднего докембрия в низовьях Ангары. Докл. АН СССР, т. 159, № 4, 1964.
- Жарков М. А. Методика построения литолого-фациальных карт на примере раннего палеозоя (эокембрия) юга Сибирской платформы. В кн.: «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.
- Жарков М. А., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. X (1), 1965.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.

- Кириченко Г. И. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
- Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 1. Докембрий и древний палеозой. Изд-во АН СССР, 1935.
- Одинцов М. М. и Скабичевский П. П. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа. Проблемы сов. геол., № 7, 1937.
- Павловский Е. В. О нижнем палеозое Присяня. Тр. Вост.-Сиб. фил., вып. 1. Сер. геол., Изд-во АН СССР, 1954.
- Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1960.
- Решение совещания по стратиграфии верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Савельев А. А. Некоторые черты палеогеографии докембрия и раннего кембрия юго-западного обрамления Сибирской платформы. Тр. Красноярского геол. упр., сб. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы», Изд-во «Недра», 1964.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. ГИН, вып. 68. Изд-во АН СССР, 1962.
- Семихатов М. А., Трапезников Ю. А. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии. Геотектоника, № 4, 1965.
- Спижарский Т. Н. Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. В кн. «Развитие производительных сил Сибири», т. 3, 1960.
- Хоментовский А. С. Структура и тектоника Сибирской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XX, № 5, 1945.
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1957.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 5, 1964.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
16 августа 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(571.5)

Е. М. ЛАЗЬКО, В. П. КИРИЛЮК

СТРОЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ
ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ(по поводу концепций Н. П. Васильковского в работе
«О строении Сибирской платформы»)

В 1964 г. в журнале «Геология и геофизика» и в сборнике «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса» были опубликованы две работы под одинаковыми заголовками «О строении Сибирской платформы» (Васильковский, Предтеченский, 1964; Васильковский, 1964). Они касаются довольно широкого круга вопросов региональной тектоники и общей геотектоники, во многом очень оригинальны и заслуживают специального рассмотрения.

Большая часть этих исследований посвящена критике современных представлений о строении Сибирской платформы, положенных в основу большинства тектонических карт. Главное внимание при этом уделяется фундаменту платформы, строение которого, согласно Н. П. Васильковскому и А. А. Предтеченскому, в общепринятой схеме выглядит следующим образом. «Согласно представлениям, выдвинутым Л. Делоне и А. А. Борисяком и позднее развитым А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, под осадочным чехлом Сибирской платформы повсеместно распространены ее складчатый кристаллический фундамент. Этот фундамент, сформировавшийся в архее или вообще в раннем докембрии (разрядка наша.— Е. Л. и В. К.), выступает только в Алданском и Анабарском щитах; под Тунгусской и Вилюйской впадинами он глубоко погружен. Зона Станового хребта и Байкальская складчатая дуга (Патомо-Витимское нагорье, Западное Забайкалье, Прибайкалье, Восточный Саян, Енисейский кряж), образовавшиеся в более поздние эпохи докембрия, развились вдоль окраин этого древнего кристаллического фундамента или непосредственно на нем» (Васильковский, Предтеченский, 1964). Эти представления, развиваемые на протяжении уже пятидесяти лет, по мнению авторов рассматриваемой работы, недостаточно обоснованы фактическим материалом и поэтому могут быть легко заменены другими.

Прежде чем перейти к детальному рассмотрению критических построений Н. П. Васильковского, следует отметить, что в приведенную выше характеристику «общепринятой схемы строения Сибирской платформы» вкравлись существенные неточности. Это легко увидеть, обратившись хотя бы к тексту «Объяснительной записки» к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000, составленной Н. С. Шатским, А. А. Богдановым и большой группой известных советских тектонистов, под общей редакцией А. Л. Яншина. «Фундамент Сибирской платформы образовался в результате архейских и протерозойских складчатостей, а также байкальской складчатости. К байкальскому этапу развития относится образование фундамента западных частей платформы в Енисейском кряже и ее южных частей — в Байкальском нагорье. Весьма вероятен также байкальский возраст складчатого основания Вилюйской синеклизы. На остальной части платформы фундамент имеет протерозойский и архейский возраст (разрядка наша.— Е. Л. и В. К.). Местами (Алданский щит) среди архейских образований намечаются участки древнейших платформ, образовавшихся еще в раннепротерозойское время» (Шатский и др., 1957). Из приведенной цитаты видно, что фундамент Сибирской платформы по современным представлениям далеко не везде сформирован «в архее или вообще в раннем докембрии», а является сложным гетерогенным сооружением, становление которого произошло в различных геологических условиях на протяжении всего докембрия.

В основу своей критики и дальнейших построений Н. П. Васильковский положил анализ ряда таких важнейших вопросов: 1) имеется ли связь между архейскими структурами Анабарского и Алданского щитов, 2) был ли архейский складчатый фундамент в области Становика и Саяно-Байкальской системы; 3) какой фундамент под впадиной Иркутского амфитеатра, 4) есть ли кристаллический складчатый фундамент под Тунгусской впадиной, 5) имеется ли базальтовый слой коры под древними структурами платформы. Исходя из имеющихся фактических данных, мы постараемся вслед

за автором последовательно проанализировать все эти вопросы, а также те выводы к которым он приходит.

Для удобства при дальнейшем изложении все ссылки (в тех случаях, когда это не будет специально оговорено) будут делаться на более позднюю статью, которая во всех принципиальных положениях полностью повторяет первую, но содержит некоторые дополнительные разъяснения (Васильковский, 1964).

Имеется ли связь между архейскими структурами Анабарского и Алданского щитов? Анализ этого вопроса Н. П. Васильковский начинает с довольно неожиданного заявления: «По общепринятому (? — Е. Л. и В. К.), но оспариваемому автором мнению, связь между древнейшими структурами Анабарского и Алданского щитов не вызывает сомнения» (стр. 16). Далее следует критический разбор этого якобы общепринятого мнения, высказанного в печати рядом геологов (Косыгин и др., 1962; Замараев, 1961; Васильев, Иванова, 1958). Однако здесь же автор указывает на существование других представлений, согласно которым архейские комплексы Алданского и Анабарского массивов разделены областью развития более молодых докембрийских складчатых сооружений (Шатский и др., 1957; Салоп, 1960). Но как же в таком случае можно говорить о каком-то «общепринятом мнении»?

В «Объяснительной записке» архейские структуры фундамента платформы описываются следующим образом: «Археиды образуют в пределах Сибирской платформы систему сложных дуг. В пределах Алданского нагорья они имеют северо-западные простирания, сменяющиеся на северо-восточные в Байкальском нагорье. В районе южной оконечности Байкала происходит изгиб простираний археид, вновь меняющихся на северо-западные. В пределах Анабарского массива архейские складки также простираются с юго-востока на северо-запад». Нам представляется, что эта очень осторожная общая характеристика архейских структур все еще отвечает состоянию наших знаний. Одинаковые простирания архейских структур на Алданском и Анабарском массивах, конечно, не могут служить основанием для объединения их в одну складчатую систему, тем более, что стратиграфические разрезы архея этих регионов довольно сильно отличаются один от другого (Дзевановский, Лазько, 1956; Рабкин, 1960).

Таким образом, можно вполне согласиться с выводом Н. П. Васильковского, что «...сейчас еще нет фактов, которые позволяли бы объединять Алданский и Анабарский массивы в единую структуру архейского фундамента и распространять ее по всю Вилуйскую впадину». Следует только подчеркнуть, что такой вывод вовсе не идет вразрез с «общепринятым мнением», а находится в полном соответствии с представлениями многих геологов.

Был ли архейский складчатый фундамент в области Становика и Саяно-Байкальской системы? По мнению Н. П. Васильковского на этот вопрос следует ответить отрицательно; более того, он считает, что поскольку между археем и протерозоем в ряде случаев невозможно установить границу, то они составляют единый метаморфический комплекс.

Эти очень важные заключения заслуживают особенно тщательного рассмотрения прежде всего с точки зрения их обоснованности фактическим материалом.

Как известно, крупные архейские структуры внутренних частей Алданского кристаллического массива имеют преобладающие северо-западные простирания, тогда как на юге, в области протерозойского обрамления массива, складки станового комплекса протягиваются в широтном или близком к нему направлении; в зоне стыка этих структур в ряде мест отмечается тектоническое срезание первых вторыми. Эти хорошо известные факты подвергаются Н. П. Васильковским сомнению на основании того, что по данным некоторых исследователей архейский комплекс Алданского массива в целом характеризуется развитием куполовидных структур, невыдержанностью простираний складок в каком-либо направлении и наличием субширотных простираний в южной его части (Судовиков и др., 1962; Кулиш, 1964).

В настоящее время можно считать доказанным, что образование куполовидных структур разного масштаба и генезиса является весьма характерной особенностью тектонического строения архея. Подобные структуры четко устанавливаются и в архейском комплексе Алданского кристаллического массива. Однако наряду с ними детальным геологическим картированием выявлены крупные линейные складки, иногда с резко выраженными дугообразными изгибами осей, описание которых можно найти в работах многих геологов (Билибин, 1940; Павловский, 1944; Фролова, 1944; Лазько, 1948; Дзевановский, 1956). Именно сочетание этих структур и является одной из тех неповторимых особенностей, которые отличают архейские комплексы от более молодых. Вероятно, этой особенностью строения алданского архея в значительной мере объясняется появление крупных линейных аномалий преобладающего северо-западного простирания и сложной системы мелких аномалий, часто круто изогнутых в плане (Краснов, 1964).

Нередко отмечающиеся дугообразные изгибы осей складок уже сами по себе легко могут объяснить наблюдающееся местами видимое согласие архейских и протерозойских структур в зоне их контакта, однако такие соотношения последних могут быть связаны и с другими причинами, в частности, с переориентировкой архейских структур в результате протерозойской складчатости. Именно такой механизм давно уже был предложен для объяснения широтного простирания архейских структур в некоторых местах в южной части Алданского массива и меридиональных — в западной его части (Коржинский, 1936; Лазько, 1945).

