

ПРОБЛЕМЫ 22

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

13.5
18

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1965

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

Май — Июнь

Проверено 1974 г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Борисов. Геофизическая характеристика платформенных территорий	3
В. Д. Наливкин. О классификации тектонических структур	14
А. К. Уфлянд. Тектоника и история развития северо-восточного окончания Пальмирид (Сирия)	20
И. Я. Кунин. Структурные особенности и перспективы нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Южного Казахстана	37
Н. И. Филатова, В. А. Буш. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау	49
М. Л. Сомин. Некоторые особенности связи магматизма и тектоники кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа	61
Э. Н. Лишневикий. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования	77

Критика и дискуссии

В. Н. Аверьянова. Об общих закономерностях в направлениях напряжений, действующих в очагах землетрясений Курило-Камчатского сейсмоактивного региона	85
--	----

Краткие сообщения

Я. М. Кисляков. О происхождении древних долин в ложах позднемезозойских впадин Монголо-Охотского пояса	99
---	----

Хроника

Тектоника на XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии	104
Вопросы тектоники на заседаниях конгресса	104
Краткий обзор работы секции № 4 «Деформация горных пород и тектоника»	105
Вопросы региональной тектоники на заседаниях комиссии Геологической карты мира и подкомиссии Тектонической карты мира во время работы XXII сессии Международного геологического конгресса	105
Симпозиум совещания по «Проекту верхней мантии»	112
Комиссия по связи геологии с геофизикой	114
Некоторые общие вопросы тектоники, обсуждавшиеся на XXII сессии Международного геологического конгресса	114

CONTENTS

A. A. Borisov. Geophysical characteristic of platform area	3
V. D. Nalivkin. On a classification of tectonic structures	14
A. K. Ufliand. Tectonics and geological history of the northeastern end of the Palmyrides (Syria)	20
N. Ya. Kunin. Structural peculiarities and oil and gas possibilities of Meso-Cenozoic deposits in Southern Kazakhstan	37
N. I. Filatova, V. A. Bush. Hercynian geosynclinal structures of Dzhungarsk Alatau	49
M. L. Somin. Some specific features in the relations between magmatism and tectonics of the crystalline core in the Main Range of the Greater Caucasus	61
E. N. Lishnevsky. On an active role of granitic intrusions in mountainbuilding	77

Critique and discussions

V. N. Averianova. On general regularities in strain directions operating in earthquake foci of the Kurill — Kamchatka seismic region	85
---	----

Short notes

Ya. M. Kisliakov. On the origin of old valleys in the Late Mesozoic depressions in the Mongolo — Okhotsk belt	99
--	----

Chronicle

Tectonics at the XXII-nd Session of the International Geological Congress in India	104
Tectonic problems at the meetings of the Congress	104
Breif review of the work of Section № 4 «Rock deformation and tectonics»	105
Problems of regional tectonics at the session of the Commission for the Geological Map of the World and the Subcommittee for the Tectonic Map of the World at the XXII-nd Session of the International Geological Congress	105
Symposium for the Upper Mantle Project	112
Commission for the coordination of geophysical and geological research	114
Some general tectonic problems discussed at the XXII-nd Session of the International Geological Congress	114

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-06239	Подписано к печати 5/V—1965 г.	Тираж 1400 экз.	Зак. 5613
Формат бумаги 70×108 ^{1/16}	Печ. л. 10,5+1 вкл.	Бум. л. 3 ^{3/4}	Уч.-изд. листов 12,6

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

УДК 551.241

А. А. БОРИСОВ

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ¹

Платформенные территории характеризуются размахом рельефа фундамента, превышающим 15 км, и поверхности *M* — свыше 20 км. Структурные формы этих поверхностей находятся в сложных и многообразных соотношениях — от согласных до обращенных. Несмотря на это, для платформ характерно устойчивое изостатическое равновесие. Совокупность этих фактов указывает, что в процессе формирования платформенных структур происходят взаимосвязанные и взаимозависимые преобразования внутренней структуры коры, и по-видимому, верхних частей мантии.

Платформенные территории слабо сейсмичны или не сейсмичны. На их площадях распространены сравнительно мало интенсивные аномалии силы тяжести и местами чрезвычайно интенсивные магнитные аномалии. Скорости распространения сейсмических волн варьируют от 1,5—2,0 км/сек в верхних и до 3,5—4,5 км/сек в нижних терригенных слоях осадочного чехла и достигают 5—6 км/сек в карбонатных породах, от 4,5—6,5 км/сек в породах фундамента и до 7,0—7,5 км/сек в более глубоких горизонтах коры и, наконец, составляют около 8,0—8,2 км/сек или несколько больше в верхних горизонтах мантии. Электропроводность пород осадочного чехла варьирует в чрезвычайно широких пределах, тогда как породы консолидированной коры почти повсеместно характеризуются очень высокими, практически бесконечными значениями кажущихся электрических сопротивлений. Осадочный чехол платформ очень слабо магнитен, породы фундамента характеризуются широким диапазоном значений магнитных свойств. Породы сравнительно высокой магнитности преимущественно размещены в виде отдельных тел среди в целом слабо магнитных образований и соответствуют главным образом магматическим породам основного и ультраосновного состава.

По значениям параметров физических свойств разрез земной коры платформенных территорий подразделяется, таким образом, на два существенно различных комплекса: консолидированный фундамент и осадочный чехол. Однако местами распространен комплекс промежуточный по физическим свойствам между породами фундамента и собственно платформенного чехла, что в ряде случаев существенно затрудняет определение его соответствия первому или второму.

Региональный гравитационный фон платформенных территорий (в аномалиях с редукцией Буге) варьирует от слабо отрицательных до близких к нормальному значению и в общем сравнительно хорошо коррелируется (с обратным знаком) с гипсометрическими отметками местности. На нем выделяются относительные положительные и отрицательные аномалии, значения которых редко превышают ± 50 мгл и лишь в исключительных случаях достигают ± 100 мгл. Протяженность

¹ Доклад на заседании Тектонического комитета 13—14 ноября 1964 г.

таких аномалий обычно составляет от нескольких десятков до первых сотен километров. В плане они имеют как линейные (отношения осей более 5:1), так и изометрические или сложные неправильные формы. Эти аномалии группируются в обширные по площади мозаичные или протяженные относительно узкие линейные системы.

Региональный магнитный аномальный фон также близок к нулю или слабо отрицателен. На нем выделяются локальные аномалии, местами очень большой интенсивности; по площадям и очертаниям в плане они тождественны гравитационным. Магнитные аномалии, так же как и гравитационные, образуют мозаичные и линейные системы. Как правило, соответствующие аномальные системы этих полей являются совмещенными. Случаи их несоответствий очень редки, тогда как соотношения отдельных гравитационных и магнитных аномалий несравненно многообразнее. Они часто не совпадают по площади и по знакам сочетаются во всех возможных вариантах. Четкость и часто прямолинейность границ этих аномальных систем, наблюдаемые вдоль них торцовые сочленения аномалий и гравитационные ступени большой амплитуды указывают на блоковый характер структуры тех комплексов коры, которым соответствуют эти аномальные системы.

Геологическая природа гравитационных и магнитных аномалий в принципе была выяснена А. Д. Архангельским еще в 20-х—30-х годах и в дальнейшем уточнена многими другими исследователями (Андреев, 1938, 1960; Люстих, 1948, 1950; Субботин, 1955; Федынский, 1951; Фотиади, 1955, 1958). Аномалии силы тяжести отображают внутреннюю плотностную неоднородность и рельеф поверхностей верхней мантии, горизонтов консолидированной коры («базальтовый» и «гранитный» слои) и, наконец, особенности строения осадочного чехла. На платформах они в основном определяются внутренней неоднородностью фундамента («гранитного» слоя). Магнитные аномалии преимущественно отображают размещение магматических пород, главным образом основного и ультраосновного состава, которые, как известно, преимущественно размещаются внутри фундамента, но также, однако, как правило, в меньших количествах и среди образований осадочного чехла, особенно в его нижних слоях. Соответствующие расчеты показывают, что как верхние, так и нижние «кромки» магнитоактивных масс большей частью группируются в каждом данном районе на нескольких уровнях внутри «гранитного» слоя (Булина, 1964; Фотиади, 1961; Симоненко, 1962) и лишь редкие из них опускаются в «базальтовый» слой и, возможно, в верхи мантии. Это создает определенное впечатление о горизонтально-волнистой расчлененности консолидированной коры, начиная с верхних толщ фундамента и вплоть до очень больших глубин в ее недрах. Она сочетается с вышеупомянутой блоковой структурой этого комплекса.

На территории плит складчатый фундамент залегает на разных, в том числе и очень больших глубинах, варьирующих от 0, +2 до —15 км и, возможно, местами на еще больших. Для четырех плит тер-

Интервалы глубин, км	Площади, % от общей территории плит		Примечание
	от—до (на разных плитах)	среднее	
Выше 0	0—6	4	От 0 до 3 км —57%
0—1	13—26	20	
1—2	13—18	16	
2—3	17—26	21	
3—5	9—40	27	От 3 до 5 км —27%
5—10	0—13	9	
Более 10	0—9	3	Более 5 км —12%

ритории СССР эти глубины распределяются так (таблица) (Борисов, 1962).

Таким образом, наиболее характерны глубины от 0 до 5 км, тогда как свыше 5 и особенно превышающие 10 км в общем представляют исключения.

Размах рельефа поверхности M превышает 20 км (от <30 до >50 км). Однако, как правило, глубины до этой поверхности составляют 35—45 км. Соотношение структурных форм, образуемых поверхностями Мохоровичича и фундамента, оказываются многообразными и различаются как для отдельных плит, так и внутри каждой из них. На Восточно-Европейской платформе преобладают обращенные их формы, но встречаются и согласные, на Скифско-Туранской доминируют прямые, а на Урало-Сибирской — обращенные. В связи со сложными соотношениями структурных форм, образуемых поверхностями Мохоровичича и фундамента и большими амплитудами размаха их рельефа, в очень широких пределах варьирует мощность консолидированного комплекса коры. Она изменяется от 25 до 55 км, в общем возрастающая в тектонически положительных зонах и сокращаясь в зонах отрицательных тектонических элементов.

Несмотря на столь большие амплитуды размаха рельефа этих поверхностей и сложные многообразные соотношения образуемых ими форм, они почти не находят отображения в осредненных значениях аномалий силы тяжести. Так, часть положительных структурных элементов, например Балтийский щит и Воронежский массив, характеризуются несколько пониженными и при этом близкими значениями напряженности регионального гравитационного фона, хотя глубины до поверхности M в пределах этих структур сильно различаются. В противоположность этому, Украинский кристаллический массив и Волго-Уральская антеклиза характеризуются несколько повышенными и близкими между собой положительными значениями напряженности гравитационного фона, однако при большом различии глубин до поверхности M на их площадях. Так же по-разному отображаются в региональных значениях гравитационных аномалий и отрицательные тектонические структуры (синеклизы, авлакогены).

Очевидно, изостатическая уравновешенность в столь сложных условиях может осуществляться только взаимообусловленной и тесно связанной совокупностью плотностных неоднородностей, развивающейся в процессе формирования платформенных структур как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. При этом плотностные неоднородности, компенсирующие гравитационный эффект крупных структурно-морфологических элементов, должны охватывать очень большие глубины (многие десятки — первые сотни километров). Действительно, если бы изостатическое равновесие достигалось только взаимоотношением структурных форм двух гравитационно наиболее активных поверхностей (Мохоровичича и фундамента), то они повсеместно образовали бы противоположные и строго согласованные по амплитуде структурные формы.

Однако в действительности этого нет, что неизбежно приводит к допущению существенных латеральных неоднородностей плотностей в глубоких недрах Земли. Так, мощность земной коры Украинского и Воронежского кристаллических массивов примерно на 15 км больше, чем Балтийского щита, и составляет, соответственно, свыше 50 и 35—40 км (Литвиненко, 1963; Демиденко, Манюта и др., 1963; Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963), а средние значения аномалий силы тяжести этих площадей, как уже отмечалось, близки между собой.

Очевидно, что дефект масс, создаваемый на территории Украинского и Воронежского массивов столь сильно разросшейся мощностью земной коры, может быть компенсирован только несколько более высокой здесь

средней плотностью вещества верхней мантии по сравнению с ее значениями на территории Балтийского щита. Подобные же сопоставления разрезов земной коры и значений аномалий силы тяжести показывают, что средняя плотность вещества верхней мантии под Северо-Каспийской синеклизой больше, чем под Волго-Уральской антеклизой.

Однако существенные изменения в вертикальном и горизонтальном направлениях значений параметров физических свойств вместе с соответствующими им изменениями внутреннего строения слоев, которые происходят в процессе формирования платформенных структур, не ограничиваются верхней мантией, но охватывают всю толщу земной коры, начиная от самых глубоких и вплоть до приповерхностных ее горизонтов. Морфологически совокупность этих явлений выражается разнонаправленными, либо происходящими, хотя и в одном направлении, но с разной скоростью и с разным вертикальным размахом, перемещениями в процессе тектогенеза глубинных границ, таких, как поверхности Мохоровичича, «базальтового» и «гранитного» слоев (Борисов, 1963, 1964; Ризниченко, Косминская, 1963; Тихомиров, 1963). Такое скольжение по разрезу и при этом часто в разных направлениях перечисленных границ приводит к изменению мощностей ограниченных ими слоев и соответственно к их частичному взаимопревращению. По-видимому, эти преобразования коры являются следствием раздробления ее и верхов мантии, выплавления и перемещения магматических расплавов как в вертикальных, так и в горизонтальных направлениях и соответствующих изменений характера и степени метаморфизма. Все это сопровождается изменениями значений параметров физических свойств: плотности, скорости распространения сейсмических волн, магнитной восприимчивости и др. При этом все названные процессы развиваются в условиях выдерживающегося изостатического равновесия, т. е. взаимосвязаны.

На характер и значительную степень переработки консолидированной коры в процессе развития платформенных структур указывает также сравнительно строгое соответствие контуров мозаичных систем гравитационных и магнитных аномалий контурам антеклиз, массивов, щитов и синеклиз и приуроченность к внутренним зонам синеклиз, особенно к площадям авлакогенов, линейных аномальных систем этих полей. Например, мозаичные аномальные системы соответствуют Волго-Уральской антеклизе, доминируют на площадях Украинского и Воронежского массивов, а линейные аномальные системы приурочены к Пачелмскому авлакогену, внутренней зоне Московской синеклизы и т. д. Поскольку эти аномалии, как уже указывалось, в основном обусловлены внутренней неоднородностью фундамента, постольку очевидно, что их такое соответствие платформенным структурным элементом объясняется либо тем, что последние наследуют особенности внутренней структуры фундамента, либо тем, что в процессе платформенного развития последняя претерпевает существенную переработку. По-видимому, оба эти фактора могут в той или иной степени проявляться совместно, но их относительное значение неодинаково на разных территориях.

Для молодых платформ, как на это указывают Р. Г. Гарецкий (1962); Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин (1965) и другие исследователи, по-видимому, сравнительно велика унаследованность структурного плана осадочного чехла от особенности внутреннего строения фундамента, сложившегося в геосинклинальную стадию развития. Соответственно здесь среди платформенных структур широко распространены линейные формы, более или менее непосредственно накладывающиеся на складки фундамента.

Для древних платформ, как было выяснено Н. С. Шатским (1955), степень унаследованности структур платформенного осадочного чехла от структурного плана фундамента несравненно меньше. На это, в част-

ности, указывают широко распространенные явления срезания одними системами гравитационных и магнитных аномалий, которые соответствуют структурам платформенного чехла других доминирующих в данном регионе систем аномалий, отображающих особенности внутренней структуры фундамента. Например, интенсивные полосовые магнитные аномалии, трассирующие Пачелмский авлакоген, под большим углом срезают аномалии Воронежской антеклизы, соответствие которых древним внутренним структурам докембрийского фундамента общеизвестно (Архангельский, 1924, 1933; Шатский, 1947). Аналогичные соотношения наблюдаются между системами аномалий Днепровского авлакогена, с одной стороны, и Воронежского и Украинского кристаллических массивов, с другой. При этом системы субмеридианальных аномалий Воронежского массива после пересечения полосой субширотных аномалий Днепровского авлакогена продолжают на площади Украинского массива (Андреева, 1958).

Подобные соотношения, хотя и реже, но все же встречаются и на молодых платформах. Так, Гыданско-Омская полоса интенсивных линейных магнитных и гравитационных максимумов, соответствующая поясу грабенов в фундаменте, выполненных осадочно-эффузивной нижнемезозойской толщей, прослеживается с севера на юг почти через всю Западно-Сибирскую плиту, пересекая и прерывая системы аномалий других простираций (Дедеев, Наливкин и др., 1962).

Привлекает внимание также то, что именно к площадям отрицательных платформенных структур приурочено большинство наиболее интенсивных положительных аномалий силы тяжести, часто сопутствуемых магнитными аномалиями (например, Черниговский и Хобдинский максимумы силы тяжести). Аномалии более интенсивны на площадях синеклиз, особенно в их осевых зонах, чем в пределах антеклиз и щитов. Поскольку гравитационные аномалии обусловлены главным образом внутренней неоднородностью фундамента, то очевидно, что приуроченность более интенсивных аномалий к областям глубокого погружения фундамента требует допущения его относительно очень большой неоднородности в этих зонах, связанной, по-видимому, с раздробленностью и насыщением большими порциями магмы преимущественно основного состава.

Как известно (Новикова, 1960; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Богданов, 1964), нижние комплексы платформенного чехла грабенообразных депрессий большей частью представлены осадочно-эффузивными образованиями. Соответствующие расчеты свидетельствуют о том, что распространенные здесь магнитные аномалии отображают главным образом состав этих толщ, тогда как интенсивные гравитационные максимумы на этих же площадях связаны преимущественно с более глубокими и очень мощными массами, залегающими в фундаменте. Например, такова природа Черниговского гравитационного и магнитного максимумов (Андреева, 1958; Субботин, 1950; Чирвинская, 1959; Шерешевская, 1956). Такие массы корнями опираются непосредственно на «базальтовый» слой. Таким образом, вулканические образования чехла представляют собой лишь очень малую часть магматических масс основного состава, которые проникают в земную кору в процессе формирования отрицательных платформенных структур и, главным образом, застывают внутри консолидированной коры. Совершенно очевидно, что внедрения и прохождения через кору столь больших порций основной магмы не могли не сказаться на ее составе и привело к ее существенной переработке. Сейсморазведка фиксирует такие внедрения основной магмы и связанные с ними изменения состава консолидированной коры в виде воздыманий под дном синеклиз и особенно авлакогенов горизонтов с высокими значениями граничных скоростей, т. е. выступов (базальтового) слоя (Фотиади, 1958; Панкратов, Сувилова, Фирсова,

1964; Тихомиров, 1963; Борисов, 1963, 1964). Однако с частью отрицательных тектонических структур связано утонение «базальтового» слоя, например, с Днепровским грабеном (Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963; Демиденко, Манюта и др., 1963), что свидетельствует о многообразии форм преобразования коры в процессе формирования платформенных структур.

Данные ГСЗ, а также гравиметрии и магнитометрии указывают на горизонтально-волнистую расчлененность всей толщи коры. В материалах сейсморазведки это выражается в приуроченности к толще консолидированной коры протяженных и устойчивых, преломляющих и отражающих сейсмических горизонтов (Годин, 1958, 1962; Косминская, 1963; Померанцева, 1964), а в данных магнитометрии проявляется в группировке верхних и отчасти нижних кромок магнитных масс на определенных уровнях внутри этой толщи коры (Фотиади, 1961; Симоненко, 1962).