Обратимся теперь к тем новым фактическим данным, которые могут помочь в разрешении рассматриваемых вопросов.

Результаты исследований последних лет не оставляют сомнений в наличии крупного несогласия между архейскими и нижнепротерозойскими комплексами в пределах всего Алдано-Витимского щита. Несмотря на то, что до настоящего времени не удавалось наблюдать непосредственных стратиграфических контактов между ними, многочисленные факты свидетельствуют о принадлежности их к различным эпохам тектогенеза, разделенным, по-видимому, значительным интервалом времени. Одним из доводов в пользу этого заключения, как и раньше, является часто наблюдаемое срезание архейских структур складчатыми образованиями нижнепротерозойского станового комплекса.

Такие соотношения отмечаются как по краю Алданского кристаллического массива, так и на границах глыб алданского комплекса архея среди становых структур. Вблизи массива несогласные соотношения были описаны В. А. Глебовицким (1964) и другими, а на значительном удалении от него в районе станций Могоча и Амазар — наблюдались одним из авторов. Здесь, почти у самой границы Алдано-Витимского щита со складчатыми структурами Монголо-Охотского пояса, В. П. Кириллюк, А. А. Сиворонов, Б. И. Шульдинер и другие геологи в последние годы закартировали выходы пород алданского комплекса среди образований внутреннего пояса Становой геосинклинали, аналогичных урканской серии (Неелов, Седова, 1963). Породам алданского комплекса в этом районе свойственно выдержанное северо-западное и субмеридиональное простирание, в то время как становой комплекс имеет генеральное субширотное и северо-восточное направление структур, резко изменяющееся только при обтекании архейских глыб. В участках стыка разновозрастных комплексов здесь, как и в других районах (Другова, Неелов, 1961; Глебовицкий, 1964), в архейских породах четко проявляются наложенные складчатые деформации и вторичная сланцеватость, согласные с простиранием структурных элементов нижнего протерозоя. Это свидетельствует о существовании несогласия между археем и протерозоем еще до формирования становых складчатых структур и не подтверждает представлений Н. П. Васильковского об обычном тектоническом несогласии.

В отдельных случаях интенсивная нижнепротерозойская складчатость, наложенная на архейские глыбы в Становом хребте, приводит к совпадению направления структур в породах алданского и станового комплексов и даже к продолжению по простиранию складок из одного комплекса в другой (Кобаевич, Казмин, 1963). Не эти ли структурные соотношения, но без учета их особого генетического смысла, положены Н. П. Васильковским в основу вывода о единстве разреза архейских и протерозойских образований? Окончательно судить об этом трудно, так как никаких фактических данных в обоснование этого положения автор не приводит.

Необходимо отметить, что Н. П. Васильковский в своей работе принимает известные данные о резком различии (прежде всего по степени метаморфизма) архейских и протерозойских образований. Это дает ему основание для справедливого утверждения, что в зоне Становика имеются архейские породы гранулитовой фации, а в ряде мест севернее Южно-Алданского разлома — породы, не отличимые от характерных образований протерозоя Становика. Однако естественно возникает вопрос — как с позиций непрерывности докембрийского разреза можно объяснить удивительное совпадение стратиграфической границы с рубежом метаморфических фаций?

В пользу отнесения алданского и станового комплексов к разновозрастным образованиям, разделенным складчатостью со всеми сопутствующими ей явлениями, кроме перечисленных фактов, свидетельствуют: а) различная степень метаморфизма и характер ультраметаморфических и магматических процессов; б) наложенный на алданские породы гранулитовой фации повторный метаморфизм амфиболитовой фации, в условиях которой сформированы прогрессивно метаморфизованные породы станового комплекса; в) наблюдаемое иногда понижение степени регионального метаморфизма в породах станового комплекса по мере приближения к более глубоко метаморфизованным образованиям алданского комплекса (Другова, 1962).

Аналогичные соотношения устанавливаются в ряде мест в западной части щита, а также в пределах Байкальской горной области, где нижний протерозой всюду отделен от архея отчетливым стратиграфическим и местами азимутальным несогласием (Павловский, 1956). В частности, можно сослаться на данные о резком структурном несогласии архея Чарской глыбы и нижнепротерозойских отложений удоканской серии. Существование между ними перерыва и эпохи метаморфизма подтверждается наличием в конгломератах и песчаниках удоканской серии обломков архейских гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов (Салоп, 1963). Имеются также убедительные доказательства трансгрессивного залегания с большим угловым несогласием нижнепротерозойской муйской серии на гнейсовом комплексе архея Северо-Муйской глыбы (Салоп, 1964).

В обоснование представлений о непрерывности разреза архея и протерозоя Н. П. Васильковский ссылается на работу П. И. Налетова (1961), в которой приведены «данные многих геологов, наблюдавших согласное (или без видимого несогласия) налегание хангарульской толщи нижнего протерозоя на слюдяную серию архея». Однако многочисленные публикации последних лет не дают оснований для сколько-нибудь уверенного суждения по этому вопросу. Прежде всего следует отметить, что до настоящего времени не только нет достоверных данных о возрасте хангарульской толщи, но

даже не определен окончательно ее объем и вещественный состав. Так, некоторые исследователи указывают, что ее залегание на слюдянской серии новейшими исследованиями не подтверждается (Елизарьев, 1964), другие считают, что в составе хангарульской толщи «...соединены различные толщи, принадлежащие как слюдянской, так и шарыжалгайской сериям, и поэтому она не должна включаться в схему в виде самостоятельной стратиграфической единицы» (Обручев и др., 1963). Нег единого мнения о возрасте слюдянской серии, которая одними исследователями по-прежнему относится к архею (Елизарьев, 1964; Замараев, 1965), другими — к нижнему протерозою (Шафеев, 1965).

Из всего сказанного ясны большие трудности, с которыми связано не только выявление соотношений архейских и нижнепротерозойских комплексов в Южном Прибайкалье, но нередко и само их отделение друг от друга. Очевидно, это обусловлено прежде всего многократной интенсивной переработкой всех раннедокембрийских образований складчатостью и метаморфизмом более поздних эпох. Эти процессы, неоднократно проявлявшиеся в рассматриваемом регионе на протяжении протерозоя и значительной части кембрия, сильно видоизменили первоначальный облик и структуру древнейших пород, а местами завуалировали истинные соотношения между археем и нижним протерозоем подобно тому, как это наблюдается в Становом хребте, но только еще более интенсивно.

Таким образом, даже краткий обзор имеющегося фактического материала показывает, что во всех регионах, где обнажаются на поверхность архейские и нижнепротерозойские комплексы, между ними устанавливается резкое несогласие. Этот вывод неизбежно следует из рассмотрения и значительно более широких материалов по региональной геологии нашей страны: именно анализ этих материалов позволил установить коренные различия между археем и протерозоем (Лазыко, 1961, 1964; Салоп, 1960, 1964; Павловский, 1962; Фролова, 1951). Все это показывает несостоятельность представлений Н. П. Васильковского о едином архейско-протерозойском комплексе, в котором «имеются лишь локальные несогласия» (1964, стр. 20—21). А так как непрерывность разреза явилась одним из оснований и для ревизии представлений о заложении протерозойских геосинклиналей на раздробленном архейском основании, то ниже мы коротко рассмотрим и это положение.

Представление об отсутствии архейского кристаллического фундамента, на котором развивалась протерозойская геосинклинальная система Становика, еще несколько лет назад могло бы служить объектом обсуждения, так как господствовало мнение о том, что породы архейского комплекса распространены только в пределах Алданского кристаллического массива, а западнее и южнее они сменяются метаморфическими породами протерозоя, образующими его складчатое обрамление (Дзевановский, Судовиков, 1960). В настоящее время образования алданского комплекса выявлены далеко за пределами Алданского массива и прослежены почти до самой границы со складчатыми сооружениями Монголо-Охотского пояса (Кирилук, 1964). Площади архейских пород в этом регионе настолько велики, что иногда не без оснований поднимается вопрос о возможном непрерывном распространении их на юге до хребта Тукуруингра при незначительной роли здесь прогрессивно метаморфизованных нижнепротерозойских пород (Кориковский, 1964 и др.). Изучение вещественного состава разобитенных архейских выходов показывает большое сходство пород южной части Алданского кристаллического массива (серия кряжа Зверева) и наиболее южных из известных архейских образований в области его южного обрамления (иликанская серия хребта Тукуруингра и породы района горы Могочи). Повсюду наблюдается удивительное постоянство состава исходных пород архейских комплексов и последовательности их смены в разрезе, степени метаморфизма, характера ультраметаморфических процессов и особенностей тектоники. В частности, говоря об особенностях тектоники, нельзя не отметить, что во всех местах, где удается наблюдать не переработанные протерозойской складчатостью архейские породы, последним свойственно не просто автономное по отношению к протерозойским, а выдержанное северо-западное простираение линейных складчатых структур — поперечное к субширотно-северо-восточному простираению зоны протерозойд. Это подтверждает существование структурного несогласия между алданским и становым комплексами в региональном масштабе.

Все эти данные крайне трудно совместить с представлением о формировании каждого из известных выходов архея в пределах изолированных фрагментов скееанических дуг, как это показано на соответствующих иллюстрациях в работе Н. П. Васильковского. В то же время они, на наш взгляд, убедительно подтверждают выводы Н. В. Фроловой (1962) о выдержанности на огромных площадях архейских комплексов, образованных в крупных недифференцированных бассейнах седиментации. На однообразном складчатом фундаменте архейских пород и заложена нежнепротерозойская Становая геосинклиналь.