Общеизвестна условность подразделения толщи консолидированной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои, тем более что на основании сравнительно детальных исследований ГСЗ внутри этой толщи обычно выделяется не два, а три-четыре слоя, но их отождествление и межрайонная корреляция очень затруднены, мало определены и во многих случаях разными авторами проводятся по-разному.

Подсчеты глубин до нижних кромок масс, создающих магнитные и гравитационные аномалии, свидетельствуют о том, что существенная дифференциация консолидированной коры по плотностям и магнитным свойствам в основном распространяется лишь до глубины 15—20 км ниже поверхности фундамента (Булина, 1964; Подоба, Серова, 1962; Люстих, 1950). Это соответствует толще «гранитного» слоя, который по этим свойствам сильно дифференцирован как в вертикальном, так и особенно в горизонтальном направлениях.

В противоположность этому, нижняя часть консолидированной коры в горизонтальном направлении сравнительно гомогенна. Таким образом, двухслойное деление консолидированной коры, намеченное по сейсмологическим данным, примерно соответствует ее расчленению на верхний дифференцированный (условно «гранитный») и нижний гомогенизированный (условно «базальтовый») слои. Однако это лишь очень приближенное соответствие между сейсмическими данными (ГСЗ, сейсмология) и материалами других геофизических методов (гравиметрия, магнитометрия).

Поэтому в целом вопрос о подразделении консолидированной коры остается открытым и следует признать очень рискованными любые предположения о региональных закономерностях, касающихся соотношений мощностей (и общем направлении их изменений) слоев, которые слагают консолидированную кору. В настоящее время возможно судить о поведении этих слоев лишь вдоль трасс профилей ГСЗ. Их поведение и характер соотношений, судя по материалам ГСЗ, оказывается сложным и многообразным.

Судя по разрезам вдоль профилей ГСЗ, которыми пересечена Днепровско-Донецкая впадина (Демиденко, Манюта и др., 1963; Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963), поверхности фундамента («гранитного» слоя) и «базальтового» слоя здесь примерно параллельны и на площади грабена глубоко погружены, тогда как поверхность *M* образует выступ. В связи с этим под Днепровским авлакогеном происходит значительное утонение «базальтового» слоя и консолидированной коры в целом. На территории Северо-Каспийской синеклизы поверхность *M* несколько прогнута, а общая мощность консолидированной коры уменьшается почти равномерно как за счет «гранитного», так и «базальтового» слоев. Однако на площади Хобдинского максимума «базальтовый» слой образует выступ значительной амплитуды внутри толщи консолидированной

коры, а «гранитный» слой соответственно утоняется (Панкратов, Сувилова, Фирсова, 1964). Наконец, под Абдулинско-Серноводским авлакогеном примерно согласно погружаются как поверхности «гранитного» и «базальтового» слоев, так и Мохоровичича. Таким образом, отрицательным платформенным структурам — синеклизам и авлакогенам соответствуют как резкие изменения мощности консолидированной коры, так и ее состава. При этом с частью названных структурных элементов связано утонение «гранитного» слоя при неизменной либо разрастающейся мощности «базальтового» слоя, а для других из них характерно утонение «базальтового» слоя при неизменной мощности «гранитного». Допущение, например, что такое строение консолидированной коры, которое сейчас наблюдается на площади Днепровского авлакогена, существовало до начала его формирования и, следовательно, сохранилось неизменным на протяжении всего времени платформенного развития, неизбежно ведет к представлению о том, что здесь существовал ничем не компенсированный выступ поверхности M очень большой амплитуды и, следовательно, очень сильно было нарушено изостатическое равновесие. При этом компенсация якобы была достигнута только в современную эпоху в связи с погружением всех глубинных границ и заполнением грабена относительно легкими осадочными толщами. Нереальность такой картины очевидна. Кроме того, даже в современной структуре поверхности M отчетливо виден единый ее прогиб в пределах площадей Украинского и Воронежского массивов, который лишь расчленен на две половины узким выступом под дном авлакогена (Демиденко, Манюта и др., 1963; Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963). Следовательно, приходится допустить, что перестройка консолидированной коры здесь происходила синхронно с формированием грабена и в условиях выдерживающегося изостатического равновесия.

По-видимому, в платформенную стадию развития внутренняя структура консолидированной коры претерпевает неодинаковые изменения на площадях разных структурных элементов. Обычно эти изменения оказываются минимальными под щитами и максимальными под наиболее прогнутыми и раздробленными платформенными структурами, т. е. под авлакогенами. Поэтому внутренняя структура коры щитов и плит в какой-то степени разновозрастна: на щитах она в основном соответствует времени завершения геосинклинальной стадии развития, а на плитах является омоложенной.

Общий характер гравитационного и магнитного полей и данные сейсморазведки КМПВ и ГСЗ, в достаточном числе случаев проверенные результатами глубокого бурения (Фотиади, 1958; Борисов, 1962; Богданов, 1964), свидетельствуют об очень большой роли глубинных разломов в формировании платформенных структур. Они выражаются в рельефе фундамента уступами и ступенями большой амплитуды (Годин, 1958, 1962; Чирвинская, 1959), разрывами корреляции, осложнениями сейсмической записи и вертикальными смещениями глубинных горизонтов (Демиденко, Манюта и др., 1963; Литвиненко, 1963; Субботин, Соллогуб, Чекунов, 1963). В аномалиях физических полей они выражаются протяженными линейными системами, в том числе гравитационными ступенями большой амплитуды, часто сопровождаемыми полосами интенсивных магнитных аномалий; совмещенными линейными гравитационными и магнитными максимумами; торцовыми сочленениями аномалий; срезанием одними их системами других и многими другими особенностями структуры этих полей.

В последнее время выполнены сравнительно многочисленные расчеты глубин верхних и нижних кромок магнитоактивных масс для полос интенсивных протяженных аномалий: Токаревской, Южно-Эмбенской, Центрально-Устьюртской, Туаркырской и Красноводско-Каспийской (Г. И. Круглякова, А. Д. Новарчук, О. Н. Соловьев, М. Н. Труще-

лева — устное сообщение авторов). Для всех этих полос интенсивных аномалий выяснено, что как верхние, так и нижние кромки магнитных масс в пределах каждой из них группируются на нескольких уровнях. При этом нижние кромки некоторой части масс располагаются на глубинах 40—60 км, т. е. заведомо ниже поверхности *M*. В свете этих данных глубинные разломы представляют собой зоны дробления всей толщи коры. Их полости вмещают изолированные массы магнитоактивных пород, по-видимому, интрузивные тела преимущественно основного состава. Ширина зон дробления достигает нескольких десятков километров, корни их уходят в верхнюю мантию. Наименее определенно решается вопрос об углах их падения. Создается впечатление, что они близки к вертикальным, однако это требует проверки. Привлекают особое внимание очень большие глубины погружения некоторой части нижних кромок магнитоактивных масс, что требует предположения о соответственно больших глубинах до изотермической поверхности Кюри, которая для наиболее распространенных магнитных минералов, как известно, близка к 600°С.

Не останавливаясь на вопросах методики выделения и классификации глубинных разломов, что требует специального детального рассмотрения, ограничимся только следующими замечаниями. Глубинные разломы, пересекающие платформенные области, подразделяются на три категории: латентные, т. е. завершившие развитие в геосинклинальную стадию тектогенеза, возрожденные (унаследованные), т. е. продолжавшие развиваться также и в платформенную стадию, и, наконец, новообразованные, т. е. заложившиеся в период платформенного развития данной территории. Первые из них практически не находят отображения в рельефе поверхностей *M* и особенно фундамента, тогда как возрожденные и новообразованные характеризуются ступенями в рельефе названных поверхностей. Новообразованные разломы могут быть отделены от возрожденных только в том случае, если они секут простирающие внутренних структур фундамента, как это, например, наблюдается для разломов, ограничивающих Днепровский и Пачелмский авлакогены. Это отражается в срезании соответствующими им аномалиями систем аномалий, отображающих внутреннюю структуру фундамента.

Перекрещивающимися разломами и их системами платформы и особенно плиты рассекаются на блоки двух типов: массивные, полигональные, характеризующиеся неправильными угловатыми очертаниями и соответствующие массивам, антеклизам и отчасти синеклизам, и линейные, узкие и обычно очень протяженные, соответствующие осевым зонам синеклиз — особенно авлакогенам.

Массивным блокам соответствуют мозаичные поля аномалий, а линейным — линейные. Массивные блоки, характеризующиеся разными уровнями погружения фундамента и поверхности *M*, разделяются между собой ступенчатыми системами глубинных разломов, выраженными во всех горизонтах коры. Массивные блоки, лежащие примерно на одном уровне, разделяются между собой системами линейных блоков — авлакогенами, формирующимися вдоль поясов глубинных разломов или над ними. В этом случае над авлакогенами в последующую стадию развития формируются синеклизы, которые своими крыльями обычно накатываются на окраинные зоны массивных блоков.

Геофизические данные подчеркивают некоторые различия между древними и молодыми платформами. Так, по свидетельству Т. Н. Симоненко (1964), на площадях древних платформ преобладают мозаичные системы аномалий, а на молодых — линейные. Однако на Сибирской платформе линейные магнитные аномалии распространены очень широко. Граничные скорости сейсмических волн, распространяющиеся по поверхности докембрийского кристаллического фундамента, вне зависимости от глубины его погружения, составляют около 6,0 км/сек.

В то же время граничные скорости палеозойского фундамента в зонах его приповерхностного залегания обычно близки 5,0 км/сек, но в зонах его погружения до 3—5 км и больше возрастают примерно до 6,0 км/сек, т. е. сравниваются со скоростями докембрийского фундамента. Дальнейшее возрастание скоростей распространения сейсмических волн с глубиной происходит примерно одинаково в областях разновозрастных платформ (Померанцева, 1964). Так же примерно в одинаковых пределах варьируют на их площадях мощность как коры в целом, так и слагающих ее горизонтов в отдельности. Таким образом, различия структуры разновозрастных платформ в основном относятся к их осадочному чехлу и верхним нескольким километрам фундамента и стираются с глубиной. Нам представляется, что индивидуальные различия глубинной структуры разновозрастных плит, например эпигерцинских Скифско-Туранской и Западно-Сибирской, не меньше, чем каждой из них по сравнению с Русской докембрийской плитой.

Наряду с этим, такие принципиальные особенности глубинной структуры, как размах рельефа поверхности M и соответственно мощности коры в целом и особенно отдельных слагающих ее горизонтов, сейсмичность, изменение значений регионального гравитационного фона и другие резко отличают платформенные и орогенические области. Это подтверждает справедливость выделения платформ, вне зависимости от возраста консолидации их фундамента, в единую группу структур, сходных между собой и существенно отличных от структур орогенических областей.

Наконец, приведенные данные свидетельствуют о непрекращающейся тектонической активности платформ. На их площадях продолжают развиваться древние и возникают новые системы глубинных разломов, амплитуда вертикальных смещений поверхностей фундамента и Мохоровичича и достигает, соответственно, около 15 и 20 км, в толщу консолидированной коры и отчасти в отложения чехла внедряются значительные порции магмы, местами она изливается и на поверхность. Эти процессы сопровождаются коренной переработкой структуры коры, начиная от самых глубоких и вплоть до приповерхностных ее слоев. Подтверждаются представления Н. С. Шатского о большой глубине заложения источников тектонической активности платформ.

Литература

- Архангельский А. Д. О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. Особой комис. Курской магнитной аномалии, М., 1924.
- Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. Тр. Н.-и. ин-та геол. и минер., вып. 1, Л., 1933.
- Архангельский А. Д. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. 1, 1939.
- Архангельский А. Д. Главнейшие результаты работ экспедиции по Европейской равнине. Вестн. АН СССР, № 3, 1940.
- Андреев Б. А. О геологическом значении гравиметрической карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, сб. «Геофизика», вып. 7, 1938.
- Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной и структурной геологии. Госгеолтехиздат, 1960.
- Андреева Р. И. Магнитные аномалии Днепровско-Донецкой впадины и их геологическое истолкование. Геологічний ж., т. XVIII, вып. 4, Киев, 1958.
- Белоусов В. В. Гравиметрия и тектогенез. Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геоф., № 2, 1941.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. Сов. геология, № 9, 1964.
- 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. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. Сов. геология, № 4, 1964.
- Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., пробл. XII, Изостазия. Изд-во «Наука», 1964.
- Булина Л. В. Строение фундамента восточной части Сибирской платформы по материалам аэромагнитной съемки (автореферат дис.). ВСЕГЕИ, Л., 1964.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 60, 1962.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ. Геотектоника, № 1, 1965.
- Годин Ю. Н. Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы. Геол. нефти, № 5, 1958.
- Годин Ю. Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИ Геофизики на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», Гостоптехиздат, 1962.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н. и др. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности. Сов. геология, № 7, 1962.
- Демиденко Ю. Б., Манюта Н. Г. и др. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины. Геоф. сб. Ин-та геофизики АН УССР, № 5 (1), 1963.
- Косминская И. П. Изучение земной коры в СССР в период МГГ. Международный геофизический год, сейсмологические исследования, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1963.
- Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.
- Люстих Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1948.
- Люстих Е. Н. Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикл. геоф., вып. 6, Гостоптехиздат, 1950.
- Муратов М. Б., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. высш. учебн. заведений, Геол. и разведка, № 11, 1962.
- Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.
- Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Пейве А. Б. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума. В сб. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Подоба Н. В., Серова А. Д. Состав и строение складчатого основания восточной части Русской платформы. Прикл. геофизика, № 34, 1962.
- Померанцева И. В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры в некоторых районах юго-востока Русской платформы. Прикл. геофизика, № 31, 1961.
- Померанцева И. В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. Прикл. геофизика, № 38, 1964.
- Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Симоненко Т. Н. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры. Сов. геология, № 8, 1962.
- Симоненко Т. Н. Основные закономерности аномального магнитного поля СССР. Тезисы докладов II тектонической конференции. Изд-во АН СССР, 1963.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Результаты опытных сейсмических работ по изучению внутренней структуры кристаллического фундамента северной части Криворожского бассейна. Геоф. сб. Ин-та геофизики АН УССР, вып. 1 (3), 1962.
- Субботин С. И. Гравитационные аномалии Украины и их интерпретация. Геологічний ж., т. 10, вып. 3, 1950.
- Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геоф., № 4, 1955.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Федьинский В. В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.

- Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., проблема 2, Госгеолтехиздат, 1960.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Прикл. геофизика, № 12, 1955.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Госптехиздат, 1958.
- Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. Геол. и геоф., № 10, 1961.
- Хаин В. Е. О глыбово-волновой структуре земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 33, № 4, 1958.
- Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 18, Изд-во «Наука», 1960.
- Чирвинская М. В. Представления о тектонике Днепровско-Донецкой впадины на основании результатов геофизических исследований. Изд-во Киевск. отд. научно-технич. об-ва, 1959.
- Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. Сов. геология, сб. 16, 1947.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, № 5, 1955.
- Шерешевская С. Я. Результаты гравиметрических работ, выполненных в Днепровско-Донецкой впадине и северо-западных окраинах Донбасса. Тр. Геол. ин-та АН УССР, сер. геогр., вып. 1, 1956.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1953.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
геофизических методов разведки

Статья поступила
15 февраля 1965 г.

УДК 551.24

В. Д. НАЛИВКИН

О КЛАССИФИКАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР¹

В статье рассматривается вопрос о классификации тектонических структур, обсуждаются основные принципы ее построения и указывается на необходимость применения количественных критериев для выделения разных типов структур.

Наряду с разработкой точных определений для различных геологических, в том числе и тектонических понятий, что проводится в настоящее время группой Ю. А. Косыгина, большое значение имеет выработка правильных принципов (способов) и критериев классификации рассматриваемой группы объектов. Классификация должна представлять собой логически выдержанную систему, отражающую связи между отдельными объектами. Классификация должна быть объективной, т. е. такой, чтобы различные исследователи, пользуясь принятыми принципами и признаками, могли однозначно расчленить нужную группу объектов.

Таким требованиям не удовлетворяет классификация перечисления (термин Ю. Н. Воронина и С. В. Гольдина, 1964), при которой каждый объект определяется своим набором признаков, не связанных с признаками, по которым выделяются другие объекты. Такая классификация не позволяет устанавливать связи между понятиями и не представляет собой единую выдержанную систему. Несмотря на это, на первых этапах она является вполне правомерной, так как предусматривает выделение типов структур, в том числе и генетических, что имеет достаточно большое значение.

А. Д. Архангельский отмечал, что классифицировать тектонические структуры необходимо не по одному признаку, а по совокупности многих. Одного признака недостаточно для выделения многообразных и сильно варьирующих типов структур. С этим положением согласно большинство исследователей.

В. В. Белоусов (1954), Ю. А. Воронин и С. В. Гольдин (1964) указывают, что все классифицируемые объекты вначале необходимо разделять по одному признаку, затем все выделенные группы нужно разделять по второму, потом последовательно по третьему, четвертому и другим признакам. При этом очень важно правильно выбрать наиболее важные признаки, часть из них охарактеризовать количественно и определить последовательность их применения. Составленная таким способом классификация позволяет применять математическую обработку и выявлять некоторые закономерности.

Так, например, И. Г. Клушину удалось установить наличие зависимости между шириной и амплитудой крупных и средних платформенных структур. В. С. Лазарев показал наличие зависимости отношения амплитуды к площади структур от наличия или отсутствия значительных разломов.

Подобного типа классификации Ю. А. Воронин называет диагностическими или генетическими, если в число признаков введены признаки, связанные с генезисом.

¹ Доклад на заседании Тектонического комитета 13—14 ноября 1964 г.

Рассмотрение тектонических структур показывает, что существует большое многообразие их типов. Между принципиально различными крайними типами располагаются многочисленные переходные группы с промежуточными признаками. Поэтому границы между такими типами часто становятся условными и требуют для своего проведения количественной характеристики признаков. Рассмотрим несколько примеров.

Одним из важнейших морфологических признаков платформенных структур служат их размеры (площадь) и степень удлинения. Эти параметры невозможно объективно установить без определения количественных градаций. Качественная характеристика (большие, средние, малые и т. п.) не является точной и объективной. Наиболее правильными явились бы естественные границы, выделенные при изучении структур. Однако графики частоты встречаемости платформенных структур одинаковых размеров и удлинений имеют вид довольно плавно снижающихся кривых, лишенных отдельных максимумов (В. Д. Наливкин, 1964). Такой характер кривых указывает на следующее: а) по размерам и удлинению структуры образуют непрерывный ряд; б) подавляющее число их является небольшим как по размерам, так и по удлинению. Отсутствие обособленных максимумов говорит о том, что в этом непрерывном ряду не имеет место увеличение числа структур каких-либо определенных размеров или удлинений, промежуточных между минимальными и максимальными.

В то же время известно, что причины образования мелких структур (локальных) являются совершенно другими, чем причины возникновения крупнейших структур (синеклиз и антеклиз). По-видимому, размеры и удлинение структур одного генезиса варьируют так сильно, что значительно перекрывают эти же характеристики для структур другого генезиса. В результате и образуется единый ряд постепенного изменения. Из-за отсутствия обособленных максимумов на кривых подразделение по размерам и удлинению является условным. Ориентиром служат количественные характеристики, обычные для типов структур, выделяемых или по соподчиненности, или по другим признакам. Например, при выборе количественных характеристик, принятых в классификации платформенных структур, которая была утверждена на совещании при ВНИГРИ в 1963 г., в качестве эталонных величин были приняты средние площади и удлинения антеклиз и синеклиз, сводов и впадин, валов и депрессий и локальных поднятий. Таким образом, имеется возможность установления количественных градаций при отсутствии четко обособленных групп.

Понятия вертикальных и горизонтальных движений для своего разграничения тоже требуют количественных характеристик. Не существует вертикальных движений без хотя бы небольшой горизонтальной составляющей, и наоборот. Поэтому для того, чтобы однозначно применять понятия вертикальных и горизонтальных движений, необходимо условиться о размере пренебрегаемой горизонтальной или вертикальной составляющей или же отдельно указывать размеры каждой составляющей. Эти параметры нуждаются в разработке.

Однозначное понимание унаследованных и новообразованных структур также затруднительно без количественной оценки — оценки интервала времени, разделяющего моменты формирования сравниваемых структур. При выявлении характера унаследованности платформенных структур этот интервал времени соответствует промежутку между моментом образования внутренних складчатых структур фундамента и моментом фиксирования структур в осадочном чехле. Если выбрать этот интервал достаточно малым, то подавляющее число структур будет унаследованным, так как процесс складкообразования не прекращает-

ся внезапно. С другой стороны, если выбрать очень большой интервал, то почти все структуры станут новообразованными, так как формирование их не является вечным процессом. Таким образом, унаследованность структур сводится к продолжительности процессов структурообразования, к скорости их затухания и зависит от величины промежутка времени между образованием сравниваемых объектов. Скорость затухания роста и продолжительность жизни структур являются важными характеристиками. Для их оценки необходим учет продолжительности отрезков времени.

Некоторое сходство с вышензложенной трактовкой унаследованных и новообразованных структур имеет понимание различия древних и молодых платформ. Нет сомнения в том, что молодые эпигерцинские платформы значительно отличаются от древних — архейских и нижепротерозойских. Отличие это распространяется и на структуры осадочного чехла. Однако если рассматривать последовательно различие между платформенными участками архейского и нижепротерозойского, нижнепротерозойского и среднепротерозойского, среднепротерозойского и верхнепротерозойского и т. д. возрастов, то намечается от этапа к этапу постепенность в изменении строения фундамента и различия между ними и структурами осадочного чехла. Фундаменты древних платформ состоят из участков различного времени консолидации, вплоть до байкальского. Последний же, как видно в районе Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау, близок к палеозойскому — каледонскому фундаменту. В результате становится трудно четко провести границу между древними и молодыми платформами и стираются принципиальные различия в области их смыкания во времени. Следовательно, представление о существовании двух совершенно различных типов платформ, а также степень различия между которыми иногда сопоставляется с различием между платформами и геосинклиналями, в основном зависит от количественного параметра — продолжительности промежутка времени между консолидацией сравниваемых платформ.

Разграничение геосинклиналей и платформ также невозможно без определения количественных значений их признаков. По-видимому, нет ни одного критерия, по которому можно было бы качественно уверенно разграничивать геосинклинали и платформы. Мощности (иначе говоря, размахи тектонических движений) на некоторых платформенных структурах достигают 8—16 км (Днепровско-Донецкий авлакоген и Прикаспийская синеклиза). С другой стороны, в геосинклиналях отдельные стратиграфические комплексы имеют платформенные мощности. Интрузии образуются и в платформенный этап развития (щелочные интрузии Кольского полуострова и гранитные Алдана и Приморья). Вместе с этим интрузии не характерны для миеосинклиналей. Инверсия движения свойственна также платформенным структурам (Вятский, отчасти Пачелмский авлакогены). Шарьяжи заходят далеко на платформу (на 50—80 км вдоль края Балтийского щита, вблизи норвежских каледонид). Складки с углами до 20° и более тоже известны на платформах (Мангышлак, Саратовское Поволжье). Если же считать Донбасс частью Русской платформы, то на платформах изредка встречается полная складчатость.

Вместе с этим, если взять количественную характеристику перечисленных критериев, то разграничение платформ и геосинклиналей станет более четким.

Например, в геосинклиналях наблюдается значительно большее и резкое изменение мощностей, развитие интрузий (в эвгеосинклиналях), значение инверсионных движений, распространение шарьяжей и большая интенсивность складчатости, захватывающей значительные площади. Цифровые пределы тех или иных характеристик, а также их перечень, конечно, требуют тщательной разработки.

Приведенные выше примеры далеко не исчерпывают все тектонические поднятия, нуждающиеся в количественных характеристиках. Они лишь служат иллюстрацией того, что многие из них нельзя точно сформулировать без применения чисел.

Одной из первых тектонических классификаций, построенных с учетом количественных характеристик, является классификация платформенных структур, принятая на совещании, состоявшемся в марте 1963 г. при ВНИГРИ. В качестве основных критериев приняты размеры (пять количественных градаций) и степень удлинения (две градации). Второй положительной чертой этой классификации служит внесение единообразия в понимание типов структур, выделяемых на многочисленных тектонических картах, строящихся нефтяниками. В нее введены новые понятия — сложные валы, антиклинальные зоны, куполовидные поднятия, котловины и др.

Однако эта классификация имеет и ряд недостатков. Основным из них является отсутствие выдержанной системы классификации и недостаточное обоснование количественных границ. Наряду с группами структур, выделяемыми по размерам и степени удлинения, введены преимущественно генетические понятия, как, например, перикратонные опускания и авлакогены. Не все группы подразделены в зависимости от роли разломов в их формировании. Не точно дано подразделение структур в зависимости от изменения структурных планов в разрезе. Наконец, неудачно введены в общую классификацию однокрылые структуры. Эта классификация подверглась справедливой критике со стороны Ю. А. Воронина, Н. А. Гольдиной (1964) и других исследователей.

Эти недостатки устранить довольно трудно и для этого потребуется некоторое время. Можно лишь привести в систему морфологическую часть классификации (таблица).

Первые четыре горизонтальные графы таблицы, отражающие характер структур в плане, имеют количественную характеристику. Количественные градации для размеров и удлинения приняты те же, которые указаны в решении совещания по классификации платформенных структур. О том, как они выбирались, кратко было сказано выше.

Дизъюнктивный и пликвативный характер структур следует устанавливать по роли разрывов в их формировании. По-видимому, можно принять, что если амплитуда разрыва или амплитуда флексуры, связанной с разрывом, превышает половину амплитуды всей структуры, то структуры следует относить к группе дизъюнктивных, если же она меньше, — то к группе пликвативных.

Характер замкнутости структуры выражается числом крыльев, которые она имеет. Если структура замкнута, то она имеет четыре крыла; если она располагается на моноклинали и поэтому не замкнута, то она всегда имеет три крыла. Структур с двумя крыльями, по-видимому, не существует. Наконец, уступы и флексуры относятся к структурам, имеющим одно крыло. Они, так же как и остальные структуры, иногда достигают весьма значительных размеров. Выделение структур различной степени замкнутости особенно важно в нефтяной геологии.

Последние два показателя таблицы выражают характер структуры в разрезе. Изменение ее амплитуды в разрезе можно отразить, выделив: 1) сквозные структуры, имеющие замкнутые контуры по всем горизонтам; 2) погребенные, теряющие замкнутую форму в верхних горизонтах; 3) навешенные, теряющие замкнутую форму в нижних горизонтах; 4) дисгармоничные, теряющие замкнутую форму в верхних и нижних горизонтах или имеющие более сложное соотношение планов. Для этих показателей количественная характеристика отсутствует. Они определяются по наличию или отсутствию какого-либо признака.

Изменение планового положения контуров структур при переходе с одного горизонта к другому определяется степенью смещения геометрических центров ее по различным горизонтам. Если это смещение будет превышать диаметр структуры в рассматриваемом направлении, то контуры ее не будут перекрывать друг друга. Как показали исследования Л. Н. Розанова (1953), такие структуры следует считать двумя обособленными структурами. Эта величина является верхним пределом смещения. За нижний предел, по-видимому, можно принять $\frac{1}{4}$ диаметра. В этом случае все скважины, задаваемые в присводовой части, будут попадать в замкнутую часть структуры по всем горизонтам. Кроме того, как указывает Л. Н. Розанов (1953), такое смещение может быть вызвано региональным изменением мощности.

Морфологические критерии, конечно, не исчерпывают всей характеристики структур. Помимо них, необходимо учитывать исторические критерии, глубину расположения причин структурообразования, интенсивность и характер движений и другие признаки. Каждый из этих критериев ждет выработки своей классификации. Только по совокупности многих критериев, как уже отмечалось, можно дать классификацию, приближающуюся к генетической.

В заключение следует подчеркнуть, что совершенно правы Ю. А. Косыгин (Косыгин, Воронин, 1965) и другие исследователи, подчеркивающие, что при разработке классификаций наиболее важным и первостепенным делом является выработка точных понятий. Поэтому нельзя сводить классификацию к выбору системы терминов и споры о ней к спорам о преимуществе того или иного слова. Главнейшей заботой должен быть выбор системы или принципов построения классификаций и выбор критериев для выделения отдельных подразделений. После этого уже можно подбирать наиболее подходящие термины. При этом преимущество должны получать наиболее краткие и выразительные слова. Краткость нужна потому, что эти термины употребляются чаще других слоев и пишутся на картах, а выразительность — для легкости запоминания. Споры о том, подходящим или неподходящим является то или иное слово, часто зависят от того, к каким выражениям привыкли спорящие и как они их понимают. В нашем языке немало слов очень странных и неточно отражающих понятие. Однако они не вносят затруднений, так как мы к ним привыкли. Сказанное, конечно, не оправдывает пренебрежительного отношения к выбору терминов. Оно лишь указывает на то, что этот выбор является второстепенным вопросом по сравнению с разработкой принципов классификаций и критериев выделения типов структур.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Воронин Ю. А., Гольдин С. В. Вопросы теории конечных геологических классификаций. Опыт анализа и построения геологических классификаций на основе представлений конечной математики. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Воронин Ю. А., Гольдина Н. А. О математико-логическом анализе геологических классификаций. В сб. «Геология нефтегазоносных районов Сибири», II. Сиб. н.-и. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, 1964.
- Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Туранско-Скифской и Русской плит. Докл. сов. геологов на XXII сессии Межд. геол. конгресса. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.
- Розанов Л. Н. О несоответствии структурных форм девона и верхнего палеозоя западной Башкирии. Нефть. х-во, № 2, 1953.
- Решение совещания по классификации платформенных структур (март 1963 года). Геология нефти и газа, № 11, 1963.
- Косыгин Ю. А. и Воронин Ю. А. Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии. Геотектоника, № 1, 1965.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геолого-разведочный институт
г. Ленинград

Статья поступила
18 января 1965 г.

УДК 551.24 (569.1)

А. К. УФЛЯНД

**ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ПАЛЬМИРИД (СИРИЯ)**

Приведены описания морфологии тектонических структур и даны представления о стратиграфии и истории развития северо-восточного окончания своеобразной складчатой зоны Пальмирид. Рассмотрено положение этой зоны в структуре Аравийской платформы и сделан вывод о возможности отнесения ее к внутриплатформенным структурам типа авлакогенов.

В северной части Аравийской платформы среди горизонтально залегающих слоев, осложненных лишь спокойными, типично платформенными дислокациями, обособляется ограниченная разрывами складчатая зона, известная под названием Пальмирид (рис. 1). Пальмириды протягиваются в северо-восточном направлении, от зоны Великих Африканских разломов на юго-западе почти до р. Евфрат на северо-востоке. В современном рельефе Пальмириды представляют собой систему хребтов, резко контрастирующих со слабо волнистой равниной раскинувшейся по обе стороны от них.

Упоминание о своеобразном и по-своему уникальном складчатом сооружении Пальмирид можно найти почти во всех региональных работах, касающихся геологии Среднего Востока. Однако в большинстве работ упоминания о Пальмиридах носят самый общий характер, так как конкретные геологические сведения о них были весьма скудными.

Первые конкретные представления о геологическом строении Пальмирид содержатся в работах Дюбертре, Келлера и Вотрена (Dubertret Keller, Vautrin, 1932), Дюбертре (Dubertret, 1933), Шеневара (Chenevart, 1950).

Систематическое описание геологического строения Пальмирид было осуществлено советскими геологами после завершения геологосъемочных работ масштаба 1:200 000, проведенных под руководством В. П. Поникарова. Изучением геологического строения различных частей Пальмирид занимались Е. Д. Сулиди-Кондратьев (1963) В. П. Поникаров, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов, В. Г. Казмин (1964).

В статье рассматривается не вся зона Пальмирид, а лишь ее северо-восточное периклинальное окончание, известное под названием Бишри, и прилежащие к нему с запада районы. На основании материалов имеющихся по Пальмиридам и по смежным районам Аравийской платформы, а также основываясь на некоторых сравнениях с другими сходными по структурному положению зонами, делается попытка воссоздать историю геологического развития Пальмирид и выяснить положеение этой зоны в структуре Аравийской платформы.

Уже давно было подмечено существенное различие в строении частей Аравийской платформы, расположенных севернее и южнее Пальмирид. Попытки объяснить причины этого различия привели Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1961) к предположению о более молодом

Каменноугольные отложения, вскрытые скважинами Дубайят и Дола соответственно на глубинах 2423,2 м и 2709,7 м, представлены песчаниками и песчанистыми глинами с прослоями известняков. Мощность каменноугольных отложений 310—390 м.

Пермские отложения мощностью 150 м (скв. Дубайят) и 322 м (скв. Дола) представлены глинами, переслаивающимися с кварцевыми песчаниками и редкими прослоями известняков.

Триасовые отложения мощностью 580 м (скв. Дубайят) и 470 м (скв. Дола) представлены известняками, иногда доломитизированными, переслаивающимися с черными глинами. В основании триаса намечается несогласие.

Юрские отложения, частично обнажающиеся на поверхности и частично вскрытые скважинами, представлены глинами, гипсами, доломитами, реже известняками. Их средняя мощность составляет примерно 1000 м.

Меловые отложения отделены от подстилающих перерывом, а местами и небольшим угловым несогласием. Отложения нижнего мела имеют мощность около 50 м и представлены красноцветными песчаниками, глинами, реже доломитами и известняками. В западном и северном направлениях происходит значительное увеличение их мощности.

Отложения верхнего мела имеют мощность 600—1200 м. Они представлены доломитами, известняками, кремнями, мергелями, глинами и содержат пласты фосфоритов.

Палеогеновые отложения залегают на подстилающих согласно, местами с незначительным перерывом. Они характеризуются развитием всех трех отделов палеогеновой системы. Палеоценовые отложения представлены однородными мергельными породами. В эоцене преобладают мелоподобные известняки с прослоями кремней в нижней части и с отдельными горизонтами желваковых фосфоритов с глауконитом. Оligоцен отличается развитием кварцевых песков, глин, реже известняков. Оligоценовые отложения, представленные прибрежно-морскими осадками, отмечаются лишь в краевых частях зоны Пальмирид. В центральных частях Пальмирид прибрежно-морские олигоценовые отложения встречаются спорадически в отдельных полуизолированных прогибах.

Мощность палеогеновых отложений варьирует в пределах от 500 до 1800 м.

Отложения неогеновой системы в Пальмиридах распространены ограниченно. Миоценовые отложения, так же как и олигоценовые, в виде маломощного чехла прибрежно-морских осадков окаймляют северо-восточное периклинальное окончание Пальмирид, резко возрастая в мощности по мере удаления от него. В основании миоцена нередко наблюдается размыв. В основании плиоценовых слоев фиксируется четкий перерыв и местами угловое несогласие.

Плиоценовые слои, обрамляющие зону пальмирских складок, сложены грубыми континентальными конгломератами, глинами или озерными известняками. Миоценовые и плиоценовые осадки, развитые в центральных частях зоны Пальмирид, заполняют отдельные межгорные впадины и представлены грубообломочными континентальными породами.

Четвертичные отложения в Пальмиридах не пользуются широким развитием. Они образуют сравнительно маломощные предгорные шлейфы.

Анализ цифр мощностей осадочного чехла Пальмирид, накопившегося за доступный наблюдению период времени с карбона до палеогена включительно, и сравнение их с другими участками северной части Аравийской платформы приводят к выводу об отсутствии здесь резко выраженной зоны дифференцированного прогибания (по крайней мере,

в период времени карбон — палеоген). Действительно, если сравнить мощности осадков, известные по данным глубских скважин в различных участках северной части Аравийской платформы (см. рис. 1), и мощности осадков соответствующего возраста, слагающие чехол Пальмирид, то получается, что во всех случаях они оказываются сопоставимыми (см. таблицу).

Сравнение мощностей осадочного чехла Пальмирид и северо-востока Сирии (мощности в м) *

Система	Пальмириды	Северо-восток Сирии, скважины **								
		Абба	Дерро	Туэман	Шейх Саллах	Чембе-1	Ель-Буаб-1	Ель-Барде	Камышлы	Суэдия-3
Неоген + четвертичные	0—800	178	722	1112	1265	286	825	1025	440	1115
Палеоген	500—1800 (средняя 1150)	15	1010	586	723	534	571	558	540	504
Мел	600—1200 (средняя 900)	1511	156*	107	1485*	1735	592	517	676	603
Юра	1000	—	—	100	—	371*	415	384	—	683
Триас	470—580	531	—	276	—	—	444	489	198	502*
Пермь	150—320	498*	—	—	—	—	—	—	—	—
Карбон	310—390	—	—	277*	—	—	638	375*	—	—
Девон	1 * (?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Силур	—	—	—	—	—	—	17*	—	491	—
Ордовик	—	—	—	—	—	—	—	—	329*	—

* Звездочкой обозначены вскрытые мощности не полностью пройденных свит.

** Разрезы скважин Туэман, Шейх Саллах, Чембе-1, Ель-Буаб-1, Ель-Барде, Камышлы, Суэдия-3 приведены по Г. Веберу (Weber, 1963, 1964).

Анализируя мощности осадочного чехла на северо-востоке Сирии, полученные по данным бурения, необходимо иметь в виду, что все пробуренные в Сирии глубокие скважины заложены на сводах антиклиналей (валов), где мощность и полнота разреза могут быть в значительной степени редуцированы. Поэтому мощности осадков соответствующего возраста в участках, расположенных между локальными антиклиналями, могут оказаться значительно большими, чем это изображено в таблице.

Фашиальный анализ условий осадконакопления, существовавших в период с каменноугольного по палеогеновое время, также не обнаруживает никаких существенных различий этих условий в Пальмиридах по сравнению с другими районами.

Вывод об отсутствии в период с каменноугольного по палеогеновое время на месте современных Пальмирид резкого относительного прогиба является справедливым лишь по отношению к районам, располагающимся к северо-востоку и востоку от Пальмирид. По отношению же к районам, расположенным непосредственно к северу и югу от Пальмирид (Алеппская антеклиза и антеклиза Рутба), зона Пальмирид действительно представляла собой относительный прогиб, лишенный, однако, тех резких ограничений его глубинными разломами, активно живущими в рассматриваемый период времени, о которых упоминает Е. Д. Сулиди-Кондратьев. В верхнепалеозойское, мезозойское и палеогеновое (доолигоценное время) Пальмириды представляли собой обширную удлиненную впадину, расположенную между двумя антеклизмами и постепенно расширяющуюся в северо-восточном направлении в область Аравийского перикратонного прогиба.

МОРФОЛОГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ПАЛЬМИРИД

В современной структуре Пальмириды представляют собой складчатую зону длиной около 500 км и шириной до 100 км, вытянутую в северо-восточном направлении. На фоне господствующего северо-во-

сточного простирания отдельных структурных элементов, внутри этой зоны четко выделяется линия сравнительно узких складок северо-западного, переходящего в широтное, простирания (линия поперечных Берберских складок), секущая направление основного простирания пальмирских структур (рис. 2). В современной структуре линия поперечных складок отделяет северо-восточное периклинальное окончание Пальмирид. По этой линии происходит резкое изменение морфологии структур. Если для районов Пальмирид, расположенных юго-западнее этой линии, характерна интенсивная линейная складчатость, сопровождаемая большим количеством разрывов, то к северо-востоку от линии поперечных складок характерна значительно более спокойная складчатость и меньшее развитие разрывных нарушений. Периклинальное окончание Пальмирид в целом представляет собой обширную, сравнительно просто построенную брахиантиклиналь (Бишри).

Северо-восточное периклинальное окончание Пальмирид по линии поперечных Берберских складок представляется значительно опущенным по сравнению с остальной территории Пальмирид, расположенной к юго-западу от этой линии. Это подтверждается и резким сокращением ширины зоны Пальмирид к северо-востоку от Берберских складок и более молодыми отложениями, обнажающимися на поверхности северо-восточнее этих складок.

С севера и юга Пальмириды ограничены системами разломов, являющихся, по-видимому, отражением разломов фундамента. В слоях осадочного чехла система разломов, ограничивающих Пальмириды с юга (Южно-Пальмирская система разломов), выражена резче, амплитуды смещения по ним достигают не менее 800—1000 м. Разломы, ограничивающие Пальмириды с севера, выражены менее четко. В большинстве участков эти разломы не доходят до дневной поверхности, а, затухая на глубине, фиксируются в верхних слоях осадочного чехла в виде резкого флексуобразного перегиба слоев (Северо-Пальмирский структурный уступ).

Вдоль южного и северного бортов Пальмирид протягиваются узкие прогибы, выполненные олигоцен-четвертичными отложениями (прогиб Туркмания на севере, впадина Сабхед Мух на юге).

Северо-восточное окончание Пальмирид на юге ограничивается Южно-Бишринским разломом, являющимся продолжением и составной частью Южно-Пальмирской зоны разломов. Южно-Бишринский разлом, по данным Е. Д. Сулиди-Кондратьева, представляет собой крутопадающий сброс с амплитудой в несколько десятков метров, постепенно затухающий в северо-восточном направлении.

Северо-Пальмирский структурный уступ в западной части рассматриваемого периклинального окончания Пальмирид представляет собой серию резких кулисообразно расположенных флексур, местами осложненных разломом. Углы падения слоев здесь достигают 80—90° (падение на север). Амплитуда перемещения по разлому оценивается не менее чем в 500—600 м. С поднятым (южным) крылом этого разлома связаны три вытянутые в линию асимметричные антиклинали.

Далее на восток-северо-восток разрыва сплошности слоев на поверхности уже не наблюдается, и Северо-Пальмирский структурный уступ оказывается выраженным лишь флексурой, которая еще далее на северо-восток постепенно выполаживается и переходит в пологую (3—8°) моноклиналь, в пределах которой с юга на север последовательно обнажаются олигоценовые, нижнемиоценовые, гельветские, тортонские и плиоценовые слои.

Северо-восточное окончание Пальмирид, представляющее собой в целом крупную периклиналь, осложняется рядом дополнительных более мелких складок. Антиклинали, наблюдающиеся в пределах северо-восточного окончания Пальмирид, в основном можно разделить на две

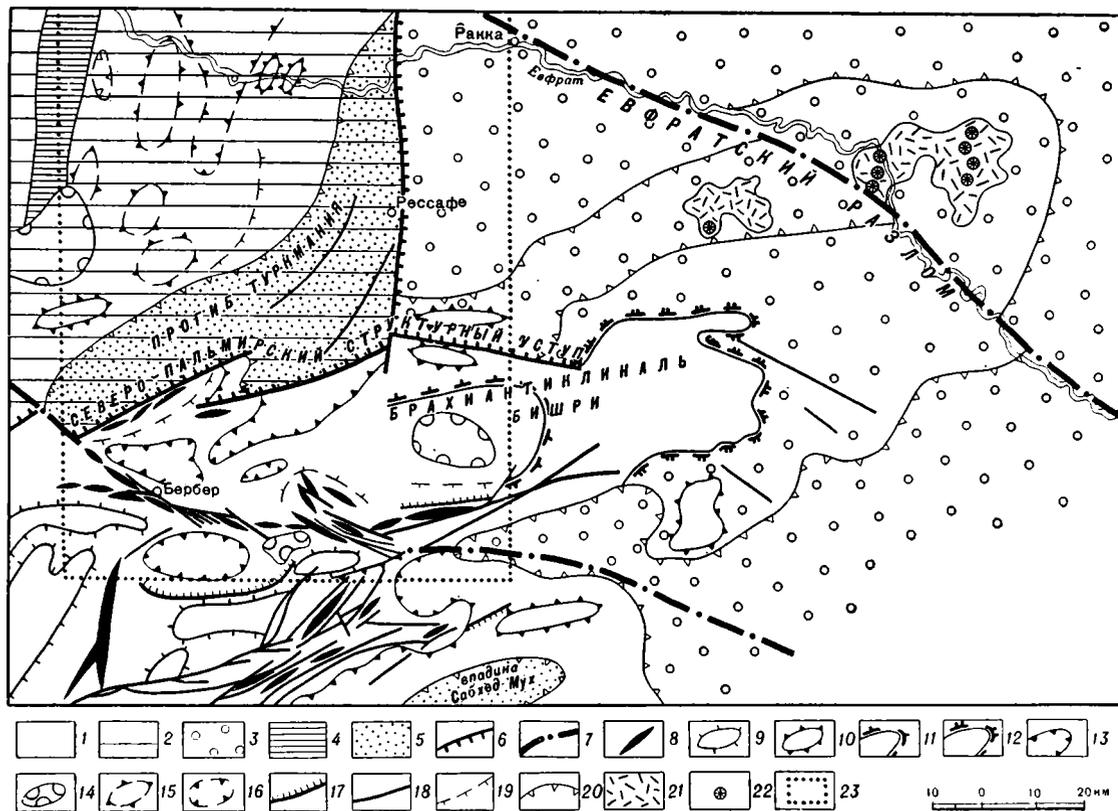


Рис. 2. Тектоническая схема северо-восточного окончания Пальмирид

1 — Пальмириды; 2 — Алеппская антеклиза; 3 — Приевфратский прогиб; 4 — валы; 5 — олигоцен-четвертичный прогиб; 6 — структурные уступы; 7 — региональные разломы; 8 — оси корчатых линейных антиклиналей, сложенных отложениями верхнего мела; 9 — брахантиклинали, сложенные отложениями верхнего мела; 10 — брахантиклинали, сложенные отложениями палеогена; 14 — наложенные плиоценовые впадины; 15 — антиклинали, предполагаемые по геофизическим данным; 16 — синклинали, предполагаемые по геофизическим данным; 17 — флексуры; 18 — разломы; 19 — линии простираения и направления падения на слабо дислоцированных участках; 20 — граница распространения плиоцен-четвертичных отложений; 21 — участки развития кайнозойских базальтов; 22 — потухшие вулканы; 23 — участок, для территории которого построены схемы изопакит (см. рис. 3—5).

группы: коробчатые антиклинали и брахиантиклинали. Синклинали — преимущественно брахиформные.

К группе коробчатых антиклиналей относятся все поперечные Берберские складки и складки, приуроченные к Северо-Пальмирскому структурному уступу. Коробчатые антиклинали характеризуются практически горизонтальным залеганием слоев на сводах и очень крутыми (иногда до 80°) крыльями. Среди коробчатых выделяются симметричные складки и асимметричные. Асимметрия складок часто связана с тем, что одно из ее крыльев оказывается оборванным к опущенным по разлому. Реже наблюдается обратная картина, когда одно из крыльев складки оказывается взброшенным.

Наиболее крупными и резкими из коробчатых антиклиналей являются складки, принадлежащие линии поперечных Берберских складок. Эта линия является частью крупного линеамента, пересекающего область Пальмирид и прослеживающегося в теле Аравийской платформы как северо-западнее, так и юго-восточнее этой области. Эта линия включает в себя около десятка антиклиналей, часть из которых вытянута в виде цепочки, а часть кулисообразно подставляют друг друга. Все антиклинали хорошо выражены орографически: каждой из них в современном рельефе отвечает хребет. В строении Берберских складок участвуют сеноманские, туронские, коньякские, сантонские, кампанские, маастрихтские и плиоценовые отложения.

Брахиантиклинали характеризуются небольшими углами падения крыльев (до 10°) и плавными удлинненными очертаниями в плане. В ядрах антиклиналей, расположенных к югу от линии поперечных Берберских складок, обнажаются коньякские, сантонские и кампанские слои. В ядрах же антиклиналей, расположенных к северу от названной линии, наиболее древними оказываются маастрихтские слои. Для участков развития брахиантиклиналей, в отличие от участков развития коробчатых складок, характерно меньшее количество разрывных нарушений.

Наиболее крупной брахиантиклиналью является антиклиналь Бишри — крайняя северо-восточная структура системы Пальмирских складок. В строгом смысле слова она является не самостоятельной складкой, а обширным периклинальным окончанием всей Пальмирской зоны, осложненным рядом небольших пологих складок. На южном крыле антиклинали Бишри падения слоев достигают иногда 30° . На северном же крыле они нигде не превышают $8-10^\circ$. Южное и северное крылья антиклинали Бишри имеют вид гофрированных моноклиналей. К востоку антиклиналь очень полого и постепенно погружается под покров неогеновых и четвертичных отложений.

Синклинали, наблюдающиеся в пределах северо-восточного окончания Пальмирид, представляют собой обычно пологие брахискладки. Ядра синклиналей сложены палеогеновыми отложениями. Размеры их, как правило, составляют $15-20$ км по длинной оси. Иногда наблюдается осложнение крыльев синклиналей. Обычно это происходит в тех случаях, когда синклиналь оказывается сопряженной с крутопадающим крылом коробчатой складки.

Кроме описанных синклинальных форм, в пределах зоны Пальмирид (и вне ее) отмечаются отрицательные структуры, выполненные плиоценовыми отложениями, которые обычно не обнаруживают подчинения общему структурному плану, накладываясь нередко на ядерные части антиклиналей.

ПОЛОЖЕНИЕ ПАЛЬМИРИД В СТРУКТУРЕ АРАВИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Как уже упоминалось, попытки объяснить существенные различия в строении частей Аравийской платформы, расположенных севернее и южнее Пальмирид, привели к предположению о наличии к северу от

Пальмирид платформы с иным (более молодым по возрасту) фундаментом. Эта точка зрения базируется на косвенных и весьма спорных данных сравнительного анализа тектонического положения Пальмирид, с одной стороны, и Тимана, Мангышлака, системы Вичита, Большого Донбасса и т. д., с другой стороны (Е. Д. Сулиди-Кондратьев, 1963). Кроме того, для доказательства наличия к северу от Пальмирид платформы с более молодым, чем дорифейский, возрастом фундамента привлекаются также очень интересные данные Дина и Крумменахера (Dean а. Krummenacher, 1961), которые в хр. Аманус (юго-западная Турция) описали залегание недислоцированных кембрийских слоев на сильно дислоцированных, но сравнительно слабо метаморфизованных филлитах и кварцевых песчаниках. Одновозрастность этих пород с кристаллическими породами фундамента Аравийской платформы, известными, например, на Синае или в Бассите, вызывает очень большие сомнения. Некоторые исследователи параллелизуют их с докембрийским платформенным комплексом, с разрывом, залегающим на сильно метаморфизованном геосинклинальном комплексе Синайского полуострова.

Таким образом, действительно в краевой северо-западной части Аравийской платформы появляются участки с более молодым по возрасту складчатым фундаментом. Вместе с тем западнее хр. Аманус в южной Турции в основании известного разреза в районе г. Мардин залегает толща докембрийских вулканогенных пород и железистых кварцевых песчаников (Tasman, 1949), которая Р. Фюроном (1955) параллелизуется с верхними членами разреза платформенного докембрия в Африке, т. е., видимо, и с платформенным докембрием Синайского полуострова и в какой-то степени с геосинклинальным комплексом хр. Аманус.

Следовательно, в северной части Аравийской платформы наряду с отдельными выходами на поверхность более молодого фундамента известны также участки и с более древним фундаментом.

Из этих данных вытекает, что если говорить о фундаменте северной части Аравийской платформы, то более правильным будет акцентировать внимание не на его молодости, а на его разновозрастности. Если последнее справедливо, то очевидно, что границы участков платформы с различным возрастом фундамента никакой связи с зоной Пальмирид не имеют¹.

Кроме приведенных данных, имеется и ряд других возражений, заставляющих сомневаться в значении Пальмирид как структуры, разделяющей две разновозрастные платформы. Одним из таких возражений может явиться то, что, слепо замыкаясь в районе хр. Бишри, складчатые структуры Пальмирид далее на северо-восток не прослеживаются ни в поверхностной структуре, ни (судя по геофизическим данным) на глубине. Если предположить, что к северу и югу от Пальмирид располагаются разновозрастные платформы, то на продолжении Пальмирской «шовной» структуры хотелось бы видеть признаки, подтверждающие наличие между ними какой-либо линии, границы или зоны раздела. Между тем ничего подобного здесь не наблюдается.

Как было показано выше, зона повышенных мощностей верхнепалеозойских — мезозойских отложений, соответствующая Пальмиридам, далее на северо-восток не продолжается в виде узкого линейного прогиба, а раскрывается широким раструбом в область Аравийского перикратонного прогиба.

Трудно представить себе продолжение структурных элементов Пальмирид далее на северо-восток еще и потому, что не наблюдается ни-

¹ В последнее время в литературе (Schüppann, 1961; Браун, Джексон, 1963; Колотухина, 1964) появились предварительные данные о наличии участков с более поздней докембрийской консолидацией также и в пределах Аравийско-Нубийского щита.

каких следов этих элементов ни в мощностях, ни в условиях залегания отложений плиоценового и четвертичного времени. В то же время известно, что наиболее значительные «орогенические» (если их можно так назвать) движения, определившие современный структурный облик Пальмирид, произошли именно в плиоцен-четвертичное время.

Наконец, имеется и еще одно обстоятельство, указывающее на существование определенных структурных связей между частями платформы, расположенными по обе стороны от Пальмирид. Речь идет о двух крупных линейных структурах, ориентированных в северо-западном направлении. Одна из них прослеживается в юго-восточной Сирии в виде крупного разлома, который, доходя до зоны Пальмирид, не только не затухает, но, наоборот, четко протягивается в ней в виде линии поперечных Берберских складок, секущих основное простираение пальмирских структур. К северу от Пальмирид на продолжении этого линеамента прослеживается разлом, с которым, видимо, связаны проявления кайнозойского вулканизма. Вторая линейная структура — Евфратский разлом — без каких-либо видимых отклонений и смещений пересекает предполагаемое северо-восточное продолжение Пальмирид.

К северо-востоку от линии поперечных Берберских складок в районе хр. Бишри четко вырисовывается просто построенное периклинальное замыкание области пальмирских складок. Обращает на себя внимание совершенно иной (более спокойный и простой,) чем к юго-западу от поперечных Берберских складок, характер дислокации в Пальмиридах. Далее на северо-восток, при приближении к Евфратскому разлому, на поверхности уже ничего не напоминает о возможном существовании здесь мощной складчатой зоны, кроме очень слабо намечающегося новейшего поднятия. Таким образом, весьма четко вырисовывается значение двух структурных линий, пересекающих зону Пальмирид и ее северо-восточное продолжение, как линий, которые ограничивают распространение пальмирских структур далее на северо-восток.

Учитывая сказанное, Пальмириды, видимо, следует рассматривать не как «краевую бороздчатую структуру», разделяющую две разновозрастные платформы, а как внутриплатформенную структуру типа авлакогенов¹. По классификации, намеченной А. А. Богдановым (1961), Пальмирский авлакоген ближе всего соответствует поперечным авлакогенам, слепо оканчивающимся в теле платформы. Своеобразие его заключается в том, что одним своим концом Пальмирский авлакоген входит в платформу не со стороны ее края, а как бы ответвляется от зоны Великих Африканских разломов.

Что касается значительных отличий в тектонике частей Аравийской платформы, расположенных севернее и южнее Пальмирид, то их, видимо, следует объяснять своеобразным положением северной части Аравийской платформы в пределах ее внешнего угла (см. рис. 1). Действительно, часть Аравийской платформы, расположенная севернее Пальмирид, с востока, севера и северо-запада обрамлена дугой альпийских складчатых сооружений Тавра и Загроса. С запада она ограничена сложной построенной блоково-складчатой зоной с развитием пород офиолитовой формации и зоной Великих Африканских разломов. С южной стороны внешний угол Аравийской платформы резко ограничен Пальмиридами.

Территория внешнего угла Аравийской платформы на протяжении всей истории своего развития была относительно мобильной областью, подвергавшейся интенсивным тектоническим воздействиям, которые, возможно, являлись отголосками движений, охватывавших тектонически активные зоны, с трех сторон обрамляющие выступ внешнего угла Аравийской платформы.

¹ В. П. Поникаров и др. (1964), придерживаясь иной точки зрения, не исключали также возможности отнесения Пальмирид к структурам типа авлакогенов.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ПАЛЬМИРИД

Сравнительно подробный анализ геологического развития северо-восточного окончания Пальмирид возможно провести лишь начиная с верхнемелового времени. Некоторое представление о геологической истории Пальмирид в верхнем палеозое и мезозое дают материалы глубоких скважин: Дола, Шериф и Дубайят. О более раннем периоде не имеется никаких прямых данных.

Начальная стадия платформенного этапа развития древней Восточно-Европейской платформы характеризовалась образованием узких грабенообразных желобов — авлакогенов, заполнявшихся мощными толщами осадков (Шатский, 1955; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Новикова, 1962; Богданов, Муратов, Хаин, 1963). Авлакогены могли возникать не только на начальной стадии развития платформы, но также и на более поздних этапах (так называемые «поздние авлакогены» А. А. Богданова — 1961). В последующем развитии авлакогены обычно превращались в синеклизы, которые перекрывали борта грабенов и охватывали слабым прогибанием более обширную область. В качестве примера Н. С. Шатский приводит верхнепалеозойский «грабен» Большого Донбасса, в верхнемезозойское и третичное время превращенный в широкую Днепровско-Донецкую мульду — синеклизу, захватившую своими крыльями части Воронежского массива и Украинского щита. Другой пример — Пачелмский прогиб, где на месте грабенообразного рифейского прогиба в среднем и верхнем девоне образовалась широкая синеклиза, унаследовавшая от него общее простирание и положение своей осевой зоны.

Аналогичную картину, видимо, можно предположить и на каком-то этапе развития Аравийской платформы.

На своде сравнительно приподнятого участка фундамента, отвечающего современным Алеппской антеклизе и антеклизе Рутба, началось формирование грабенообразного Пальмирского «рва» — авлакогена, разделившего названные выше участки платформы. О времени заложения этого грабенообразного рва можно пока только догадываться. Подтверждением этой мысли, кроме данных сравнительного анализа, служат также исследования Ш. Сизанкура (Cizancourt, 1948), который на основании изучения гравитационного поля Сирии и сопоставления наблюдаемых гравитационных аномалий с теоретическими кривыми, рассчитанными на основании различных гипотез изостатического равновесия, пришел к выводу о том, что глубинная структура центральной Сирии характеризуется наличием антиклинального свода, осложненного синклинальным желобом Пальмирской зоны.