О фундаменте Сибирской платформы под впадиной Иркутского амфитеатра. Н. П. Васильковский возражает против представления, согласно которому фундамент Иркутского амфитеатра сложен исключительно раннеархейскими породами, и защищает мнение о его гетерогенности. Доказательство этого он видит в том, что «...достаточно мощные протерозойские толщи и протерозойские структуры (с археем в их ядрах) погружаются под Иркутский амфитеатр со стороны Протеросаяна. Еще более мощные толщи протерозоя без признаков их выклинивания погружаются под амфитеатр и со стороны Енисейского кряжа, а также со стороны Байкальской складчатой си-

стемы» (стр. 21). Однако он считает необоснованными представления о том, что архейские и протерозойские структуры составляют два самостоятельных структурных этажа, отвечающих двум этапам формирования кристаллического фундамента (Однцов и др., 1962). «Скорее всего,— замечает Н. П. Васильковский,— архейские структуры являлись более древними ядрами консолидации во время формирования протерозойской складчатой системы» (стр. 22).

С первым из приведенных выше положений нельзя не согласиться, хотя в его пользу приводится всего лишь разумно допустимая интерполяция данных по геологии смежных с Иркутским амфитеатром поднятий. Что же касается второго, то оно не подкреплено никакими обоснованиями, кроме соображений автора о единстве архейского и протерозойского этапов развития земной коры. Выше уже говорилось о неприемлемости этой идеи для объяснения соотношений докембрийских комплексов в области Станового хребта. В то же время геологическая интерпретация магнитных и гравиметрических аномалий приводит к выводу о том, что в основании Иркутского амфитеатра выделяется ряд обособленных крупных архейских глыб, разделенных зонами более поздней консолидации (Савинский, 1965). Здесь уместно еще раз подчеркнуть, что объединять архей и протерозой в едином безликом «докембрии» в настоящее время невозможно, так как яркая специфичность архея, проявляющаяся в особенностях осадконакопления и тектоники, магматической деятельности, метаморфизма и минерогении, дает серьезные основания для резкого его противопоставления всем более молодым образованиям (Лазько, 1964).

Есть ли кристаллический складчатый фундамент под Тунгусской впадиной? Обсуждению этого вопроса в рассматриваемой работе предпослан абзац, заслуживающий особого внимания.

«Таким образом, имеющиеся геологические и геофизические данные свидетельствуют о гетерогенном фундаменте Сибирской платформы. Формирование его было не одноактным, а длительным и многоэтапным процессом. Нелогично считать, что он всюду на огромном пространстве должен был завершиться до конца архея и что именно в протерозое наступил качественно иной этап (разрядка наша — *Е. Л. и В. К.*). Гетерогенность фундамента скорее является следствием его длительного формирования в течение всего докембрия. Более молодые его структуры возникали не путем раздробления архейского основания и образования на нем наложенных геосинклинальных складчатых зон, а как результат продолжающегося направленного развития. (разрядка наша.— *Е. Л. и В. К.*). С этой точки зрения Саяно-Байкальская система и зона Станового хребта, считающиеся обрамлением платформы, должны рассматриваться как ее составные части» (Васильковский, Предтеченский, 1964).

В этом абзаце как бы подводится итог данным, приведенным в работе ранее. Однако легко видеть, что в нем смешаны разные представления, имеющие к тому же совершенно различное фактическое обоснование. Можно целиком согласиться со всеми высказанными положениями, кроме выделенных разрядкой. В пользу этих почти общепризнанных положений, действительно, свидетельствуют все геологические и геофизические данные, они фигурируют во многих сводных работах, в частности, в «Объяснительной записке» (Шатский и др., 1957). Однако этого никак нельзя сказать о другой части цитированного абзаца, выделенной разрядкой. Здесь мы снова сталкиваемся с настойчиво проводимой идеей о единстве архея и протерозоя, однако выраженной значительно более категорично, хотя никаких дополнительных доводов в пользу нее опять не приводится.

Один из важнейших тезисов Н. П. Васильковского сводится к предположению о полном или частичном отсутствии складчатого фундамента под Тунгусской, а также возможно, и Вилюйской синеклизами.

Как известно, в пределах геосинклинальных складчатых областей геофизическими исследованиями доказано наличие «окон» в гранитном слое, в которых кора состоит только из базальтового слоя. Особенно четко это проявляется в областях внутренних морей, где мощный слой рыхлых осадков лежит непосредственно на базальтовом слое (Муратов, 1963). Интерпретация этого довольно неожиданного открытия дается различная, однако здесь не место обсуждать его. Вполне естественно, что вопрос о возможном наличии таких же «окон» в гранитном слое в пределах платформ, в том числе древних, совершенно правомерен. С этой точки зрения его постановка в работе Н. П. Васильковского вызывает большой интерес, тем более, что недавно на Балтийском щите также выявлены значительные по величине блоки, по-видимому, не имеющие «гранитного слоя» (Жданов, 1965).

Тезис о возможном отсутствии «гранитного» слоя под Тунгусской синеклизой автор аргументирует на первый взгляд достаточно обширной и серьезной группой фактов.

«Таким образом, если правомерно предположение о наличии кристаллического фундамента или «гранитного» слоя коры под Тунгусской впадиной, то не в меньшей, а в большей степени правомерно предположение о его отсутствии или недоразвитости. На это могут указывать: 1) уменьшение мощности коры под Тунгусской впадиной, 2) уменьшение степени гнейсификации и вообще метаморфизма докембрийских толщ по направлению от осевой зоны Саяно-Байкальской системы к Тунгусской впадине; 3) уменьшение степени складчатых деформаций докембрийских толщ в том же направлении; 4) наличие слабометаморфизованных и слабо изогнутых в складки толщ протер-

розоя и синия в Туруханском поднятии, 5) грандиозное проявление базальтового магматизма при полном отсутствии признаков гранитоидного магматизма; 6) отсутствие данных о продолжении под собственно Тунгусскую впадину докембрийских структур со стороны ее обрамления, в частности структур Анабарского массива, Алданского щита, Прибайкалья, Патомо-Витимского нагорья, Енисейского кряжа и Туруханского поднятия» (стр. 28).

Поскольку этот тезис является одним из краеугольных камней для дальнейших построений, рассмотрим подробно приводимую Н. П. Васильковским аргументацию.

Содержащееся в первом пункте утверждение об уменьшении мощности коры под Тунгусской синеклизой, как показывают последние данные геофизики, не отбечает действительности. Так, на схеме рельефа поверхности Мохоровичича, составленной с учетом всех имеющихся геологических и геофизических данных в 1964 А. А. Борисовым, Р. М. Деменичкой, И. П. Косминской, Н. П. Лопатиной и М. В. Чирвинской, в пределах Сибирской платформы имеются три значительных по площади участка, где поверхность Мохоровичича залегает на максимальной глубине — от 45 до 50 км; один из них как раз и охватывает центральную часть Тунгусской синеклизы. Более того, интерпретация последних данных аэромагнитной съемки с применением новой методики приводит к выводу о существовании под синеклизой мощного «гранитного» слоя (Фотиади, Кузнецов, 1964).

Три следующих пункта можно рассмотреть совместно, так как они в общем, должны подчеркнуть главную мысль автора, что складчатые докембрийские отложения, развитые по периферии Тунгусской синеклизы, по направлению к ней постепенно упрощаются, метаморфизм в них исчезает и они образуют основание платформенного чехла, залегающего непосредственно на «базальтовом» слое. Эти три пункта тесно связаны с таким, ранее приведенным в работе, рассуждением: «Автор далеко не полностью использовал данные по обрамлению Тунгусской впадины, но все они свидетельствуют только о том, что отложения протерозоя и синия, становясь менее метаморфизованными, должны распространяться в пределы Тунгусской впадины, где они, несомненно (?! — Е. Л. и В. К.), подстилают кембрийские и более поздние отложения. Все данные говорят о том, что докембрийские толщи могли образоваться только за счет сноса материала с Саяно-Байкальской дуги и, возможно, с ныне погребенной части Енисейского кряжа. Нет ни одного факта, который бы указывал об обратном, т. е. о наличии области сноса, существовавшей на месте Тунгусской впадины и представлявшей собой некую подвергавшуюся разрыву часть кратона» (стр. 27).

Совершенно очевидно, что даже если все эти крайне рискованные построения и справедливы, то они, во-первых, никак не опровергают возможности залегания под протерозойским платформенным чехлом более древних гнейсовых толщ фундамента и, во-вторых, вовсе не свидетельствуют в пользу наличия вместо этого фундамента «базальтового» слоя. Наоборот, новые данные геофизики о существовании разнотипных возмущающих масс ниже предполагающейся палеозойской поверхности скорее всего говорят о наличии ниже «базальтового» слоя мощных толщ как протерозойских, так и архейских пород (Фотиади, Кузнецов, 1964).

Пункт пятый, быть может, и мог бы обсуждаться, если бы было доказано, что внедрение крупных базальтовых масс в породы сиалического состава должно привести к расплавлению последних и их миграции на более высокие уровни вместе с базальтами. Однако подобный процесс петрологам, по-видимому, не известен. Он не имеет никакой силы в рассматриваемом случае, так как в области юго-западного склона Анабарского массива, где никто, в том числе и Н. П. Васильковский, не сомневается в наличии «гранитного» слоя коры, при массовом развитии траппов они такие же, как в других районах, и не сопровождаются кислыми изверженными породами.

И, наконец, пункт шестой — о возможном продолжении под Тунгусскую синеклизу структур со стороны ее обрамления. Авторы настоящей статьи считают, что разумно проведенная интерполяция позволяет говорить о том, что один из вариантов соотношений архейских и протерозойских толщ, наблюдаемый в обрамляющих синеклизу поднятиях, скорее всего характеризует и ее основание. Уместно отметить, что именно подобные соображения были положены Н. С. Шатским в основу одной из первых схем строения докембрийского фундамента Русской платформы — выдающегося научного прогноза, который в главных чертах блестяще подтвердился (Шатский, 1946).