Впоследствии на месте грабенообразного рва развился сравнительно пологий и гораздо более обширный удлинённый прогиб, унаследовавший простирание предшествовавшего ему грабена. В северо-восточном направлении этот прогиб открывался широким раструбом в пределы краевой, интенсивно погружающейся части платформы. По аналогии с Пачелмским прогибом и Донбассом периоду между концом образования грабенообразного рва и началом формирования обширного прогиба мог отвечать перерыв в осадконакоплении, продолжительность которого трудно оценить сейчас даже приблизительно.

В каменноугольное время (судя по данным скв. Дола и Дубайят) происходило накопление глинистых, песчаных и карбонатных осадков. Наряду с морскими отложениями отмечается также присутствие и континентальных слоев. Пермское время характеризуется накоплением красноцветных и пестроцветных осадков с редкими прослоями известняков. После незначительного перерыва в осадконакоплении началось формирование морских карбонатных триасовых осадков. Доломитовые,

гипсоносные осадки юрского времени указывают на существование в это время в Пальмиридах ненормально соленого морского бассейна.

Значительное поднятие, происшедшее на рубеже юрского и мелового периодов, привело к выводу большей части территории Пальмирид из-под уровня моря и господству континентального режима. Этап континентального развития нижнемелового времени сменяется апт-альбской трансгрессией. При этом апт-альбские отложения ложатся на разные горизонты юрских образований с угловым несогласием, достигающим иногда 12—14°.

Анализ строения погребенной домеловой поверхности привел Е. Д. Сулиди-Кондратьева к выводу о том, что воздымание территории Пальмирид в течение большей части нижнемелового времени было дифференцированным, обусловленным разделением всей территории на ряд блоков. Многие разломы, разделявшие эти блоки, активно проявляли себя и в последующие этапы формирования складчатых форм Пальмирид.

Верхнемеловое время характеризуется накоплением мощной толщи карбонатных осадков. Прогибание дна бассейна происходило неравномерно. На фоне общего погружения обособлялись участки с различной интенсивностью погружения. В отдельных участках отмечаются следы перерывов.

На схемах изопакит сантонских и кампанских отложений (рис. 3), построенных для части территории Пальмирид, прилегающей к линии поперечных Берберских складок, отчетливо видно, что территория, расположенная к востоку от этой линии, испытывала меньшее прогибание по сравнению с западной. Положение границы между участками с различной интенсивностью прогибания совпадает с названной линией поперечных складок. Мощности осадков в этой пограничной зоне оказываются минимальными. По этой же границе происходит и некоторое изменение литологического состава пород.

Таким образом, значение линии поперечных Берберских складок отчетливо проявляется не только в современной структуре Пальмирид, но также и в процессе формирования этой зоны.

Общий характер осадков и некоторые особенности их распределения указывают на то, что образование их происходило в условиях обширного морского бассейна, далеко выходящего за пределы современных границ Пальмирид. Так, во второй половине кампанского века происходит формирование многочисленных фосфоритовых горизонтов. Присутствие фосфоритов указывает на условия неглубокого нормально соленого морского бассейна, сообщавшегося с океаном (Казаков, 1939, 1950).

В маастрихтском веке в пределах современных Пальмирид продолжалось накопление толщи карбонатных осадков открытого теплого неглубокого моря. Обращает на себя внимание различный характер нижней и верхней частей разреза маастрихтского яруса. В нижней части разреза маастрихтские отложения представлены отчетливо слоистой толщей карбонатных пород, содержащей прослой фосфоритов, пачки глин и горизонты толстостенных устричников. В верхней половине преобладают монотонные массивные карбонатные осадки. Эти данные свидетельствуют об образовании осадков нижней части разреза в более мелководных и ближе расположенных к береговой линии участках бассейна, чем осадки верхней половины разреза. Это объясняется постепенным расширением площади маастрихтского бассейна и вовлечением в процессе прогибания его краевых частей. Одновременно с расширением площади маастрихтского бассейна происходило и смещение его осевой, наиболее прогнутой зоны, которая в это время переместилась к северо-востоку от линии поперечных складок. Иначе говоря, осевая часть маастрихтского прогиба располагалась не в центре

современной Пальмирской зоны, а в ее краевой части. При этом в прогибание была вовлечена также и часть платформы, располагающаяся уже за пределами Пальмирид. Последнее подтверждается сопоставимыми цифрами мощностей маастрихтских отложений, наблюдаемых в Пальмиридах и на расстоянии 30 км севернее от них.

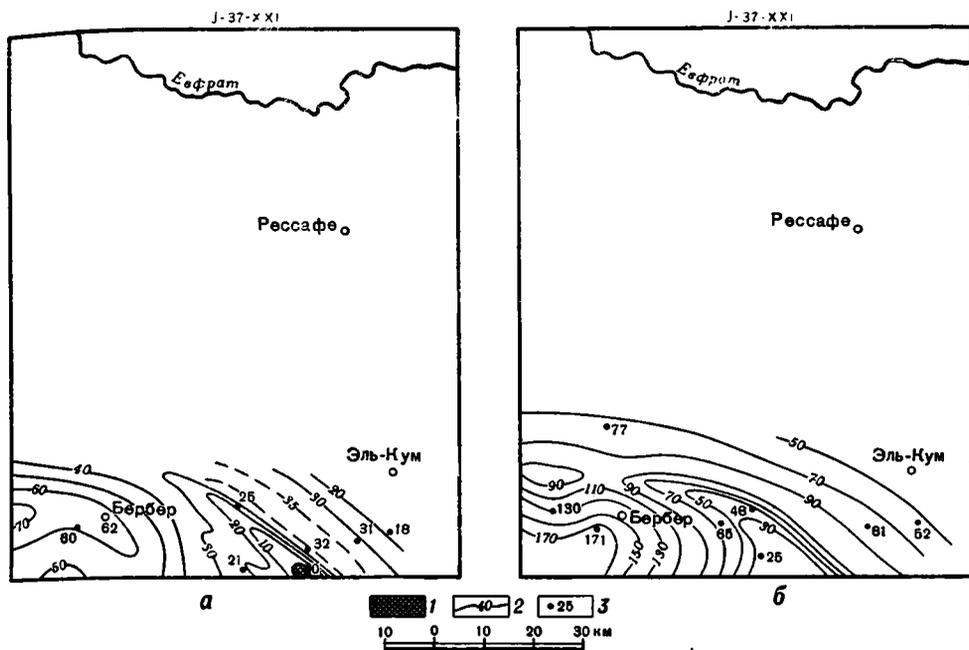


Рис. 3. Схема изопахит сантонских (а) и кампанских (б) отложений

1 — участок суши или участок отложения маломощных слоев, уничтоженных позднейшим размытием; 2 — изопахиты; 3 — пункты замера мощности и величина ее в м

В датское — верхнеэоценовое время в Пальмиридах и прилежащих к ним районах продолжают господствовать морские условия. Однако в распределении участков относительных прогибов и поднятий происходят изменения. В частности, на месте осевой части маастрихтского прогиба обособляется участок относительного поднятия, соответствующий современной антиклинали Бишри (рис. 4). Необходимо отметить, что в целом в датское — верхнеэоценовое время, наряду с сохраняющейся тенденцией к погружению, общая скорость нисходящих движений в Пальмиридах замедляется. На отдельных участках фиксируются многочисленные кратковременные перерывы в осадконакоплении. Большое количество перерывов, отмечаемых в течение датского — верхнеэоценового времени, наблюдается в основном в северной части современных Пальмирид. В более южных районах разрезы датских — верхнеэоценовых отложений характеризуются гораздо большей полнотой.

Характерным для палеогеновой (исключая олигоцен) истории развития Пальмирид, как это хорошо видно из приводимых схем изопахит (см. рис. 4), является отсутствие какого-либо ограничения или обособления зоны Пальмирид от смежных частей платформы. Этот факт лишний раз подтверждает мысль о наличии в пределах зоны Пальмирид и прилежащих к ней частях платформы обширного пологого прогиба, охватывавшего значительно большую площадь, чем современная зона Пальмирид.

В олигоценовую эпоху (рис. 5) в области Пальмирид происходит интенсивный рост и расширение поднятий, наметившихся еще в датское — верхнеэоценовое время. В результате этих поднятий большая

часть Пальмирид оказалась выведенной из-под уровня моря. Море в Пальмирах сохранилось лишь в виде отдельных заливов, располагавшихся западнее рассматриваемого района.

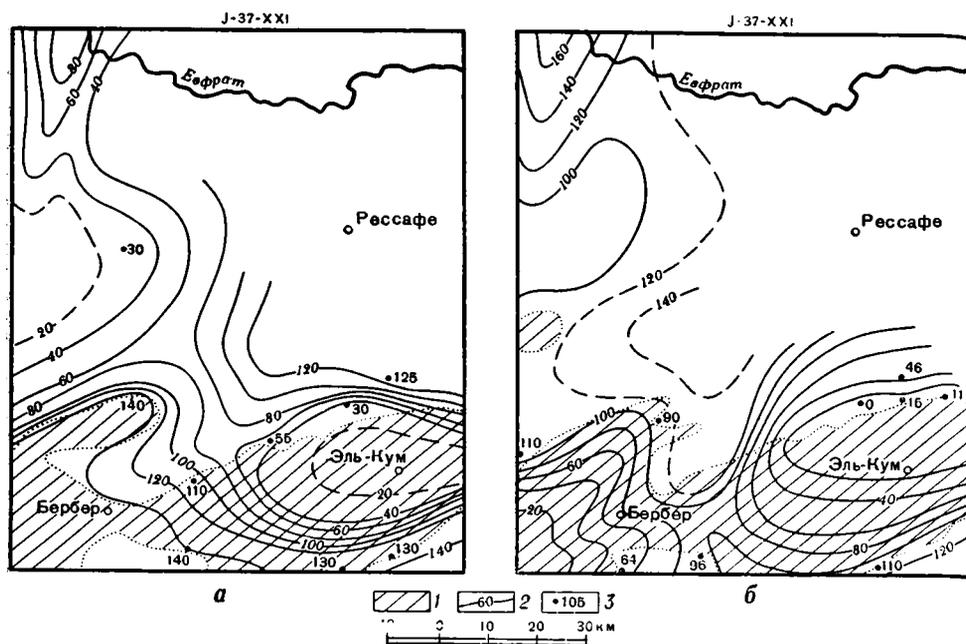


Рис. 4. Схема изопакит верхней части нижнеэоценовых (а) и среднеэоценовых (б) отложений

1 — участки, на которых нижнеэоценовые (верхняя часть) и среднеэоценовые отложения эродированы; 2 — изопакиты; 3 — пункты замера мощностей и величина их в м

С олигоценовой эпохой связано начало формирования Северо-Пальмирского структурного уступа, являющегося северным ограничением зоны современных Пальмирских складок. Граница современного распространения олигоценовых отложений (в северной части Пальмирид) совпадает с линией Северо-Пальмирского структурного уступа. Пестрый литологический состав (пески, глины, известняки), волноприбойные знаки, мелководная фауна и другие особенности олигоценовых отложений, развитых в зоне Северо-Пальмирского структурного уступа, характеризуют их как образования прибрежных фаций. Севернее Северо-Пальмирского структурного уступа на расстоянии всего 3—5 км происходит резкое изменение состава и увеличение мощности олигоценовых отложений от 0—15 до 200 м. Следовательно, береговая зона олигоценового моря примерно совпадала с линией современного распространения олигоценовых отложений и была подчинена линии Северо-Пальмирского структурного уступа.

Северо-Пальмирский структурный уступ, возникший на границе области воздымания (Пальмириды) и области опускания, расположенной к северу от нее, морфологически представлял собой конседиментационную флексуру, развившуюся над унаследованно возродившимся древним швом, по всей вероятности определявшим когда-то северную границу Пальмирского грабенообразного рва. Особенностью расположения Северо-Пальмирского структурного уступа является то, что он не находится ни в какой связи с наметившимися в датское — верхнеэоценовое время участками относительных прогибов и поднятий. Такая «консервативность древних тектонических направлений», которые «унаследуются даже в том случае, когда общее простираение по-

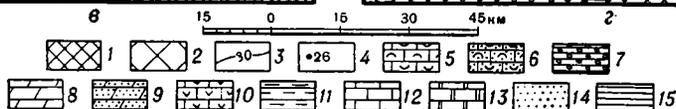
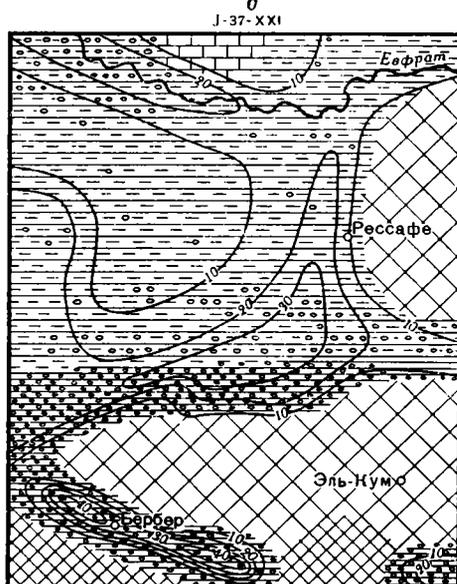
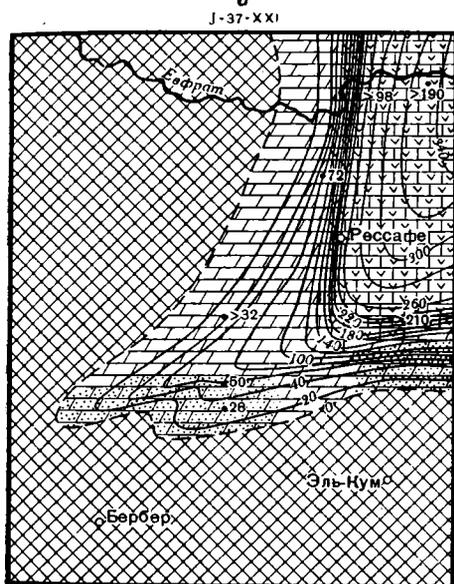
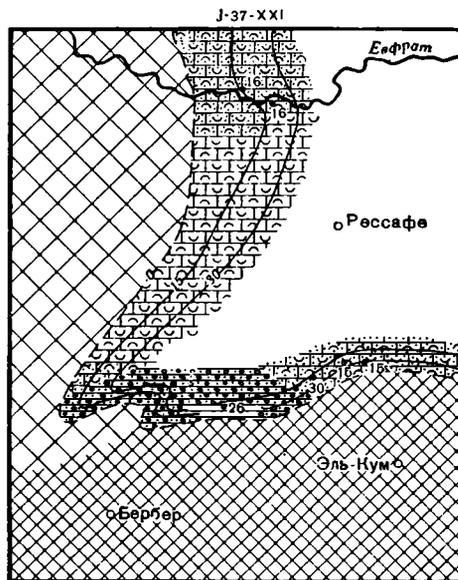
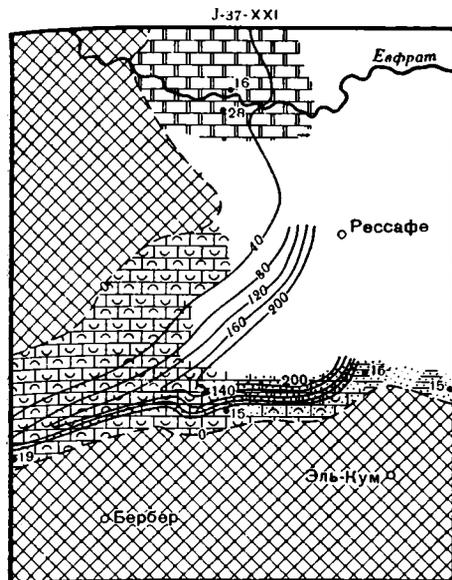


Рис. 5. Схемы изопхит и распределения литологических разностей олигоценых (а), гельветских (б), тортонских (в) и нижней части плиоценовых (г) отложений

1 — участки отсутствия накопления осадков; 2 — участки отсутствия накопления или участки незначительного накопления осадков, уничтоженных позднейшим размывом; 3 — изопхиты; 4 — пункты замера мощности и величина ее в м; 5 — органогенно-детритовые известняки; 6 — органогенно-детритовые песчаные известняки; 7 — конгломераты; 8 — мергели; 9 — песчаные мергели; 10 — типы и известняки; 11 — песчаные глины; 12 — известняки; 13 — доломиты; 14 — пески; 15 — глины

следующих более молодых структур резко отличается от первичных направлений», давно подмечена в геологии (Шатский, 1955).

Время, соответствующее примерно нижнемиоценовой эпохе, характеризуется почти повсеместным, но не очень интенсивным относительным поднятием. Регрессивные серии прибрежных нижнемиоценовых осадков сохранились лишь в неширокой полосе, прилегающей к северной границе современных Пальмирид. Следовательно, тенденция к поднятию Пальмирид, наметившаяся в олигоцене, сохраняется и в нижнем миоцене. При этом положение в пространстве границы между воздымающейся и опускающейся областями остается примерно неизменным.

Гельветский век отмечен возобновлением погружения почти на всей территории восточной Сибири. Современная граница распространения гельветских осадков севернее Пальмирид, очевидно, примерно совпадает с границей распространения гельветского моря, так как осадки вдоль этой границы имеют явно прибрежный облик (косослойчатые органогенно-детритовые известняки, конгломераты, мелководная фауна и др). Эта граница, пространственно близкая также к зоне прибрежных осадков олигоценового и нижнемиоценового морей, указывает на то, что вышедшая из-под уровня моря зона Пальмирид и в гельветское время остается сушей. При этом граница суши и моря, или граница опускающейся и воздымающейся областей, не меняет своего положения в пространстве, оставаясь и в гельветское время приуроченной к линии современного Северо-Пальмирского структурного уступа.

Тортонский век характеризуется продолжающимся погружением территории восточной Сибири, воздыманием самой области Пальмирид. Северная граница Пальмирид по-прежнему фиксируется прибрежными осадками олигоцен-тортонского моря и контролируется Северо-Пальмирским структурным уступом. Однако на северо-востоке, вблизи современного периклинального окончания Пальмирид, структурный уступ постепенно затухает. Одновременно с этим утрачивается и четкая приуроченность к нему прибрежно-морских осадков.

Судя по появлению в некоторых районах Пальмирид (западнее рассматриваемого района) комплексов грубых терригенных отложений, соответствующих по возрасту тортонским — верхнемиоценовым, можно предположить, что интенсивность поднятия всей этой области значительно усилилась. Поднятие сопровождалось дифференциацией всей территории на блоки, воздымающиеся с разными скоростями. В результате этой дифференциации на дневную поверхность в одних участках оказались выведенными маастрихтские отложения, а в других — лишь верхнеэоценовые.

В процессе этого поднятия произошло заложение или, вернее всего, обновление древних (залеченных в период относительно спокойного длительного прогибания) основных разрывных нарушений и связанных с ними складчатых структур.

Верхнемиоценовому времени на территории Сибири отвечает почти повсеместное поднятие, знаменующее переход к новому, континентальному этапу развития всей территории Сибири.

В плиоценовое время в Пальмиридах на фоне общего воздымания обособляются отдельные локальные прогибы, заполняющиеся грубым терригенным материалом, сносимым с прилегающих к ним возвышенностей. Примечательным является то, что часть плиоценовых прогибов в Пальмиридах располагалась в направлении, перпендикулярном общему северо-восточному простиранию пальмирских структур (см. рис. 5). Эти прогибы располагались на месте современных поперечных Берберских складок. К началу плиоцена появились признаки некоторой перестройки структурного плана. Это выразилось прежде всего в резко несогласном залегании плиоценовых отложений на различных

горизонтах подстилающих образований и в нередкой приуроченности плиоценовых впадин к приядерным частям антиклиналей, оформившихся в период предплиоценового поднятия.