Разделавшись таким образом довольно легко с «гранитным» слоем, Н. П. Васильковский так представляет себе строение и развитие земной коры под Тунгусской синеклизой, а также в других частях платформы: «Нижняя ее часть образована базальтовым слоем коры, покоящимся на перидотитовой мантии и состоящим из эффузивных, возможно, и интрузивных пород основного состава... Выше залегают осадочные толщи, перемежающиеся с породами трапповой формации. Образование базальтового слоя, вероятно, началось в наиболее ранние этапы истории Земли и протекало путем излияния базальтов и внедрения в них преимущественно пластовых интрузивных тел близкого им состава. Этот процесс почти до конца архея распространился на всю область Сибирской платформы и за ее пределы. С конца архея и до начала палеозоя, по мере последовательного формирования разновозрастных структур складчатого обрамления, процесс этот постепенно сменялся процессами метаморфизма, гранитизации и гранитондного магматизма, не распространившимися, однако на Тунгусскую впадину, где могли продолжаться только базальтовый магматизм и осадкообразование» (стр. 28—29).

Как видно из сказанного выше, все доказательства автора в пользу подобной концепции имеют негативный характер, так как имеют целью доказать отсутствие места «гранитного» слоя. Весомоть этих доказательств легко может оценить каждый читатель, что же касается доказательства позитивных,— даже косвенных, не говоря уже о прямых,— то их в работе Н. П. Васильковского нет. Авторы настоящей статьи в течение многих лет занимались изучением докембрийских образований в южных частях Сибирской платформы и при всем желании не видят решительно никакой возможности подкрепить каким-либо известным им фактическим материалом только что приведенные построения Н. П. Васильковского.

О возможном отсутствии базальтового слоя коры под древними структурами Сибирской платформы. Автор предполагает такую возможность, ссылаясь на известные работы Н. В. Фроловой и Е. В. Павловского. Он пишет: «В своих работах Н. В. Фролова показала, что гнейсовый комплекс архея Алданского щита образовался путем гранитизации осадочных и других древнейших пород, имевших первоначальный состав базальта... Позднее Е. В. Павловский и М. С. Марков, обнаружив сходство в развитии областей Алданского и Канадского щитов в архее, пришли к выводу о том, что Алданский щит представляет пример одного из древнейших зеленокаменных ядер континентов, в дальнейшем подвергнувшегося процессам ультраметаморфизма... По-видимому, еще в архее базальтовая кора здесь, благодаря широко развитым региональным процессам гранитизации, испытала превращение в гнейсовую — сиалическую кору. Базальтовая кора могла быть охвачена гнейсификацией на всю ее мощность (разрядка наша.— *Е. Л. и В. К.*). Поэтому имеются основания предполагать, что в пределах Алданского щита базальтового слоя коры, состоящего именно из базальтового материала, местами может не быть» (стр. 31).

По поводу этих рассуждений следует сделать следующие замечания. Во-первых, предположение Н. В. Фроловой о формировании архейских пород алданского комплекса за счет основных пород «первичной коры» является достаточно спорным, на что в свое время обратил внимание Ю. К. Дзевановский (1955). Во-вторых, образование гнейсов и других пород алданского комплекса, по мнению Н. В. Фроловой, произошло вовсе не в результате «гранитизации базальтовой коры», а путем разрушения пород симатической оболочки Земли и последующей химической осадочной дифференциации. Во всяком случае, из построений Н. В. Фроловой и Е. В. Павловского никак нельзя сделать вывода, что «базальтовая кора могла быть охвачена гнейсификацией на всю ее мощность». Наоборот, Е. В. Павловский (1962) пишет: «Основание алданского комплекса пока никем не наблюдалось. Не известен также тот субстрат, на котором располагается этот комплекс. В свете всего изложенного выше можно, однако (вслед за Н. В. Фроловой), предполагать, что субстратом в данном случае, как и на других щитах, были породы, аналогичные «зеленокаменным ядрам» Канады и Украины». Таким образом, и в данном случае предположение Н. В. Васильковского об отсутствии базальтового слоя коры под древними структурами Сибирской платформы, в частности, под Алданским щитом, можно отнести к разряду рискованных и малоубедительных, а точнее совсем не убедительных, так как оно не подтверждено никакими фактическими данными. Это же самое можно сказать и о нижеследующих высказываниях автора по поводу складчатых систем Станового хребта, Байкалид и Восточного Саяна. «Несколько иначе, чем в Алданском щите, происходило развитие коры в Саяно-Байкальской системе и в системе Станового хребта. Если базальтовая кора в области Алданского щита еще в архее подвергалась непосредственной гнейсификации, то пояс Саяно-Байкальской системы и Становика несомненно пережил длительный геосинклинальный этап. Однако, вопреки общепринятому мнению о заложении геосинклиналей на подвергающейся раздроблению сиалической коре, гетерогенная геосинклинальная область здесь развивалась на базальтовой почве океанической коры. Об этом свидетельствует первичный базальтовый или близкий к нему состав древнейших геологических формаций большинства зон области, сменяющихся осадочными продуктами их разрушения и кислыми магматическими образованиями. Преобразование океанической базальтовой коры в сиалическую континентальную здесь происходило в процессе превращения геосинклинальной области в складчатую. Этот процесс совершался длительное время, может быть, в течение всего раннего палеозоя» (стр. 31—32).

Все эти декларативные утверждения оторваны от реальной фактической основы, в чем легко убедиться даже при беглом знакомстве с последними исследованиями в Западном Забайкалье, Восточном Саяне и Становом хребте (Салоп, 1964₁; Обручев и др., 1963; Неелов, Седова, 1963; Мошкин, 1963).

В целом весь анализ геологического строения Сибирской платформы, по замыслу Н. П. Васильковского, должен был, по-видимому, показать, что современные представления о строении и истории развития этого крупного структурного элемента нашей страны также надуманны и оторваны от фактического материала, как и любые возможные другие представления, в частности, предлагаемые самим автором.

После рассмотрения существующих взглядов Н. П. Васильковский предлагает собственный «возможный вариант строения и развития Сибирской платформы». В основе этого варианта лежит представление о последовательном развитии и приращении друг к другу островных дуг, начиная от архейских и кончая кайнозойскими, предложенное известным американским ученым Д. Т. Вильсоном (1959) для объяснения схемы формирования Северо-Американского континента. Хотя Н. П. Васильковский и ввел в это

представление некоторые новые элементы, а именно «несколько иную концепцию развития земной коры, главным механизмом которого является сначала базальтовый магматизм, создающий базальтовый слой коры, а затем гранитизация и гнейсификация с образованием очагов гранитной магмы» (стр. 39), тем не менее его применение к Сибирской платформе выглядит очень формальным.

Разнородность фундамента платформы в интерпретации Н. П. Васильковского представляется в следующем виде. «В ее пределах имеются зоны развитой континентальной коры, отличающейся вполне сформировавшимся гранитным (гнейсовым) слоем при отсутствии местами базальтового слоя, превращенного в гнейсогранитный материал. К таким зонам относятся архейские Анабарский и Алданский щиты вместе с их подземными склонами, а также Саяно-Байкальская протерозойская дуга и Становой хребет... Имеются далее и обширные пространства с недоразвитым «гранитным» слоем и почти не затронутым гранитизацией базальтовым слоем. Эти пространства ограничиваются пределами Тунгусской впадины, под которой можно предполагать существование и крупных участков, совершенно лишенных «гранитного» слоя. Иначе говоря, под такими участками могли сохраниться реликты коры океанического типа» (стр. 36).

Эти весьма оригинальные построения могли бы вызвать большой интерес, если бы они были подкреплены необходимым фактическим материалом, однако из всего сказанного выше ясно, что такое обоснование для них более чем скромное. Поэтому, используя выражение самого автора, их «можно квалифицировать лишь как очень смелые, но малоубедительные предположения».

Очевидно, то же самое можно сказать и об общей картине развития платформы, которая так рисуется автором: «В раннеархейское время на территории Сибирской платформы путем длительных базальтовых, вероятно, преимущественно подводных (? — Е. Л. и В. К.) излияний формировалась океаническая кора. По-видимому, еще до конца архея в зонах глубинных разломов, по которым из перидотитового субстрата поступали горячие растворы, базальтовый материал подвергался гранитизации... Таким образом, в области современных Анабарского и Алданского щитов вначале сформировались геантиклинальные поднятия типа современных (? — Е. Л. и В. К.) подводных океанических дуг... Процесс слияния или спаивания друг с другом древнейших геантиклинальных зон отвечает стадии формирования островных дуг, которая протекала здесь в раннем протерозое... Аналогичным образом, но несколько позднее, в основном в позднем протерозое, формировалась Байкало-Саянская система островных дуг.. Таким образом, к началу кембрия была создана грандиозная и сложная система островных дуг, образовавшая полузамкнутое кольцо, внутри которого на территории Тунгусской впадины формирование гранитно-метаморфического слоя не только не получило завершения, но могло местами и не происходить» (стр. 37—39).

Все эти представления, ставящие под сомнение самое существование Сибирской платформы как единого структурного элемента, иллюстрированы автором тремя схемами (рис. 7, 8 и 9). Эти мелкомасштабные схемы очень наглядны, но, к сожалению, не отражают ровно ничего, кроме теоретических воззрений автора, так как в основе их нет никаких фактических данных. Поэтому рассматривать эти схемы с точки зрения их содержания вряд ли необходимо.

В начале своей работы Н. П. Васильковский заявляет, что предлагаемый им вариант истолкования строения и геологической истории Сибирской платформы «в той же мере недостаточно обоснован фактическими данными, как и общепринятая концепция, выдвинутая в свое время Л. Делоне и А. А. Борисяком и развитая позднее А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Но этот вариант, по мнению автора, не менее правдоподобен, чем оспариваемые представления» (стр. 16).