Где-то в середине плиоценового времени снова происходит общее поднятие, которое обусловило наличие перерыва в разрезе плиоцена. В результате этого поднятия нижняя часть плиоценовых отложений была дислоцирована. В это время, в частности, происходит оформление примерно в современном виде Северо-Пальмирского структурного уступа. Зона плиоценовых прогибов северо-западного простирания преобразуется в это время в зону поднятия.

Примерно нижнечетвертичному времени соответствует новый этап оживления тектонической деятельности, выразившийся в обновлении тектонических швов и новом поднятии и расчленении рельефа. В это же время происходит интенсивное воздымание на месте зоны плиоценовых прогибов северо-западного простирания, приведшее к образованию поперечной системы узких сундучных Берберских антиклиналей. На крыльях некоторых из них сохранились остатки несогласно залегающих на меловых отложениях конгломератов и песчаников плиоцена.

С нижнечетвертичным временем связано дальнейшее поднятие Пальмирид по линиям Северо-Пальмирского структурного уступа и Южно-Бишринского разлома. В противоположность поднятию области Пальмирид, продолжается погружение прогиба Туркмания и заполнение его пролювиальными осадками. Сходная картина наблюдается и на южном обрамлении Пальмирид, но материала по этой части территории имеется пока недостаточно.

Начиная со среднечетвертичного времени, происходит дальнейшее воздымание Пальмирид и окончательное оформление всех тектонических структур в современном виде. Движения в период четвертичного времени носили дифференцированный характер, на что указывает, в частности, различное соотношение уровней поверхностей террас и разновозрастных поверхностей выравнивания.

Таким образом, в истории развития Пальмирид намечаются три этапа. Первый из них, выделяющийся предположительно лишь на основании сравнительного анализа, характеризуется возникновением резко очерченного узкого тектонического рва (авлакогена). О времени заложения этой структуры пока нет данных, поэтому вопрос об отношении ее к ранним или поздним авлакогенам остается открытым.

Второй этап, подтверждаемый уже некоторыми конкретными фактами, определяется развитием на месте авлакогена удлиненного прогиба, перекрывающего края грабена и открывавшегося на северо-востоке в зону перикратонного прогиба. Характерным для второго этапа развития является то, что резкие тектонические швы, вероятно ограничивавшие Пальмирский авлакоген в начальной стадии его формирования, не оказывали или почти не оказывали влияния на распределение мощностей и фаций осадков, выполняющих прогиб, т. е. период тектонической активности этих швов сменился периодом относительного покоя, и они оказались залеченными.

Унаследованность от существовавшего здесь когда-то рва проявлялась лишь в общем соответствии простирания длинных осей прогиба и авлакогена.

И, наконец, третий этап развития Пальмирид, не заверченный и поныне, характеризуется активным проявлением процессов горообразования. Начало этого процесса относится к олигоценному времени, когда Пальмириды в основном вышли из-под уровня моря. В дальнейшем интенсивность горообразовательных движений неуклонно возрастала, лишь изредка прерываясь непродолжительными периодами относительного покоя. Процесс горообразования продолжается и в настоящее время, и нет оснований говорить о снижении его интенсивности.

Примечательным для последнего, «орогенного» этапа развития Пальмирид является то, что, в отличие от предыдущего этапа, здесь наблюдается самая непосредственная связь горообразовательных движений с древними швами, ограничивавшими Пальмирский авлакоген в начале его формирования.

Отличия в строении и истории развития Пальмирид от сравниваемых с ними Пачелмского прогиба и прогиба Донбасса, особенно ярко проявляемые в кайнозойское время, объясняются положением Пальмирид в пределах внешнего, весьма мобильного угла платформы. Горообразовательные движения в Пальмиридах, видимо, следует связывать с процессами альпийского орогенеза, распространившего волны орогенических движений далеко за пределы молодых складчатых поясов (Богданов, Муратов, Хаин, 1963).

Литература

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вестн. Моск. ун-та, сер. 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. XXXVIII, № 3, 1963.
- Браун Г. Ф. и Джексон Р. О. Аравийский щит. В сб. «Тр. XXI Международного геол. конгр.», вып. I, М., 1963.
- Казачков А. В. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. ГОНТИ, 1939.
- Казачков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1950.
- Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, т. XXXIX, 1964.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. вузов, Геология и разведка, № 11, 1962.
- Новикова А. С. Особенности тектонического развития Восточно-Европейской платформы. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. Особенности тектонического строения северной части Аравийской платформы. Сов. геология, № 1, 1964.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д. Геологическое строение северо-восточной части хребтов Пальмирид (Сирия). Автореф. докл. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVIII, № 2, 1963.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. иностр. лит., 1955.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXX, № 5, 1955.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы м-ба 1:2 500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Chenevart C. Problemes de la géologie du pétrole. A propos de l'usage des cartes a isopaques: quelques faits observés dans le Crétace de la Palmyrene, Syrie. Mem. Soc. Vandoise. Sc. not., N 61, v. 9, N 4, 1950.
- de Cizancourt H. Tectonique profonde de la Syrie et du Liban. Notes et mem. Syrie et Liban, Beyrouth, 1948, v. VI.
- Dubertret L., Keller A., Vautrin H. Contribution à l'étude de la région desortique Syrienne CR. Ac. Sc., v. CXCIV, N 11, 1932.
- Dubertret L. La Carte géologique de la Syrie et du Liban au millionième Rev. de geograph. phys. et geol. dyn., v. VI, fasc. 4, 1933.
- Schürmann H. M. The Riphean of the Red Sea Area. Geol. fören. i Stockholm förhandl., Bd. 83, h. 2, N 505, 1961.
- Tasman C. E. Stratigraphy of Southeastern Turkey. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 33, No. 1, 1949.
- Weber H. Ergebnisse erdölgeologischer Aufschlußarbeiten der D. E. A. in Nordos-Syrien. Teil I. Schichtfolge, Fazies und Tektonik in der Haute Djesireh. Erdöl und Kohle, No. 6, 1963.
- Weber H. Ergebnisse erdölgeologischer Aufschlußarbeiten der D. E. A. in Nordost-Syrien. Teil II. Geophysikalische Untersuchungen und Tiefbohrungen in der Haute Djesireh. Erdöl und Kohle, No. 4, 1964.

Всесоюзный аэрогеологический трест
Госгеолкома СССР, Москва

Статья поступила
10 ноября 1964 г.

УДК 551.24(574.5)

Н. Я. КУНИН

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Рассматриваются основные структурные особенности платформенного покрова Южного Казахстана и анализируются структурные карты подошвы мезокайнозойских отложений, изопахит осадков кайнозоя и мезозоя. Сделаны выводы о перспективах нефтегазоносности рассматриваемых территорий.

Обширные равнинные пространства к востоку от Аральского моря до горных цепей Западного Тянь-Шаня, большей частью покрытые плащом современных осадков, оставались мало исследованными.

Однако выявление в последние годы нефтяных и газовых месторождений в мезозойских отложениях молодых платформ (Бухаро-Хивинская провинция, Туркмения, Мангышлак, Предкавказье, Западно-Сибирская низменность) привело к пересмотру скептического отношения к перспективам нефтегазоносности Южного Казахстана, что нашло свое отражение в последних работах, посвященных этому вопросу (Авров и др., 1963; Дикенштейн, 1963¹, 2; Калинко, 1963).

Как подчеркивает Г. Х. Дикенштейн (1963²), повышение интереса к рассматриваемым районам в значительной мере определяется результатами проведенных здесь региональных геофизических работ.

Изучение района в основном выполнялось комплексом геофизических методов, схватывающим сейсморазведку в двух основных модификациях, электроразведку, преимущественно дипольными зондированиями, и площадные гравимагнитные съемки. В нескольких пунктах, главным образом на правом берегу Сырь-Дарьи, выполнены незначительные объемы глубокого бурения. На площадях неглубокого залегания мезозойских отложений имеется сравнительно густая сеть мелких скважин, вскрывающих кровлю мела. Для большей части территории в настоящее время может быть построена серия структурных карт по маркирующим геофизическим границам. Наиболее надежной из них является поверхность преимущественно палеозойских пород, к которой приурочен характерный преломляющий горизонт с изменчивой граничной скоростью от 5 до 6,5 км/сек. Эта поверхность, кроме того, является одной из наиболее существенных аномалиеобразующих гравитационных границ и опорным электрическим горизонтом высокого сопротивления. Значительные трудности в оценке поведения поверхности палеозоя имеются в Чу-Сарысуйской депрессии, где на ряде участков красноцветные верхнепалеозойские песчаники и алевролиты трудно отличимы по физическим параметрам от мезокайнозойских пород. Вне этих участков точность определения глубины залегания палеозоя сейсморазведкой по данным 11 глубоких скважин колеблется от 10 до 150 м, составляя в среднем 70 м.

Другим маркирующим геофизическим горизонтом является пачка известняков, известковистых песчаников, гипсов и ангидритов, располагающаяся в разрезе на границе мела и палеогена и относимая обычно к датско-палеоценовым слоям. К этой пачке приурочен опорный отражающий горизонт, трассируемый практически повсеместно и непрерывно к юго-западу от хр. Каратау.

Приуроченность указанных границ к поверхностям тектонического выравнивания и возможности использования геофизических материалов для тектонического анализа мощностей применительно к особенностям района рассмотрены нами ранее (Кунин, 1962).

К настоящему времени завершен первый этап региональных геофизических исследований на площади от хр. Нуратау до районов, расположенных к северо-востоку от хр. Каратау. В течение 1958—1963 гг. здесь выполнено около 10 000 км сейсмических профилей, включая детальные поисковые съемки. Изученность региональными геофизическими работами Восточного Приаралья с достаточной полнотой охвачена в работе Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960).

На составленной с учетом последних данных геофизических исследований и бурения схеме изоглубин подошвы слабодислоцированных мезокайнозойских пород (рис. 1) видны основные черты строения мезокайнозойской толщи.

Не имея возможности подробно рассматривать здесь особенности строения палеозойских пород, остающегося в значительной мере проблематичным, отметим, однако, что, по нашим представлениям, базизирующим главным образом на анализе геофизических данных, палеозойские породы разбиты на блоки. Однако по своим соотношениям с вышележащим осадочным чехлом они не всегда могут рассматриваться как фундамент платформы в классическом понимании этого термина¹.

Как видно из рис. 1, в пределах рассматриваемой территории в качестве наиболее крупных структур (первого порядка) выделяются Аральская, Чу-Сарысуйская и Среднесырдарьинская депрессии², Центрально-Кызылкумский и Джусалинско-Жумартский своды, а также поднятие хр. Каратау.

Центральная часть наименее изученной Аральской депрессии покрыта водами Аральского моря. Принадлежащие ей окраинные впадины характеризуются относительно неглубоким залеганием подошвы слабодислоцированного мезозоя, достигающей в Тугузской впадине глубин 1100 м, а в Восточно-Аральской — 1700 м.

Большой интерес представляет строение мезозойского разреза Восточно-Аральской впадины, мощность которого не менее 1500 м. По данным В. А. Загоруйко (1963), верхнемеловые отложения здесь представлены морскими фациями мощностью до 500 м. Таким образом, в течение юры и нижнего мела произошло накопление тысячеметровой толщи осадков.

На южном борту впадины в нижней части разреза вскрыты континентальные среднеюрские и прибрежно-морские верхнеюрские осадки (Акрамходжаев и др., 1962), что с несомненностью свидетельствует о присутствии верхнеюрского моря в Восточно-Аральской впадине. Согласно построениям Т. А. Сикстель (1959), на территории нынешнего

¹ Согласно представлениям некоторых исследователей (Воскобойников, 1957), в ряде районов в состав фундамента должны быть включены отложения триаса.

² Под термином «депрессия» нами понимается область сложного, обычно гетерогенного глубинного геологического строения, охваченная на заключительном этапе своего развития общим неравномерным по площади прогибанием.

Аральского моря уже в триасе существовала область относительных прогибаний.

Таким образом, Аральская депрессия в целом, как и Восточно-Аральская впадина, в частности, судя по анализу мощностей (рис. 2, 3) и по палеогеографическим реконструкциям, представляет собой зону устойчивых прогибаний на протяжении всей мезокайнозойской истории.

С востока Аральская депрессия ограничена поднятиями Джусалинско-Жумартского свода, имеющего сложные очертания.

По-видимому, начало формирования свода относится к послеверхнетриасовой инверсии, когда на месте нижнемезозойского прогиба начало образовываться Джусалинское поднятие. Современные очертания свода обусловлены воздействием меридионально и широтно вытянутых зон поднятий. Наибольшее значение имели меридиональные поднятия, связанные, очевидно, с движениями уралид. Вероятно, эти движения возобновлялись неоднократно, ибо они в известной мере контролируют распределение мощностей как мезозойских, так и кайнозойских осадков.

В пределах Джусалинско-Жумартского свода глубина залегания подошвы слабодислоцированных мезозойских пород не превосходит 1100 м, а в широтной зоне, протягивающейся от г. Даут (с.-з. окончание хр. Каратау) до устья р. Сыр-Дарьи, составляет 600—800 м. Указанная зона включает в себя Джусалинско-Аральский и Джусалинско-Даутский валы, а также брахиформное Джусалинское поднятие, рассматриваемые как структуры второго порядка. Все названные структуры имеют плоские своды и сравнительно крутые южные склоны, составляющие единую флексуру. Другая осложненная разломами небольшой амплитуды флексура приурочена к западному склону Джусалинского поднятия. Этими флексурами ограничивается с востока и с юга область Северо-Восточного Приаралья, в пределах которой распространены меридионально вытянутые антиклинали и синклинали в меловых и палеогеновых породах, рассматриваемые А. Л. Яншиным и позднее Р. Г. Гарецким (1962) как типичные унаследованные дислокации платформенного чехла. К югу от широтной флексуры складки в осадочном покрове ориентированы различно, но преобладают субширотные дислокации. Здесь амплитуды кайнозойских движений совершенно незначительны и не превосходят первых сотен метров, что, по-видимому, свидетельствует о постепенном затухании тектонической активности и сближает эти районы с Устюртом. Сокращение мощности мезозойских и кайнозойских осадков в пределах Джусалинско-Жумартского свода подтверждает его неизменное относительно неподвижное положение в течение всего периода послетриасового развития района.

Следует отметить отсутствие в мезокайнозойском чехле протяженного четко выраженного антиклинального продолжения хр. Каратау на северо-запад, которое выделено Б. А. Петрушевским (1955) под названием Каратауской антиклинальной зоны, не обнаруживается также выделяемая им Джусалы-Казалинская синклиналь. Мезокайнозойское поднятие на месте нынешнего хр. Каратау представляло собой сравнительно устойчивую, но невысокую и пологую область денудации, неоднократно погружавшуюся под уровень моря и оставлявшую над его поверхностью лишь незначительные острова. Ничтожное распространение на склонах хребта галечников и конгломератов в составе меловых и более поздних дочетвертичных осадков говорит об отсутствии интенсивных воздыманий Каратау в мезокайнозое. Кроме того, как показано А. К. Бувалкиным (1960) и В. В. Галицким (1943), для складчатых деформаций мезокайнозоя характерны широтные простирания. Интенсивность же четвертичных глыбовых поднятий быстро затухает по мере приближения к северо-западному окончанию Каратау

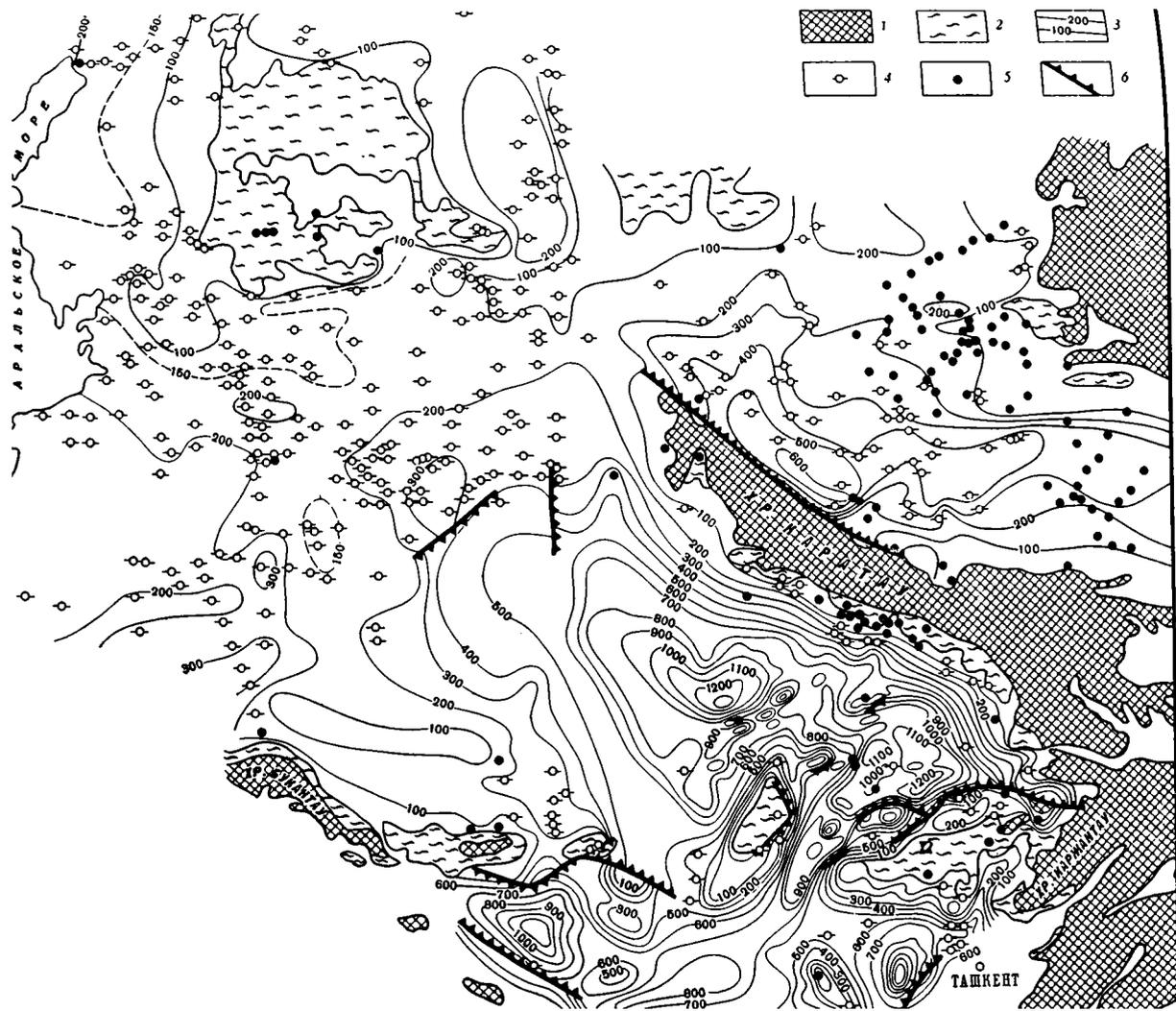


Рис. 2. Схема равных мощностей кайнозоя Южного Казахстана:

1 — выходы на поверхность палеозойских пород; 2 — выходы на поверхность меловых пород; 3 — изопачты кайнозойских осадков; 4 — скважины, вскрывшие меловые отложения; 5 — скважины, вскрывшие поверхность палеозойских (а в Приаралье — и триасовых) пород; 6 — крупные разломы, четко выраженные в поведении поверхности меловых пород

(г. Даут), и, по геофизическим данным, эти поднятия прослеживаются далее на закрытой территории на небольшом расстоянии. Уже в 50 км от г. Даут амплитуда смещения подошвы мезозойских отложений по Главному Каратаускому разлому не достигает 100 м, а еще далее к северо-западу этот уступ не фиксируется совершенно.



Рис. 3. Схема равных мощностей мезозойских осадков Южного Казахстана:
 1 — выходы палеозойских пород на поверхность; 2 — участки, где мощность мезозоя менее 200 м;
 3 — изопакеты мезозойских слабодислоцированных отложений; 4 — разломы

К северо-востоку от Джусалинского поднятия располагаются структуры южной части Тургайского прогиба, отделяющие Джусалинское поднятие от склонов Улугау. Байтенская впадина может рассматриваться как самая южная синклиналичная структура Тургайского прогиба. Она имеет грабенообразное строение и, по-видимому, выполнена частично юрскими угленосными отложениями. Продолжающиеся к югу меридиональные структуры мезокайнозоя, связанные с погружением Улугау, прослеживаются вплоть до сочленения с каратаускими структурами, причем в районе сочленения обе системы несколько поворачиваются навстречу друг другу, формируя небольшие поднятия и впадины с изгибающимися в плане осями.

Таким образом, поднятие хр. Каратау, погружаясь к северо-западу, раздваивается. Сам хребет, образующий поднятое юго-западное крыло регионального разлома, разворачивается в субширотном направлении.

Северо-восточная, опущенная по разлому часть Каратуского поднятия, воздымаясь по мере продвижения к северо-западу и уменьшения амплитуды сброса, разворачивается в субмеридиональном направлении. Указанное раздвоение, не отражаясь в распределении мощностей кайнозойских пород, отчетливо отмечается в поведении подошвы мезокайнозоя.

Чу-Сарысуйская депрессия характеризуется небольшой (в основном менее 1000 м) глубиной залегания подошвы мезокайнозоя. Депрессия в целом обладает простым асимметричным строением, имеет пологий северо-восточный и крутой, осложненный разломами, юго-западный борт. Область прогибаний в мезокайнозое располагается на юго-западе, вблизи хр. Каратау. Самые значительные прогибания отмечены в Сузакской впадине, крупной изометричной отрицательной структуре. Не исключено, что приведенные на рис. 1 глубины завышены на 150—200 м, за счет неточной оценки мощностей мезозойских пород. К северо-западу от впадины вдоль оси депрессии протягивается сужающийся и выполаживающийся к северо-западу грабен. К востоку от Сузакской впадины и на юго-западных склонах Бет-Пак-Далы мощность мезокайнозойских осадков быстро уменьшается до 300—400 м. Как явствует из анализа мощностей, в меловой период Чу-Сарысуйская депрессия представляла собой крайний слабо погружающийся юго-западный склон Бет-Пак-Далы, где накапливались континентальные, преимущественно песчаные пестроцветные осадки. Трансгрессиями южных морей территория Чу-Сарысуйской депрессии была охвачена в палеогене, кратковременно в Сузакскую впадину проникали также верхнемеловые моря. Ось неогенового прогиба сместилась к юго-западу и приблизилась к хребту, причем мощности красноцветной толщи этого возраста в Сузакской впадине на расстоянии 10—20 км от выходов палеозоя на поверхность достигают 600 м. Наиболее активные неоген-четвертичные прогибания происходили лишь к югу от р. Чу, в особенности, в прилегающей к Каратау окраине Сузакской впадины.

К юго-западу от хр. Каратау располагается Среднесырдарьинская депрессия, ограниченная на западе поднятиями Джусалинско-Жумарского и Центрально-Кызылкумского сводов, на юге — хр. Нуратау, на юго-востоке — западными отрогами Таласского Алатау, хр. Каржантау и его юго-западным подземным продолжением. Среднесырдарьинская депрессия имеет сложное строение и несколько схематизированно может быть подразделена на три крупные области: 1) Урмекумско-Арысская (северная) группа впадин, 2) Центральная субширотная группа поднятий, 3) Ергашкудукско-Келесская (южная) группа впадин.

Урмекумско-Арысская группа структур охватывает большую, наиболее погруженную часть Среднесырдарьинской депрессии и включает в свой состав следующие впадины (структуры второго порядка): Арысскую, Бердинскую, Жаугашскую и Урмекумскую. Для всех указанных впадин характерны сравнительно пологие, слабо волнистые «днища» и крутые, осложненные флексурами и разрывами, борта. Северо-восточные борта этих впадин примыкают к Каратаускому склону. В его пределах изоглубины подошвы мезокайнозоя примерно до 1000 м единой полосой окаймляют выходы палеозоя и вытянуты в северо-западном направлении вдоль подножья хр. Каратау. На удаленных от хребта участках склона обособляются широтно вытянутые ступени, круто обрывающиеся к югу. Эти ступени могут рассматриваться в качестве переходных структур от Каратауского склона к зоне впадин. Наибольшие (до 3000 м и несколько более) мощности мезокайнозоя отмечены в Арысской впадине, которая отличается и наиболее сложным внутренним строением. Здесь выделяются несколько различно ориентированных синклиналильных и антиклинальных структур, из которых наи-

более значительны меридионально вытянутые Байракумский и Кунгурский прогибы в западной части и Бадамско-Кабулсайский прогиб — в центральной части Арысской впадины. Байракумский прогиб далеко вдается в субширотную группу поднятий, отделяя поднятия Приташкентских Чулей от Карактауского вала. Граница Арысской впадины с этими структурами на всем протяжении осложнена разломами и крутыми флексурами, причем в ряде участков установлено надвигание поднятий на впадину.

Карактауский вал и продолжающие его на северо-востоке субширотно вытянутые Коскунгурский и Железнодорожный валы отделяют Арысскую впадину от Бердинской. В простирации обеих этих впадин при общей восток-северо-восточной вытянутости отмечается постепенный разворот от широтных направлений на востоке к северо-восточным и субмеридиональным на юго-западе.

Бердинская впадина сравнительно просто построена и представляет собой узкую вытянутую синклиналичную структуру с плавной ундулирующим шарниром. Балтакольско-Босагинский вал отделяет Бердинскую впадину от Жаугашской. Последняя является обширной просто построенной асимметричной структурой, ось наибольших прогибаний которой широтно вытянута и располагается вблизи южного борта. Характер разграничения Жаугашской и Урмекумской впадин изучен недостаточно. Однако можно полагать, что они разделяются пологим прерывистым поднятием небольшой амплитуды, вытянутым в северо-восточном направлении. В центральной и восточной частях Жаугашской впадины не отмечено значительных структурных осложнений, тогда как в Урмекумской впадине по региональному сейсмическому профилю установлен ряд антиклинальных и синклиналичных структур, оставшихся неоконтуренными. Относительная приподнятость Урмекумской впадины и большая дифференцированность ее строения, по-видимому, свидетельствует о расположении ее в более мобильной области.

К субширотной группе поднятий относятся Кызыл-Испанское поднятие, Карактауский вал и поднятие Приташкентские Чули. Вместе с далеко выдвинутой к востоку окраиной Центрально-Кызылкумского свода указанные поднятия образуют субширотную перемычку Среднесырдарьинской депрессии. Структуры, объединяющиеся в центральную группу поднятий, различны по морфологии и, вероятно, по генезису. Кызыл-Испанское поднятие представляет собой сравнительно небольшую изометричную «двуглавую» структуру, круто по разлому обрывающуюся на север. Субмеридионально вытянутый Карактауский вал полого погружается к северо-востоку и юго-западу и круто, ступенчатно — к юго-востоку и северо-западу.

Чрезвычайно сложно построено поднятие Приташкентские Чули, в северной части которого закартирован ряд валов и прогибов, вытянутых в широтном направлении. В сводах валов в ряде пунктов выведены на поверхность палеозойские породы. Валы круто по разломам обрываются к северу, а их южные склоны сравнительно пологи. Южный склон Казыкурт-Мансуратинского вала осложнен складками северо-восточного простираения, цепочки которых, постепенно погружаясь, прослеживаются далеко к юго-западу.

В осевых частях центральной группы структур повсеместно обнажаются или залегают на небольшой глубине меловые породы. Наибольшая мощность мезозоя отмечена в осевой части Карактауского вала (около 1400 м), в то же время в присводовых частях поднятий Приташкентские Чули и Кызыл-Испанского мезозойский разрез резко сокращен (500—700 м).

Южная группа впадин состоит из Ергашкудукской, Преднуратинской и Келесской впадин. Ергашкудукская впадина имеет в плане треугольную форму, причем вытянутые линейно юго-западные и северо-

западные борта ее весьма крутые, а восточный склон пологий и извилистый.

Келесская впадина, располагаясь между поднятием Приташкентские Чули на севере, хр. Каржантау и его подземным продолжением на юго-западе (Полторацко-Сырдарьинский вал), сходна с Ергашкудукской. Обе эти впадины являются типичными предгорными структурами, интенсивное прогибание которых происходило синхронно с поднятием прилегающих горных сооружений. По-видимому, амплитуды погружения таких впадин отвечают размаху воздыманий сопряженных хребтов. Глубина погружения подошвы мезокайнозоя в Келесской впадине достигает 2600 м, а в Ергашкудукской — 1700 м.

Преднуратинская впадина — пологая и неглубокая широтно вытянутая структура — протягивается между Келесской и Ергашкудукской впадинами вдоль подножья Нуратауского склона. Последний значительно изменяется по простиранию. На западе крутой и узкий склон обрывается разломами к Ергашкудукской впадине, восточнее склон становится положе, протяженной, осложняется поперечными прогибами и поднятиями. Еще далее к востоку Наратауский склон, все более выполаживаясь, переходит в сравнительно крупное Чардаринское поднятие, круто обрывающееся к смежным впадинам. Это поднятие может рассматриваться как своеобразная ступень, осложняющая Нуратауский склон.

С юго-запада Среднесырдарьинская депрессия ограничена Центрально-Кызылкумским сводом, структура которого в последнее время рассмотрена в работах И. А. Пяновской (1962), К. К. Пяткова и А. К. Бухарина (1962). На северных и восточных склонах этого свода располагаются широтно вытянутые узкие грабенвидные синклинальные и обширные плосковерхие антиклинальные структуры. В пределах свода породы палеозоя залегают на глубине не свыше 1000 м, на периферии, вблизи границ со Среднесырдарьинской депрессией, отмечаются переходные ступени, где палеозой погружается до 1500 м. Граница Центрально-Кызылкумского свода со Среднесырдарьинской депрессией повсеместно хорошо очерчивается флексурным перегибом.

На схеме мощностей кайнозойских осадков проявляются все основные структуры Среднесырдарьинской депрессии. Рельефно выраженное Карактауское поднятие причленяется к Центрально-Кызылкумскому своду. Отмечается общее уменьшение амплитуды относительных движений и их контрастности с юго-востока на северо-запад, в этом же направлении возрастает мощность морских осадков палеогена и, вероятно, несколько расширяется их стратиграфический диапазон. Наибольшие мощности кайнозойских пород отмечены в Жаугашской (1300 м), Арысской, Келесской (1200 м) и Ергашкудукской (1100 м) впадинах. Бердинская и особенно Урмекумская впадины выражены нечетко.

Необходимо отметить, что пришедшее на смену общим эпейрогеническим прогибаниям палеогена усиление дифференциальных движений в олигоцене не сопровождалось структурной перестройкой. Продолжался рост поднятий и прогибание впадин по ранее намеченному плану. Преимущественно глинистый монотонный состав осадков олигоцен-миоцена свидетельствует о медленном росте денудированных поднятий и постоянной компенсации прогибания осадконакоплением. Быстрый рост поднятий, обусловивший возрастание роли крупнозернистых пород вплоть до конгломератов вверх по разрезу неогена, отмечается лишь восточнее меридиана Ташкента. Впадины Среднесырдарьинской депрессии в неогене испытывали абсолютное опускание, и в пределах северной группы впадин вплоть до четвертичного времени сохранялись реликтовые водные бассейны.

Схема мощностей мезозойских отложений принципиально правильно отображает местоположение зон поднятий и прогибаний в мезозое, хотя мощности мезозоя на ряде участков были несколько большими.

Установлено для ряда районов, например для поднятия Приташкентских Чули, что мощность эродированных пород мела была невелика.

Значительные мощности мезозоя, по-видимому, были размыты в маастрихте и низах палеогена в районе Балапанской седловины, на стыке Аральской и Среднедарьинской депрессий, где по данным М. Е. Воскобойникова (1957), располагается крупная погребенная вытянутая широтно антиклиналь, в ядре которой непосредственно под палеогеном залегают отложения альба. Возможно, что зона эрозий меловых отложений, остающаяся неоконтуренной на востоке, продолжается в пределы Урмекумской впадины. Максимальное искажение мощностей мезозоя, вызванное неучтенным при построении (рис. 3) размывом меловых пород Балапанской седловины (и возможно Урмекумской впадины), составляет 300—500 м.

В течение мезозоя к Каратауской зоне поднятий примыкал район восточной части Жаугашской впадины. Принимая условно за границу области погружений изопохиту 1200 м, можно видеть, что северо-восточная граница Нуратау-Центрально-Кызылкумских поднятий протягивалась почти линейно в северо-западном направлении от Чардаринского поднятия к Балапанской седловине. Зона поднятий охватывала также Ергашкудукскую и западную часть Преднуратауской впадины. Эти структуры лишь намечались небольшим относительным прогибанием.

В то же время Карактауский вал входил в обширную зону мезозойских прогибаний, протягивающуюся от Урмекумской до Келеской впадины и соединяющуюся через район Балапанской седловины и Восточно-Аральскую впадину с Аральской депрессией. В эту обширную зону прогибаний с запада проникали мезозойские морские трансгрессии. При этом наметившиеся еще в мезозое Балтакольско-Босагинский вал, Карактауский вал и поднятие Приташкентские Чули затронули морские трансгрессии в юго-восточные впадины. Однако небольшая общая высота поднятий и наличие в зонах погружения их осей значительных седловин, по-видимому, не могли обусловить изоляцию Бердинской, Арысской и даже Келесской впадин от наиболее интенсивных морских трансгрессий мезозоя, таких, как альбская и верхнемеловые трансгрессии.

Судя по хорошо изученным разрезам верхнего мела на правобережье р. Сыр-Дарьи и в Приаралье, мощность верхнемеловых отложений колеблется от 800—900 м на юго-востоке до 400—500 м на северо-западе. Легко подсчитать, что мощность нижнемеловых и более древних отложений мезозоя на всем протяжении от Арысской впадины до Балапанской седловины (и далее до Аральского моря) составляет 600—1200 м. Здесь на обширной территории находился бассейн нижнемеловой седиментации, в котором наряду с континентальными накапливались и морские отложения. Геофизические характеристики этого разреза с несомненностью свидетельствуют о преимущественно терригенном его составе, полном отсутствии или незначительной мощности карбонатно-хемогенных свит. В указанном бассейне, несомненно, накапливались также юрские отложения, верхняя часть разреза которых, представленная тонкозернистыми синевато-серыми хорошо отсортированными песчаниками и алевролитами, вскрыта при бурении на Карактауском валу.

Необходимо отметить, что подсчет объемов накопившихся в мезозое пород (свыше 130 тыс. км³, только в Среднесырдарьинской депрессии) в сопоставлении с объемом кайнозойских отложений свидетель-

ствует, что интенсивность тектонических движений в юре и мелу была значительно большей, чем в кайнозое. Об этом же свидетельствует значительно большая грубозернистость, песчанистость мезозойских осадков по сравнению с кайнозойскими.

В свете изложенных данных становится очевидным, что перспективы нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Южного Казахстана в первую очередь необходимо связывать с обширной областью длительных устойчивых мезозойских прогибаний, прослеживающейся от Восточно-Аральской до Арысской впадины. Накопление здесь в субаквальной обстановке песчано-глинистых осадков большой мощности, среди которых имеются как горизонты с хорошими коллекторскими свойствами, так и совершенные покрывки, а также существование многочисленных структурных ловушек сводового типа и ловушек типа выклинивания вблизи окраинных флексурно-разрывных зон,— все это создает благоприятные предпосылки для формирования месторождений нефти и газа.

Необходимо отметить, что наблюдается большое разнообразие морфогенетических типов локальных структур (Кунин, Вейцман, 1963), среди которых отмечаются как унаследованно развивавшиеся по неизменному плану, так и испытавшие значительную перестройку в процессе роста.

Установленное присутствие в разрезе погруженных зон морских осадков альба, являющихся, по А. Г. Бабаеву, основной нефтепроизводящей свитой в соседнем Бухаро-Хивинском газонефтеносном бассейне, а также наличие других субаквальных отложений во всех интервалах известного разреза, начиная с верхней юры, позволяет положительно оценивать перспективы района. Отмеченная М. К. Калинко (1963) закономерная приуроченность на молодых платформах месторождений нефти и газа к наиболее древним пачкам осадочного покрова определяют необходимость первоочередного изучения наиболее погруженных зон.

С учетом приведенных соображений представляются малоперспективными и бесперспективными мезокайнозойские отложения Джусалинско-Жумартского и Центрально-Кызылкумского сводов, Чу-Сарысуйской депрессии, прилегающих к хребту участков Каратауского склона, восточной части Арысской и Келесской впадин, большая часть поднятия Приташкентские Чули, Чардаринского и Кызыл-Испанского поднятий и Нуратауского склона, где резко сокращен разрез мезозоя за счет выклинивания доверхнемеловых отложений.

В пределах наиболее погруженных зон необходимо в первую очередь развратить бурение скважин по региональным сейсмическим профилям с целью изучения состава разреза мезозойских отложений, их геофизических параметров, и предварительной оценки относительных перспектив отдельных впадин.

ВЫВОДЫ

1. В течение мезозоя и кайнозоя тектонические структуры первого порядка развивались по неизменному плану. Наметившаяся в мезозое дифференциация движений усиливается в кайнозое на юго-востоке и затухает на северо-западе.

2. Среди структур второго порядка, кроме устойчиво развивающихся по унаследованному плану, имеются отдельные развивавшиеся преимущественно в мезозое (Бердинская, Урмекумская впадины) и в кайнозое (Жаугашская и Ергашкудукская впадины, Карактауский вал, Кызыл-Испанское поднятие). Однако для всех структур второго порядка характерно сохранение знака относительных движений на протяжении всей платформенной истории.

3. Структуры второго порядка изометричны или вытянуты в субширотном или северо-восточном направлении. Намеченная И. М. Мелькановицким (1962) протяженная зона поднятий северо-западного простирания по оси Среднесырдарьинской депрессии не подтверждается проведенными геофизическими работами.

4. В качестве наиболее перспективных для поисков нефти и газа выделяется Восточно-Аральская, Урмекумская, Жаугашская, Бердинская и Арысская впадины, которые вместе с разделяющими их седловинами и относительными поднятиями характеризовались устойчивым и наиболее интенсивным мезозойским прогибанием. Мощность юрских и нижнемеловых толщ в них достигает 1200 м.