Нам представляется, что «мера обоснования» двух этих концепций не одинакова, что же касается самого варианта, предлагаемого Н. П. Васильковским, то степень его «правдоподобия» должна быть ясна из всего изложенного выше каждому геологу, не говоря уже о специалистах по региональной геологии Сибири. Думается, что став на подобные позиции дискредитации старых данных, без предложения взамен убедительных новых, можно выдвинуть еще не один столь же малообоснованный вариант. Спорность и бездоказательность развиваемых Н. П. Васильковским по отношению к Сибирской платформе представлений совершенно ясны и их автору, однако это не мешает ему с удивительной легкостью распространять их и на Русскую платформу и ее складчатое обрамление (стр. 40).

Важное значение для понимания общих геотектонических концепций автора имеют его высказывания в «Заключении». Мы остановимся на некоторых из них, представляющих попытку ревизии основных положений теории геосинклиналей.

«Понятие о геосинклиналях или геосинклиналиях областях приобретает еще большую условность, так как становится ясным, что не погружение геосинклиналий прогибов и их дальнейшая история определяет «геосинклиналиный» процесс. Геосинклиналиная история начинается с зарождения древнейших геантиклинальных поднятий, развитие которых проходит через весь процесс формирования коры вплоть до ее платформенной стадии... Может быть, геосинклиналиную теорию следует рассматривать скорее как геантиклинальную... Аналогичным образом меняется и столь утвердившееся понимание платформы. Резкие отличия ее от геосинклиналей выступают только в тех случаях, когда мы имеем в виду щит, представляющий собой фрагмент вполне сформировавшейся древнейшей островной дуги... Утверждавшаяся раньше рез-

кая грань между геосинклиналями и платформами стирается. Например, Саяно-Байкальская островная дуга с одинаковым основанием может рассматриваться и как одна из древних составных частей Сибирской платформы, и как древнейшая структура Алтае-Саянской геосинклинальной складчатой страны; в Тунгусской же впадине вряд ли существует резкое несогласие и различие между платформенным чехлом и «докембрийским фундаментом» (стр. 41).

Все эти рассуждения, хотя и кажутся логичными с позиций развиваемой автором «концепции островных дуг», тем не менее представляются нам весьма далекими от действительности. Автор, по-видимому, хотел показать, что современные взгляды на строение и развитие Сибирской платформы и в своей теоретической основе, — а ею является теория геосинклиналей и платформ, обоснованная в трудах А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других отечественных и зарубежных ученых, — легко могут быть заменены другими. Однако вся аргументация Н. П. Васильковского показывает, на какой зыбкой почве он стоит и насколько неудачно был им избран объект для подтверждения своих геотектонических концепций. В общей форме они, быть может, и выглядят довольно привлекательно, однако попытка создать для них фактическую основу из материала геологического строения Сибирской платформы оказалась крайне неудачной.

Жизненность теории геосинклиналей, столетие которой недавно отмечалось в нашей печати, подтверждается не только ее долголетием, но и большими успехами советской геологической науки, в значительной мере базирующейся на этой теории. Поэтому при всяких попытках ее «замены» нужно — если это вообще нужно! — нечто значительно большее, чем довольно примитивные, а главное, не обоснованные фактическим материалом представления о развитии островных дуг — во всяком случае в том виде, как это предлагается в рассматриваемой работе Н. П. Васильковского.

Подводя итоги всему сказанному о геологическом строении и истории развития Сибирской платформы, Н. П. Васильковский замечает, что у него, «как и у А. А. Предтеченского, наметился как бы возврат к идее З. Зюсса и В. А. Обручева о «древнем темени Азии»» (стр. 42).

Если подходить к этой идее с палеогеографических позиций, как это делал А. А. Предтеченский, считавший, что в Южной Сибири существовала древняя суша, разделявшая кембрийские бассейны Сибирской платформы и Алтае-Саянской геосинклинальной области, то это, вероятно, не вызовет особых возражений; однако в этом случае, по-видимому, следует принять термин автора «древнее поднятие Южной Сибири» (Предтеченский, 1960). Во всяком случае, вряд ли целесообразно возрождать старое понятие о «древнем темени Азии», в которое в современной литературе вкладывается прежде всего тектонический смысл. Авторы настоящей статьи вполне согласны с Е. В. Павловским (1956), который рассмотрел еще раз различные воззрения на строение и историю развития Саяно-Байкальской области и пришел к выводу, что нет никаких оснований возвращаться к реставрации концепции «древнего темени Азии».

В заключение следует отметить, что одно из немногих положений в работе Н. П. Васильковского, с которым можно, по-видимому, согласиться безоговорочно — это вырженное им признание того, «насколько высказанные представления спорны и идут вразрез с установившимся пониманием Сибирской платформы» (стр. 42). Однако это признание вызывает законный вопрос — а чему служат такие представления? Быть может, они способствуют общему прогрессу геологической науки? Или они преследуют практические цели, создавая более прочную базу для выявления закономерностей распространения месторождений полезных ископаемых?

Нам представляется, что на эти вопросы может быть дан только отрицательный ответ.

Литература

- Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография, вып. 10, 1940.
- Васильев В. Г., Иванова М. Н. История развития Восточно-Сибирской платформы. Сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Якутск. АССР». Гостоптехиздат, 1958.
- Васильковский Н. П. О строении Сибирской платформы. Сб. «Мат-лы по тектонике и петрологии Тихоок. рудн. пояса». Изд-во «Наука», 1964.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 6, 1964.
- Вильсон Д. Т. Геофизика и рост континентов. Природа, № 8, 1959.
- Глебовицкий В. А. О структурных соотношениях алданского и станового комплексов. Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 19, 1964.
- Дзевановский Ю. К. Замечания к статьям Н. В. Фроловой «О наиболее древних осадочных породах Земли», «Об условиях осадкообразования в архейской эре» и «О происхождении гранитов архея Восточной Сибири». Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1955.
- Дзевановский Ю. К. Алданский щит (тектоника). Геол. стр. СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1956.
- Дзевановский Ю. К., Лазько Е. М. Стратиграфия архея Алданского щита. Геол. сб. Львовс. геол. о-ва, № 2—3, 1956.

- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 9, Страт. и корреляция докембрия, 1960.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. Полнметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, вып. 11, 1961.
- Другова Г. М. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне Становой орогении. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, вып. 11, 1962.
- Елизарьев Ю. З. Главные черты геологии раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна. Докл. сов. геол. XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 10, Геология докембрия, 1964.
- Жданов В. В. О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита. Сов. геология, № 5, 1965.
- Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое. Геол. и геофиз., № 11, 1961.
- Замараев С. М. Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 2, 1965.
- Кириллюк В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол., вып. 2, 1964.
- Кобаевич Л. П., Казмин Ю. Б. Тектоника Станового хребта. Геол. и геофиз., № 1, 1963.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. Центр. науч.-иссл. геол. разв. ин-та, вып. 86, 1936.
- Кориковский С. П. О возрасте диафоритов Станового глубинного разлома и их связи с региональной гранитизацией. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12, 1964.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. Геол. и геофиз., № 10, 1962.
- Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. Сов. геология, № 11, 1964.
- Кулиш Е. А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского щита. Сб. «Мат-лы по тект. и петрологии Тихоок. рудн. пояса». Изд-во «Наука», 1964.
- Лазько Е. М. О соотношении байкальского и саянского простирания в архее Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. XLIX, № 6, 1945.
- Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского щита. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2, 1948.
- Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. Изв. высш. учебн. зав. «Геол. и разв.», № 11, 1961.
- Лазько Е. М. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских комплексов Евразии. Докл. сов. геол. XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 10, Геол. докембрия, 1964.
- Мошкин В. Н. Восточная часть хребта Станового и хребет Джугджур. Стратигр. СССР, нижний докембрий. Полумом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Неелов А. Н., Седова И. С. Западная часть Станового хребта. Стратигр. СССР, нижний докембрий. Полумом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Обручев С. В., Бузиков И. П., Додин А. Л. и др. Восточный Саян и западная часть Хамар-Дабана. Стратигр. СССР, нижний докембрий. Полумом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров Б. М., Ильяхина А. В., Колесникова Т. П., Конев А. А. Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. Тр. Вост.-Сиб. геол. инст. СО АН СССР. Сер. геол., вып. 4, 1962.
- Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флогопитоносности юга Якутской АССР. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1944.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Сб. Геол. и петролог. докембрия. Тр. Вост. Сиб. геол. инст., вып. 5, сер. геол., 1962.
- Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири. Геол. и геофиз., № 5, 1960.
- Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита. Докл. сов. геол. XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 9, Стратигр. и корреляция докембрия, 1960.
- Савинский К. А. Некоторые особенности древнего структурного плана южной части Сибирской платформы. Сов. геология, № 2, 1965.
- Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докемб-

- рии. Докл. сов. геол. XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 9, Стратигр. и корреляция докембрия, 1960.
- Салоп Л. И. Байкальская горная область. Страт. СССР, нижний докембрий. Полутом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1 — Стратиграфия. Изд-во «Недра», 1964.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и особенности раннего этапа развития Земли. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 10, Геол. докембрия, 1964.
- Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы ее нефтегазоносности. Геол. и геофиз., № 10, 1964.
- Фролова Н. В. Геологическое строение и флогопитоносность района среднего течения р. Куронах (Алданский район ЯАССР). Тр. Алданской геол.-разв. эксп., вып. 1, Алдан, 1944.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. V, вып. 2, 1951.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Сб. Геол. и петролог. докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геол. инст., вып. 5. Сер. геол., 1962.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Шатский Н. С., Богданов А. А., Яншин А. Л. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шафеев А. А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма докембрия Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Геол. и геофиз., № 2, 1965.

Львовский Государственный
Университет им. Ив. Франко

Статья поступила
3 ноября 1965 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24+552.111

ПРОБЛЕМЫ СВЯЗИ ТЕКТониКИ И МАГМАТИЗМА

Большой размах исследований, посвященных проблемам тектонического размещения различных по происхождению магматических пород, их месту в истории развития той или иной категории тектонических структур, а также общие проблемы развития земной коры и образования магм в последнее время привлекают все большее и большее внимание широкого круга геологов — тектонистов, петрологов и металлогенистов.

Этим вопросам и было посвящено совещание, которое было созвано Тектоническим комитетом при ОНЗ АН СССР, состоявшееся 5—9 января в Москве. В работе совещания приняло участие более 700 геологов — представителей 98 организаций (научно-исследовательских институтов Академии наук СССР, Академий наук союзных республик и системы Министерства геологии СССР, различных территориальных геологических учреждений и высших учебных заведений). Работа совещания протекала в виде пленарных заседаний, на которых было заслушано 17 докладов; в прениях, развернувшихся по докладам, выступили 52 участника совещания.

Задачей совещания являлось широкое обсуждение новейших данных, полученных геологами за последние годы во время полевых исследований, экспериментаторами — в лаборатории, а геофизиками — в недрах тектоносферы. Соответственно задаче, доклады были сгруппированы вокруг пяти основных проблем, посвященных общим вопросам происхождения магмы, тектоники и магматизма геосинклинальных областей, платформ и дна океанов.

Теме «Общие проблемы развития земной коры в связи с магматизмом» было посвящено три доклада.

В. В. Белоусов (ИФЗ) в своем докладе «Факторы магнообразования и их связь с тектогенезом» затронул все основные вопросы магнообразования. По мнению докладчика, полное плавление мантийного субстрата в зоне волновода приводит к подъему базальтовых астенолитов. В виде же астенолитов происходит и подъем ультраосновной магмы из тех зон, где происходит полное плавление ультраосновного субстрата. Состав магмы астенолитов определяется их историей. На большой глубине выплавляется более основной и более щелочной базальт, выше сменяющийся высокоглинозистым оливиновым толеитом, который на еще меньших глубинах сменяется кварцевым толеитом. При задержке в отстойниках происходит дифференциация базальтовой магмы с образованием рядов более кислой щелочно-земельной или щелочной магмы. Гранодиоритовая магма возникает при взаимодействии базальта астенолитов с породами гранулитовой фации. Общее прогревание коры астенолитами облегчает образование кислых расплавов при взаимодействии астенолитов с вмещающими породами. Охлаждение базальтовых корней гор приводит к переходу базальта в эклогит. В дальнейшем происходит отрыв этих более плотных пород и погружение их в мантию. При частичном плавлении таких эклогитовых отторженцев и происходит возникновение андезитовых магм.

Вопрос о глубине зарождения различных магм был также поставлен и в докладе Ю. М. Шейнманна (ИФЗ) «Некоторые черты магмы и тектоники». По мнению Ю. М. Шейнманна, изучение тектоники глубин должно составить новую часть тектонической науки, которая, среди других вопросов, призвана выяснить глубину зарождения магм. Большую роль в изучении этого вопроса должно играть исследование современных землетрясений и вулканических излияний. Сколько-нибудь полное решение вопроса о магно-тектонических связях затрудняется недостаточной изученностью комплексов магматических формаций в областях океанов. Несомненным является то, что почти вся группа щелочных магматических пород возникает в высоких горизонтах земной коры. То же, очевидно, относится и к формациям кислых пород, если их рассматривать особняком.

Совместный доклад Т. Н. Ивановой, Н. П. Михайлова, В. Н. Москалевой, Д. С. Харкевича и Е. Т. Шаталова (ВСЕГЕИ) «Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ», прочитанный Д. С. Харкевичем, сопровождался демонстрацией карты магматических формаций.

Главное внимание авторы обратили на вопросы стадийности развития магматизма в связи с этапами развития геосинклинальных систем и платформ. Они существенно детализировали схему Ю. А. Билибина, оставаясь в целом на позиции стадийного развития геосинклинального магматизма.

Проблеме «Магматизм и тектоника докембрия» было посвящено два доклада.

В первом из них — «Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири)» К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов (ЛАГЕД) пытаются подойти к решению особенностей магматизма раннего докембрия (4000—1600 млн. лет) в связи с особенностями тектонического развития соответствующих докембрийских циклов. На первичном «базальтово-граувакковом» субстрате земной коры происходило заложение первичных протогоеосинклиналей, характеризующихся отсутствием признаков структурно-фациального расчленения. Следующий, примгеосинклинальный этап начинается на Балтийском щите с начала нижнего протерозоя (2600±100 млн. лет), а в Олекмо-Становой складчатой системе — с рубежа нижнего и верхнего архея (3000 млн. лет). В этот момент возникают разнообразнейшие магматические образования, многообразие которых связано с резкими различиями геотектонического режима и термодинамической обстановки. В целом можно говорить, что если базальтовый магматизм является глубинным, то кислый магматизм является производным процессом глубинного преобразования осадочной оболочки и впервые проявляется в протогоеосинклинальный этап. Щелочной магматизм — наиболее поздний и проявляется лишь в условиях достаточно мощного и стабилизированного гранитно-гнейсового слоя.

Э. Б. Наливкина и В. В. Жданов (ВСЕГЕИ) представили доклад «Магматические формации древних подвижных областей и платформ и закономерности развития и распространения формаций (Балтийский щит, Украинский кристаллический массив)», который прочитала Э. Б. Наливкина. В докладе была предложена классификация магматических формаций древних подвижных поясов и платформ, отражающая сходство этих формаций раннего докембрия и более молодых эпох, а также и специфику древних формаций. Главнейшие закономерности в распределении магматических формаций раннего докембрия заключаются в том, что области развития кислых и основных пород пространственно разобщены. Области широкого развития формаций основных пород тяготеют к блокам с малой мощностью или отсутствующим «гранитным» слоем и представляют собой различные эрозийные срезы приподнятого «базальтового» слоя. Гранитоидные же формации представляют собой области становления «гранитного» слоя.

Наибольшее число докладов было посвящено проблеме «Магматизм и тектоника геосинклиналей». Доклад Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР) «Общие тектонические закономерности становления гранитов», доложенный Ю. А. Кузнецовым был посвящен общим структурным закономерностям гранитоидного магматизма. По их мнению, представление об исключительной связи образования гранитоидов с эпохами и фазами складчатости не подтверждается новыми данными. Образование гранитов всегда связано с поднятиями, но не обязательно с теми, которыми заканчивается развитие геосинклиналей и которые сопровождаются складчатостью геосинклинальных осадков. Иногда они образуются в процессе роста отдельных геоантиклиналей до эпохи главной складчатости. Очень часто их формирование в складчатой системе продолжается многие десятки и даже сотни миллионов лет позже эпохи главной складчатости. На востоке Азии мезозойские граниты широко развиты перед фронтом мезозойской складчатости, иногда в удалении до 2000 км от него, в областях герцинской, каледонской, байкальской, карельской и еще более древних складчатостей. Подобным же образом пермские гранитоиды распространены на значительном расстоянии по обе стороны от Кольвань-Томской герцинской складчатой системы, каледонские гранитоиды — в областях байкалитид и т. д. По-видимому, во всех случаях, когда «рама» геосинклинальной системы в эпоху складчатости не опускалась, а поднималась, в ее пределах происходило формирование гранитоидов. Наконец, граниты вообще никак не связаны с геосинклиналями. Особенно многочисленными были случаи формирования гранитоидов вне связи с геосинклинальной складчатостью в дорифейное время.

Интрузивные и палингенные гранитоиды образуются только в верхней части земной коры. Однако в своем размещении они тесно связаны с глубинными разломами, которые пересекают земную кору и уходят в мантию.

В докладе М. В. Муратова (ГИН) «Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем» было обращено внимание на значительную роль магматических явлений в развитии геосинклинальных складчатых структур и существенное различие магматизма главного и заключительного этапа развития геосинклинальных систем. Согласно выводам докладчика, в главном этапе развития эвгеосинклиналей происходят процессы вулканизма и внедрения интрузий на фоне последовательного изменения состава магматических очагов с образованием в них все более кислой магмы. Рост очагов приводит к превращению их в отдельных случаях в магматические ядра антиклинальных поднятий, которые при своем дальнейшем разрастании вызывают подъем геоантиклиналей, расчленяющих геосинклинальный прогиб на частные депрессии (до черные геосинклинали). При этом магматические очаги и сопровождающие их интруз-

зные массивы локально связаны с глубинными разломами. В заключительном этапе происходит в больших масштабах рост вторичных очагов кислой магмы. Докладчик высказывает предположение, что образование межгорных впадин и горных поднятий (мегаантиклинорий) может быть обусловлено перетеканием пластичной кислой магмы в земной коре и концентрацией ее в виде гигантских магматических ядер под горными поднятиями, рост которых и обусловлен увеличением объема этих очагов. Вулканические явления по разломам, расположенным вдоль краев межгорных впадин, тоже, вероятно, связаны с этими вторичными очагами.

В докладе Н. А. Штрейса (ГИН) «Проблемы связи магматизма и складчатости» была подвергнута критике концепция последовательной во времени смены основного магматизма кислым, ведущая свое начало от Г. Штилле, по мнению которого гранитоидный магматизм, проявляющий себя во время складчатых движений в геосинклинальных областях, всегда следует за «инициальным» основным магматизмом и связан с эпохами кратковременной складчатости. На конкретных примерах Н. А. Штрейсом было показано, что процессы становления гранитоидных массивов в геосинклиналях часто совпадают во времени с формированием мощных комплексов магматических пород основного состава, которое происходит в смежных геосинклинальных прогибах. По мере унаследованного разрастания геосинклиналей и вовлечения в поднятие геосинклинальных прогибов процессы формирования гранитоидных тел захватывают и эти прогибы, что приводит к затуханию основного магматизма и становлению в «бывших» прогибах массивов гранитоидов. Процесс становления гранитоидов не связан с глубинными разломами, происходит на больших площадях, всецело зависит от вертикальных движений земной коры и не подчиняется кратковременным эпохам складчатости. Полную противоположность гранитоидам по своему тектоническому положению представляют собой гипербазиты, внедрение которых в верхние части земной коры происходит по глубинным разломам в эпоху складчатых движений, связанных с горизонтальными движениями земной коры.

А. Л. Книппер (ГИН) в докладе «Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма» высказал предположение, что пояса, сложенные ультраосновными породами, наиболее часто возникают вдоль глубинных разломов в зонах сочленения крупных блоков, имеющих различный тип строения земной коры. Крайним выражением этой закономерности являются гипербазитовые пояса, расположенные вдоль окраинных частей континентов, по границе их с океаническими впадинами. Анализ полевых наблюдений, результатов лабораторных экспериментов и геофизических данных о строении тектоносферы и распределении внутри нее температур и давлений делает вероятным предположение, что внедрение гипербазитов в верхние части земной коры в виде магматического расплава возможно только в начальные этапы развития геосинклинальных прогибов, в последующие же эпохи становление гипербазитов происходит в холодном виде, т. е. в виде протрузий. В любые стадии развития геосинклиналей внедрение гипербазитов происходит вдоль глубинных разломов и связано с явлениями сжатия в земной коре и верхней мантии.

А. А. Моссаковский (ГИН) в докладе «Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма» рассмотрел различные парагенетические ассоциации разных типов орогенных тектонических структур с формационными разновидностями магматических образований, выделяемых в субсеквентной стадии развития геосинклинальных областей (главным образом в каледонских и варисийских областях). Применение А. А. Моссаковским специальной методики петрохимических пересчетов, предложенной Ю. М. Шейнманном, показало, что базальтовые и трахиандезитовые формации наложенных межгорных впадин относятся к недосыщенной кремнеземом оливин-базальтовой ассоциации, а основные породы базальт-андезит-липаритовых серий межгорных прогибов «брахигеосинклинального типа» соответствуют толент-базальтовой ассоциации. Это объясняется тем, что базальтовые магмы, которые генерируются в орогенных эпигеосинклинальных областях, имеют первичный оливин-базальтовый состав. При перемещении оливин-базальтовых расплавов в верхние горизонты земной коры последние под влиянием высоких температур, сохраняющихся в толще земной коры под прогибами «брахигеосинклинального типа», и в результате взаимодействия с силикатическим материалом и водой обогащаются кремнеземом и в процессе кристаллизационной дифференциации дают ряды пород толеитового типа. При ослаблении геотермального режима в связи с затуханием геосинклинального процесса подобное преобразование магмы прекращается, и на поверхности прорываются неизмененные оливин-базальтовые расплавы, как это имеет место в наложенных межгорных впадинах.

Проблеме орогенного магматизма в молодых складчатых областях был посвящен доклад Е. Е. Милановского (МГУ) «Некоторые закономерности развития кайнозойского орогенного вулканизма в альпийском поясе Юго-Западной Евразии». Ранняя стадия орогенного этапа характеризуется гранитоидными интрузиями и преимущественно субаэральными извержениями продуктов кислого и среднего состава, связанными с внутрикорковыми очагами. В позднеорогенную стадию они постепенно сменяются все более основными эффузиями. Главными глубинными факторами, благоприятствующими возникновению очагов орогенного вулканизма и определяющими их локализацию, являются усиление теплового потока и понижение всестороннего давления, ко-

торые реализуются в двух главных типах тектонических обстановок — в зонах обширных сводовых и сводово-глыбовых поднятий, охватывающих всю кору и верхнюю мантию, и в зонах регионального растяжения коры и верхней мантии, находящихся во внутренних частях Альпийского пояса, которые обрамляются областями с чешуйчато-покровной тектоникой (зонами сжатия коры) с перемещением масс в сторону от вулканической области. Во времени проявления орогенного магматизма непосредственно следуют за периодом развития надвигов и покровов. Пространственная и временная сопряженность явлений надвигообразования (сжатие) и орогенного вулканизма (растяжение) позволяют предположить их обусловленность общим глубинным механизмом (вероятно, процессом конвекции в мантии). Изменение состава вулканических образований в течение орогенного этапа от кислого к основному отражает перемещение магматических очагов из коры в верхнюю мантию, связанное с постепенным ослаблением теплового потока.

Проблема «Магматизм и тектоника платформ» была охвачена в докладах А. А. Кухаренко, А. С. Новиковой и В. Л. Масайтиса.

А. А. Кухаренко (ЛГУ), представивший доклад «Щелочной магматизм Балтийского щита», подробно охарактеризовал закономерности и этапы становления палеозойского щелочного комплекса.

Доклад «Особенности тектоники магматогенных структур Восточно-Европейской платформы», прочитанный А. С. Новиковой (ГИН) касался огромной тектонической структуры, в пределах которой, на раннем этапе развития Фенно-Сарматского щита, в процессе его эволюции как тектонического поднятия, возникли зоны проницаемости земной коры особого типа. Примерами подобного рода зон являются Онежско-Сегозерский и Шуезерско-Летнереченский пояса распространения вулканических и субвулканических тел диабазовой формации. Развитие зон проницаемости в стадии формирования Русской плиты раскрывают структуры Большого Донбасса, Пачелмского, Казанско-Сергиевского и других прогибов. Деформации, тяготеющие к поясам распространения основных вулканитов, не связаны со складкообразовательными движениями геосинклинального типа и образуют самостоятельную категорию магматических форм. Магматогенные структуры, возникающие в связи с развитием зон проницаемости, соответствуют понятию авлакогенов Н. С. Шатского.

Особенности магматизма Сибирской платформы были рассмотрены В. Л. Масайтисом (ВСЕГЕИ) в докладе, посвященном ее магматическим циклам. Докладчик выделяет четыре цикла платформенного магматизма: позднепротерозойский, раннепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалеозойский — раннемезозойский. С первым из них связаны трапповые формации и агапитовые нефелиновые сиениты. Со вторым связаны также трапповые формации и ультраосновные щелочные интрузии. Среднепалеозойский (средне- и верхнедевонский) цикл представлен излияниями базальтов, туфами и интрузивными основными породами, а также кимберлитами. Наиболее мощным и широко известным является магматизм позднего палеозоя и раннего мезозоя. Это — излияния базальтов и выделение долеритов (трапповые формации), трахибазальты и трахидолериты, кимберлиты и щелочные породы.

Трапповые формации каждого цикла приурочены к зонам прогибания по периферии синеклиз и авлакогенов или к зонам перикратонных опусканий. Это позволяет высказать предположение об их связи с областями растяжения земной коры, которые вызывают ее оседание и обуславливают образование многочисленных трещин — путей проникновения магмы.

Проблеме «Тектоника и магматизм океанов» было посвящено три доклада.

Совместный доклад Г. Б. Удинцева, В. И. Чернышевой (ИОАН) и Л. В. Дмитриева (ГЕОХИ) «Магматизм ложа Индийского и Тихого океанов» был доложен Г. Б. Удинцевым. На примере изучения тектоники, петрохимии и элементов примесей в породах, поднятых со дна Индоокеанского хребта и сопряженных с ним районов, было показано, что степень дифференцированности мантии до базальтов в отношении петрогенных элементов практически не зависит от того, где расположены вулканы: в пределах срединноокеанических хребтов, в океанических впадинах или на океанических плитах. Базальты, залегающие в котловинах, обогащены элементами группы железа (Cr, V, Co, Ni), в то время как островные базальты обеднены этими элементами. Для срединных хребтов характерны поднятия глубинных пород верхней мантии на поверхность дна в рифтовых ущельях в виде планетарного пояса — экзтрузий серпентинизированных перидотитов. Ультраосновные породы выходят также на поверхность океанических плит в зонах взбросовых обрывов глыбовых поднятий. По мнению докладчиков, разрезы коры рифтовых ущелий срединноокеанических хребтов позволяют наблюдать последовательность магматических пород, отвечающую представлениям о дифференциации вещества мантии с образованием остаточного слоя перидотитов верхней мантии и слоя основных пород (габбро, базальтов) коры.

В докладе Г. С. Горшкова (Ин-т вулканологии) «Особенности вулканизма в главных структурных зонах земли (океаны, океанические хребты, вулканические дуги, континенты)» рассматривались проблемы глубин зарождения магматических очагов и связи состава вулканических серий с крупными структурами земной коры.

По мнению Г. С. Горшкова вулканизм океанического типа является первичным. Его зарождение происходит в астеносфере на глубинах порядка 60 км. Неглубокое

галеание слоя астеносферы под океанами обуславливает широкое развитие подобного вулканизма на океанических платформах. Иногда начинается процесс глубоинной дифференциации вещества типа зонной плавки. В одном случае, когда этот процесс захватывает самые верхи мантии возникают образования типа океанических хребтов. В случае, если процессы дифференциации захватывают большие глубины, возникают образования типа островных дуг, с последующим преобразованием коры океанического типа в континентальную. Смена характера вулканизма от океанического к континентальному значительно опережает во времени процесс перестройки коры. Известково-щелочной характер лав нередко сохраняется длительное время и в сформированных молодых горных системах. В пространстве известково-щелочные лавы сменяются щелочными континентальными.

Интересной проблеме становления гранитного слоя земной коры в зоне сочленения континентов и океанов был посвящен доклад М. С. Маркова (ГИН) «К проблеме формирования гранитного слоя островных дуг». В докладе были приведены данные, позволяющие рассматривать островные дуги как современные геосинклинальные системы. По мере их развития в зонах геантиклинальных поднятий, по геофизическим данным, происходит становление «гранитного» слоя земной коры. Анализ метаморфических толщ, условий их образования, а также Р—Т условий, существующих сейчас в глубоких горизонтах земной коры, показывает принципиальную возможность образования метаморфического цоколя за счет преобразования глубоких «надбазальтовых» горизонтов коры.

Доклады оживленно обсуждались участниками конференции. В развернувшихся прениях было заслушано 66 выступлений, посвященных всем затронутым на совещании проблемам. Как и следовало ожидать, самую большую дискуссию вызвал вопрос о существовании тектоно-магматических циклов, связей определенных магматических формаций с эпохами складчатости. Мнения выступавших по этому поводу существенно разделились. Одни из них целиком или частично поддержали взгляды Ю. А. Кузнецова, А. Л. Яншина, Н. А. Штрейса, М. В. Муратова и А. Л. Книппера об отсутствии прямой, повсеместно повторяющейся связи между явлениями складчатости и магматизмом (Э. П. Изох, Е. Д. Карпова, В. И. Кнауф, И. Я. Комов, М. С. Нагбина, П. М. Хренов и др.), другие же выступали в поддержку точки зрения группы докладчиков ВСЕГЕИ (сообщение, сделанное Д. С. Харкевичем) и считали, что такие связи имеются или что отрицание таких связей не подтверждается в настоящее время фактическим материалом (П. Д. Гамкрелидзе, Г. А. Кудрявцев, Г. В. Пинус, Л. И. Красный, В. А. Унксов, Ю. Д. Смирнов, Г. А. Твалчрелидзе, В. Е. Хаин и др.). Большинство выступавших подчеркивало необходимость концентрации внимания геологов на этих, очень сложных вопросах, которые имеют необычно важное значение для разработки учения о металлогенических провинциях, эпохах и др.

Большое внимание участников совещания привлекли также модели развития структуры земной коры, в связи с магматизмом, предложенные в докладах В. В. Белоусова и Ю. М. Шейнманна. Выступавшие (В. Е. Хаин, П. А. Петрушевский, Г. Д. Аджирей, В. В. Бронгулеев и др.), наряду с критикой воззрений этих ученых, подчеркивали важность и необходимость этих докладов для построения гипотезы об общих процессах развития тектоносферы и связанного с ней магматизма.

Многие, выступавшие затрагивали также вопрос о роли внегеосинклинальных гранитоидов, поставленный в докладе Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина, а также о том, насколько тесно связаны интрузивные массивы гранитоидов с зонами разломов.

Возражения в отношении некоторых узловых пунктов доклада А. А. Моссаковского высказали В. Ф. Белый, Г. А. Кудрявцев, М. С. Нагбина и Т. В. Перекалина. Основные возражения этих геологов концентрировались вокруг места проведения границы между орогенным и геосинклинальными этапами, а также структурного положения рядов магматических формаций, которое было предложено А. А. Моссаковским.

Оживленную дискуссию также вызвал доклад Е. Е. Милановского. П. Д. Гамкрелидзе высказал сомнение в справедливости точки зрения докладчика относительно причин, вызывающих магматизм в Альпийской области. По мнению П. Д. Гамкрелидзе, горизонтальные движения земной коры в Альпийской зоне не могут объяснить ее магматизма, поскольку растяжения никак не могут компенсироваться сжатием.

Многие, выступавшие в прениях, одобрили решение тектонического комитета о проведении совещания по проблемам связи тектоники и магматизма. По мнению участников совещания, оно было необходимо для того, чтобы геологи смогли занять правильные позиции в деле познания явлений, находящихся на стыке двух весьма различных, особенно в смысле применяемых методов изучения, ведущих разделов геологической науки.

Это же обстоятельство было подчеркнуто и в решении, принятом совещанием, в котором обращается внимание на необходимость более тесного контакта между петрологами и тектонистами. Назревшей необходимостью является детальное изучение тектонических структур, вмещающих магматические тела. Особенно важными являются исследования, посвященные изучению магматических формаций в пределах определенных структурных элементов и взаимосвязей их с вергикальными и горизонтальными тектоническими движениями.

М. В. Муратов, А. Л. Книппер

СОВЕЩАНИЕ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ ПО ВОПРОСУ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

1. ВВОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Осенью 1965 г. участники Международного коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области, собравшиеся в Тбилиси, признали необходимость изучения различными рабочими группами ряда вопросов, связанных с подготовкой легенды второго издания Международной тектонической карты Европы. На совещании в Тбилиси было выражено пожелание, чтобы Геологическая служба Швеции организовала совещание для рассмотрения вопроса о подразделении докембрия Балтийского щита. В июне 1966 г. Комиссия по геологической карте мира поддержала это предложение и обратилась к Геологической службе Швеции с просьбой организовать такое совещание как можно скорее.

Совещание организовали д-р Р. Х. Лундегорд, Г. Каутский, Е. Захриссон (Швеция) и д-р А. Симонен (Финляндия). Совещание происходило в Швеции с 15 по 26 августа 1966 г. В рабочую группу входили следующие лица:

Швеция — Г. Каутский, Р. Х. Лундегорд, Е. Захриссон, Н. Х. Магнуссон, Е. Уэлин, Т. Лундквист, А. Стремберг, Г. Столхёс.
Финляндия — А. Симонен, Х. Туоминен.

СССР — А. А. Богданов (Ген. Сек. Подкомиссии по тектонической карте мира), Н. П. Семенов.

Норвегия — Х. Сколвол, Ю. Гвенн.

Великобритания — Ф. Даннинг, Р. Дирли, С. Джонстон.

Марокко — Ю. А. Шубер и А. Фор-Мюре (координаторы международного геологического Атласа Мира).

Программа совещания включала:

а) Экскурсию, организованную Геологической службой Швеции, для изучения докембрийских пород Южной и Центральной Швеции. Экскурсия выехала из Гетеборга, закончилась в Стокгольме и проходила по маршруту Хальмштадт, Сэвсьё, Вэнерсборг, Омоль, Мора, Свег, Хюдиксвал и Сандвикен.

б) Заседание в Стокгольме, на котором обсуждались подразделение и корреляция докембрийских отложений.

II. ПРЕДЛОЖЕНИЯ, ВЫДВИНУТЫЕ НА СТОКГОЛЬМСКОМ СОВЕЩАНИИ

1. Предложения д-ров А. Симонена и Г. Каутского по поводу подразделения докембрия Финляндии и Швеции: организованная д-ром Р. Х. Лундегордом экскурсия явилась основой для этого обсуждения.

2. Предложение д-ра К. О. Кратца о подразделении докембрия восточной части Балтийского щита.

3. Предложение д-ра Н. П. Семеново о подразделении докембрия Украинского щита и его корреляции с другими районами.

4. Предложение д-ра Ф. Даннинга о подразделении докембрия Великобритании.

5. Предложение д-ров Ю. А. Шубера и А. Фор-Мюре о подразделении докембрия Африканской платформы.

III. РЕШЕНИЯ СТОКГОЛЬМСКОГО СОВЕЩАНИЯ

На основании вышеуказанных схем стратиграфии члены рабочей группы выработали следующие рекомендации:

Данные об абсолютном возрасте докембрийских образований Балтийского щита позволяют подразделить их следующим образом:

VL — беломорский складчатый комплекс ≥ 2600 млн. лет (беломориды, древние комплексы юго-западной части Балтийского щита и др.);

PSK — досвеко-фенно-карельский складчатый комплекс 2600—2100 (± 100) млн. лет;

SK — свеко-фенно-карельский складчатый комплекс 2100 (± 100)—1750 (± 50) млн. лет;

Gi — готская эпоха 1750 (± 50)—1200 млн. лет (кратонизация Восточно-Европейской платформы);

D — дальсландиды 1200—850 млн. лет;

B — байкалиды 850—550 (500) млн. лет.

Кроме того, были приняты рекомендации выделять на карте: 1. Нерасчлененные комплексы докембрия. 2. Древние массивы, переработанные более молодой складчатостью. 3. Места взятия проб для определения возраста с указанием метода его установления. 4. Граниты: синорогенные, позднеорогенные и посторогенные. 5. Интрузии основные, син-, поздние и посторогенные. Ультраосновные интрузии. Щелочные интрузии. 6. Типы осадконакопления (моласса, флиш). 7. Вулканы: геосинклинальные (кислые и основные) субсеквентные, платформенные.

Схема корреляции докембрийских складчатых комплексов (Стокгольм, 26. VIII. 1966 г.)

Возрастные границы, млн. лет	Индекс	Балтийский щит	Украина	Великобритания	Канадский щит и Гренландия	Африканская платформа
2600	BL	Беломориды	Складчатый комплекс основания			
2100(±100)	PSK	Нерасчлененные древние ядра в пределах свеко-фенно-карельского складчатого пояса	Буг-базавлукский	Инверский (2200)	Докетелидский (кеноранский) (2700—2300)	Шегга и бербериды
1750(±50)	SK } 3	Свеко-фенно-карелиды	Криворожский (1700)	1900 Ранне-лаксфордский (1650 ?)	Кетелидский (гудзонский) (2000—1700 ?)	
1200	G	Субсеквентный магматический комплекс Восточно-Европейской платформы, отвечающей готской эпохе ее кратонизации	Волынско-овручский (1200)	Поздне-лаксфордский 1550(±50)	Нагссуттокидская складчатость и санерутский плутонизм (1650—1500 ?)	Западные анти-атласиды
850	D	Дальсландий	(1100) Магматические породы фундамента Крымского полуострова (800)	Орогенический цикл «Мона»	Гордарский магматизм (1500 ?—1020) Гренвилльский только Канадский щит (1000—880)	Восточные антиатласиды
500(550)	B	Байкалиды обрамления Восточно-Европейской платформы и их возрастные аналоги в нижней части платформенного чехла			Каролиниды (?)	Платформенный чехол

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫИ,
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 В 3-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *П. С. Максюта*

Сдано в набор 10.III.1967 г.	Т-05454	Подписано к печати 3/V 1967 г.	Тираж 1675 экз.
Зак. 6646	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Печ. л. 11,2	Бум. л. 4
			Уч.-изд. листов 12,0

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

71
КАЛУЖСКАЯ
Д. 12 ИВ. 11
ПУШАРОВСКОЙ
С. 1 12 1951 г.