Литература

- А в р о в В. Я., Б л и н н и к о в И. А. и др. Схематическая карта прогноза нефтегазоносности недр СССР. Геол. нефти и газа, № 6, 1963.
- А к р а м х о д ж а е в А. М., Ф е д о т о в Ю. А. и др. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1962.
- Б у в а л к и н А. К. К вопросу о тектонических движениях мезозойского Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 3, 1960.
- В о с к о б о й н и к о в М. Е. О времени установления платформенного режима в Восточном Приаралье. Докл. АН СССР, т. 113, № 1, 1957.
- Г а л и ц к и й В. В. Геоморфология и четвертичные движения Каратау. Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., № 2, 1943.
- Г а р е ц к и й Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 60, Изд-во АН СССР, 1962.
- Г а р е ц к и й Р. Г. и Ш р а й б м а н В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 44, Изд-во АН СССР, 1960.
- Д и к е н ш т е й н Г. Х. Основные результаты комплексных региональных работ по Средней Азии и Юго-Восточному Казахстану. Сов. геология, № 2, 1963.
- Д и к е н ш т е й н Г. Х. и др. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Гостоптехиздат, 1963.
- З а г о р у й к о В. А. Фациальные особенности меловых отложений юго-восточного Приаралья. Геол. нефти и газа, № 7, 1963.
- К а л и н к о М. К. Основные итоги и направления нефтепоисковых работ в мире. Сов. геология, № 7, 1963.
- К у н и н Н. Я. Анализ распределения мощностей мезозоя и кайнозоя в Среднесырдарьинской депрессии на основе геофизических данных. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 4, 1962.
- К у н и н Н. Я. Новые данные о тектонике юго-западной части Чу-Сарысуьской депрессии. Сб. «Нефтегаз, геология и геофизика», № 8, 1963.
- К у н и н Н. Я., В е й ц м а н Б. А. Локальные структуры района низовьев реки Арысь и перспективы их нефтегазоносности. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 6, 1963.
- М е л ь к а н о в и ц к и й И. М. Глубинное геологическое строение Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований. Сов. геология, № 2, 1962.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- П я н о в с к а я И. А. К истории геологического развития Кызылкумов в меловом и палеогеновом периодах. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, Госгеолиздат, 1962.
- П я т к о в К. К., Б у х а р и н А. К. Тектоническое строение территории Кызылкумов. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, Госгеолиздат, 1962.
- С и к с т е л ь Т. А. Очерк палеогеографии Средней Азии в триасовом периоде. Уч. зап. Среднеаз. ин-т геол. и минер. сырья, вып. 1, Ташкент, 1959.

Турланская геофизическая
экспедиция
Чимкент

Статья поступила
24 декабря 1964 г.

УДК 551.24(235.221)

Н. И. ФИЛАТОВА, В. А. БУШ

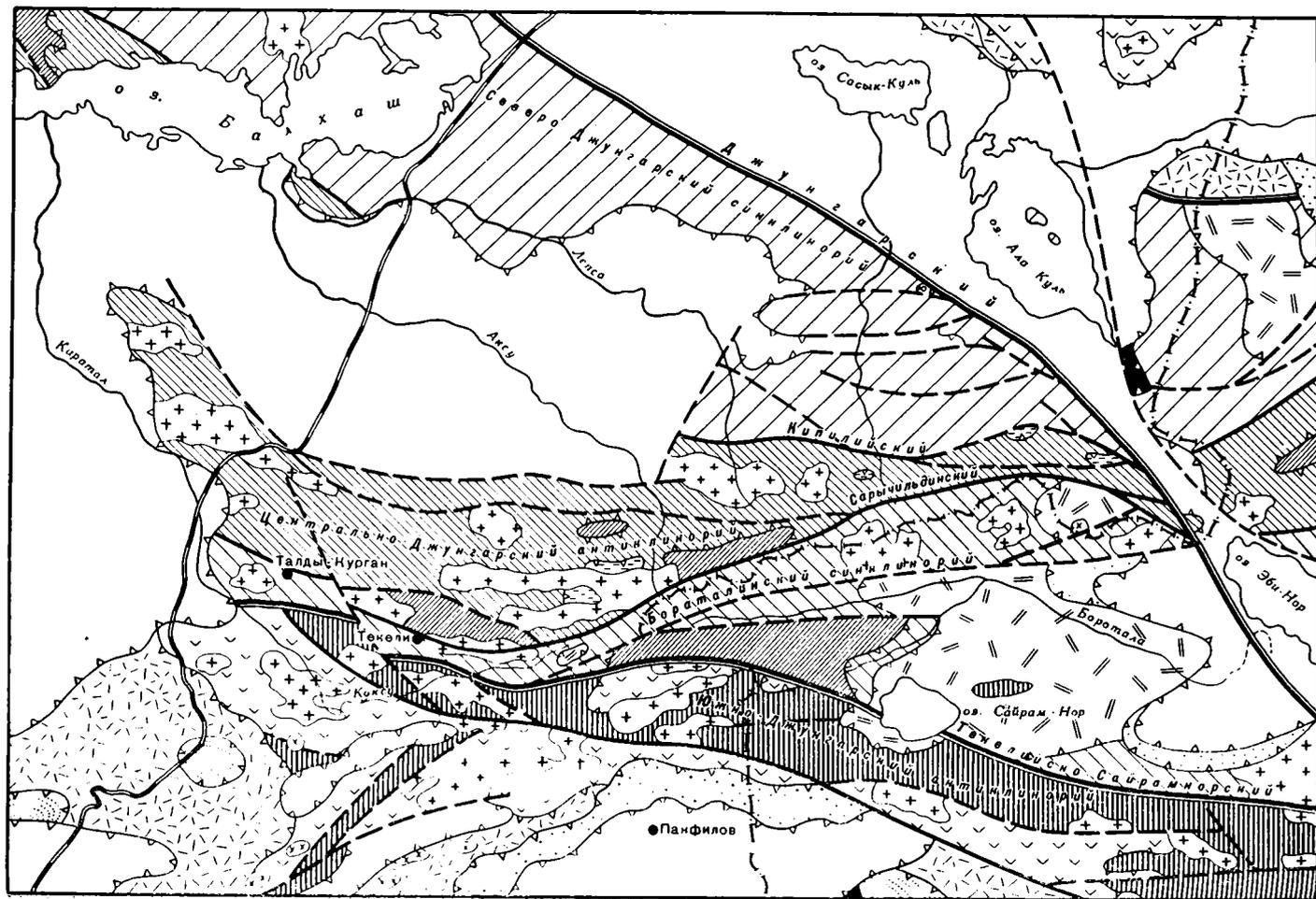
**ГЕРЦИНСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ
ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ**

В статье рассматриваются формационные ряды и тектоническая структура герцинских антиклинорий и синклинорий, расположенных в пределах Джунгарского Алатау; авторы приходят к выводу о длительном и унаследованном развитии этих антиклинорий и синклинорий в течение всего геосинклинального этапа.

Джунгарский Алатау является самым северным хребтом в гигантской системе хребтов Тянь-Шаня. Общий характер его палеозойской структуры описан Н. А. Афоничевым (1960). Здесь в субширотном направлении протягиваются три крупные герцинские структуры, относящиеся к Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе: Бороталинский и Северо-Джунгарский синклинорий и разделяющий их Центрально-Джунгарский антиклинорий. Краевой структурой герцинской геосинклинальной системы является Бороталинский синклинорий, граничащий по Текелийско-Сайрамнорскому разлому с зоной каледонской консолидации (с так называемым Южно-Джунгарским антиклинорием). Бороталинский синклинорий резко асимметричен — южное крыло его не развито и ядро прижато к Текелийско-Сайрамнорскому разлому. Расположенный севернее Центрально-Джунгарский антиклинорий также является асимметричной структурой — наиболее полно развито его северное крыло и центральная часть, которая на юге по Сарычильдинскому разлому граничит с Бороталинским синклинорием. Самая северная из рассматриваемых здесь структур — Северо-Джунгарский синклинорий отделен от Центрально-Джунгарского антиклинория Кипилийским разломом, а с севера и северо-востока ограничен глубинным Джунгарским разломом. В настоящей статье кратко рассматриваются новые данные по строению и истории развития этих структур, полученные в результате геологической съемки, проводившейся в 1955—1965 гг. коллективом экспедиции № 9 ВАГТ (Б. В. Алабужин, А. А. Алексеев, В. Г. Белокопытов, Ю. А. Борзаковский, В. А. Буш, Н. М. Давыдов, Е. В. Дараган, В. К. Дмитриева, Л. Г. Матвеев, Н. Ф. Савочкин, И. И. Сонин, А. Ф. Степаненко, Ю. А. Твердислов, Н. И. Филатова и др.).

Все три структуры различаются как формационными рядами (особенно верхней их частью), так и строением однотипных формаций.

В палеозойском формационном ряду рассматриваемых структур, согласно классификации М. В. Муратова (1963), можно выделить формации главного геосинклинального и орогенного комплексов. Первый из них, наряду с герцинскими, включает и каледонские формации, которые вскрываются на очень незначительных участках в центральной части Центрально-Джунгарского антиклинория. В связи с ограниченной площадью выходов нижнепалеозойских отложений (к тому же значительная часть их претерпела интенсивный контактовый метаморфизм) каледонские формации изучены слабо и не могут быть рассмотрены полно. Они представлены спилитовой и аспидной кембрийскими формациями



- 1 [Hatched pattern: vertical lines]
- 2 [Hatched pattern: inverted V shapes]
- 3 [Hatched pattern: X shapes]
- 4 [Hatched pattern: dotted]
- 5 [Hatched pattern: diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 6 [Hatched pattern: diagonal lines (top-right to bottom-left)]
- 7 [Hatched pattern: horizontal lines]
- 8 [Hatched pattern: diagonal lines (top-left to bottom-right) with a dashed line]
- 9 [Hatched pattern: diagonal lines (top-right to bottom-left) with a dashed line]
- 10 [Hatched pattern: diagonal lines (top-right to bottom-left) with a dashed line]
- 11 [Hatched pattern: dotted with small circles]
- 12 [Solid black box]
- 13 [Hatched pattern: plus signs]
- 14 [Hatched pattern: dotted]
- 15 [White box]
- 16 [Hatched pattern: horizontal lines with a dashed line]
- 17 [Hatched pattern: diagonal lines (top-right to bottom-left) with a dashed line]
- 18 [Hatched pattern: diagonal lines (top-right to bottom-left) with a dashed line]
- 19 [Hatched pattern: diagonal lines (top-right to bottom-left) with a dashed line]

общей мощностью около 4000 м, а также ордовикскими известняковой и вышележащей аспидной формациями мощностью соответственно 1700 и 1000 м.

Герцинский формационный ряд во всех трех структурах начинается граувакковой формацией (в Центрально-Джунгарском антиклинории с элементами флишеидной и спилито-кератофировой). Возраст ее верхне-лудловский — живетский, а в центральной части Центрально-Джунгарского антиклинория — ниже-среднедевонский.

В пределах Бороталинского синклинория нижняя часть граувакковой формации сложена хлорито-глинистыми и серицито-глинистыми сланцами с многочисленными прослоями конгломератов, галька которых представлена сланцами и кварцитами нижнего палеозоя. Мощность этой части формации, отвечающей верхнему лудлову, нижнему девону и эйфельскому ярусу, составляет 2500 м. Верхняя часть граувакковой формации в Бороталинском синклинории сложена часто переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими прослои конгломератов, аналогичных присутствующим в нижней части формации. Местами эта толща приобретает флишеподобный облик. В южной части синклинория, вблизи Текелийско-Сайрамнорского разлома, в верхах формации (живетский ярус) встречаются линзы липаритовых порфиров и их туфов мощностью до 450 м. Общая мощность граувакковой формации составляет 4500 м.

В центральной части Центрально-Джунгарского антиклинория граувакковая формация нижнего-среднего девона почти целиком сложена полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, в основании которых располагаются базальные конгломераты, несогласно налегающие на сложенно дислоцированные нижнепалеозойские породы и сплошной полосой окаймляющие выступы каледонского основания, выходящего в ядре антиклинория. Здесь же внутри граувакковой формации отмечается еще одно несогласие: живетские конгломераты и песчаники с угловым несогласием залегают на отложениях эйфельского яруса. На северном крыле Центрально-Джунгарского антиклинория это несогласие отсутствует. Нижняя часть граувакковой формации, имеющая здесь верхне-лудловский — эйфельский возраст, сложена монотонными серицито-глинисто-кремнистыми, хлорито-глинисто-кремнистыми сланцами, среди которых в отдельных местах появляются линзы биогермных известняков и пачки песчаников. Верхняя часть граувакковой формации (живетский ярус) на северном крыле Центрально-Джунгарского антиклинория сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами. В восточной части антиклинория в строении описываемой формации принимают участие немногочисленные покровы спилитов и туфов основного состава, а также единичные линзы кератофиров. Мощность граувакковой формации в Центрально-Джун-

Рис. 1. Тектоническая схема Джунгарского Алатау и прилегающих областей:

Область каледонской консолидации: 1 — Каледонский складчатый комплекс и каледонские интрузии. Орогенный складчатый комплекс; 2 — наложенные мульды с верхнедевонскими — нижнекаменноугольными порфировыми формациями; 3 — наложенные мульды с верхнекаменноугольными — нижнепермскими порфировыми и молассовыми формациями; 4 — наложенные мульды с верхнепермскими — нижнетриасовыми молассовыми формациями. Область герцинской консолидации. Главный геосинклинальный комплекс. Центрально-Джунгарский антиклинорий; 5 — сжатые линейные складки в нижнепалеозойских формациях; 6 — линейные складки в граувакковой верхне-лудловской — среднедевонской формации; 7 — наложенные мульды с нижнекаменноугольной сероцветной терригенной формацией. Бороталинский синклинорий; 8 — линейные и брахиоформные складки в граувакковой, яшмовой и известняковой верхне-лудловских — среднекаменноугольных формациях. Северо-Джунгарский синклинорий; 9 — линейные и брахиоформные складки в граувакковой, яшмовой и сероцветной терригенной верхне-лудловских — среднекаменноугольных формациях. Орогенный складчатый комплекс; 10 — наложенные мульды с порфировой верхнекаменноугольной — нижнепермской формацией; 11 — наложенные мульды с морской среднекаменноугольной — нижнепермской молассой; 12 — грабены с юрской угленосной молассой; 13 — верхнепалеозойские массивы гранитоидов; 14 — меловой — миоценовый платформенный комплекс; 15 — эпиплатформенные межгорные впадины с плиоценовыми — четвертичными молассами. Разрывные нарушения: 16 — глубинные, 17 — краевые, 18 — прочие, 19 — границы между структурными комплексами.

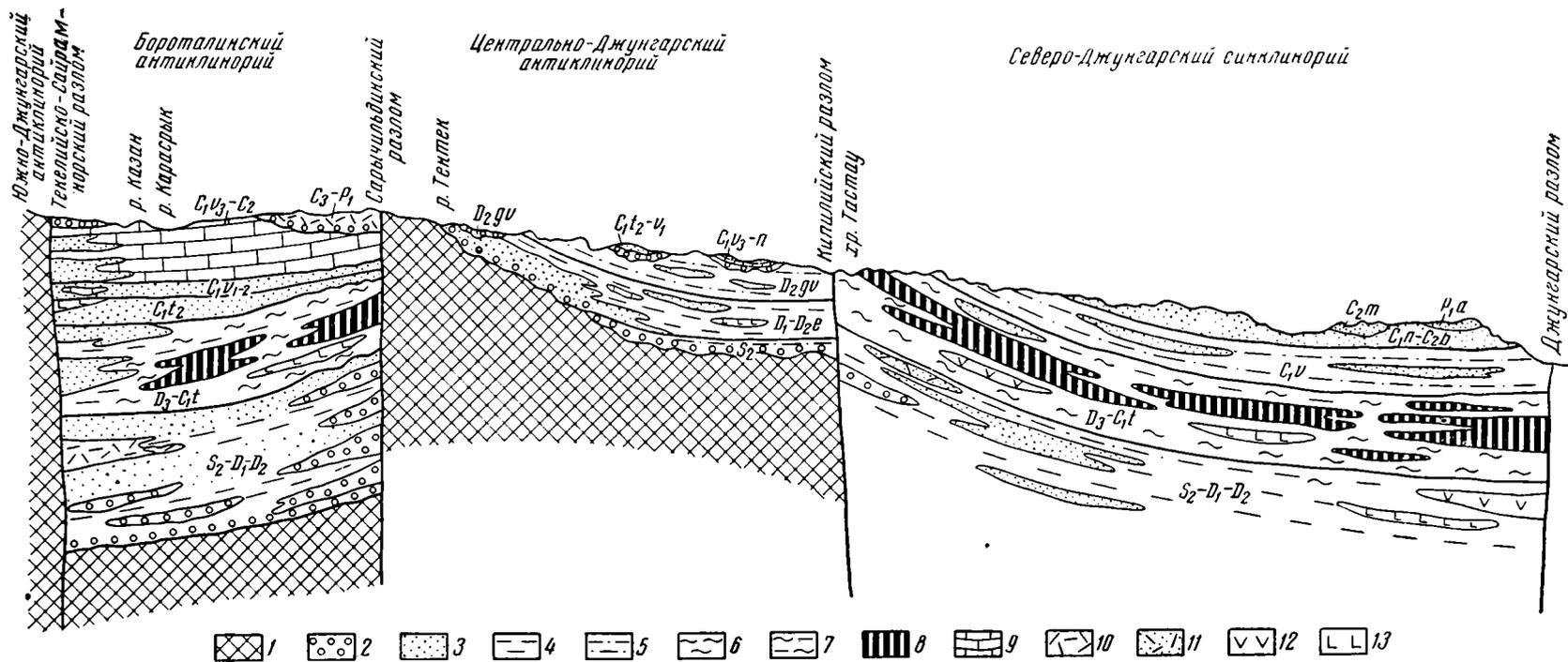


Рис. 2. Структурно-фациальный разрез через герцинские структуры хребта Джунгарского Алатау:

1 — нижнепалеозойские отложения; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, аргиллиты, сланцы; 5 — частое переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов, сланцев; 6 — кремнистые сланцы; 7 — переслаивающиеся кремнистые сланцы аргиллиты; 8 — яшмы; 9 — известняки; 10 — эффузивы кислого состава; 11 — туфы эффузивов кислого состава; 12 — андезитовые порфиры; 13 — спилиты и базальтовые порфиры

гарском антиклинории уменьшается от 2500—3000 м на северном его крыле до 500—800 м в центральной части. В ядре антиклинория накопление граувакковой формации вообще не происходило.

В Северо-Джунгарском синклинории базальные горизонты граувакковой формации, имеющие, по-видимому, верхнесилурийский возраст, не вскрыты. Наиболее древняя обнаженная часть ее представлена зеленовато-серыми серицито-глинисто-кремнистыми и хлорито-серицитовыми сланцами нижнего девона и эйфельского яруса. Верхняя часть граувакковой формации, относящаяся к живетскому ярусу, в пределах Северо-Джунгарского синклинория испытывает значительные изменения в направлении с юга на север. На южном крыле синклинория она представлена пепловыми туфами кислого и среднего состава с прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов, граничащими по Киплийскому разлому с одновозрастными песчаниками и алевролитами северного крыла Центрально-Джунгарского антиклинория. Севернее, у Джунгарского разлома, туфы сменяются кремнистыми сланцами с покровами андезитовых и базальтовых порфиров. В восточной части Северо-Джунгарского синклинория количество вулканогенного матернала в верхах граувакковой формации резко падает, и здесь получают развитие алевролиты, сланцы и песчаники, нередко ритмично переслаивающиеся. Мощность вскрытой части граувакковой формации в Северо-Джунгарском синклинории около 2000 м.

В Бороталинском и Северо-Джунгарском синклинориях граувакковая формация сменяется яшмовой, охватывающей в возрастном отношении верхний девон и турнейский ярус нижнего карбона.

В центральной части Бороталинского синклинория, у Текелийско-Сайрамнорского разлома, яшмовая формация постепенно сменяет граувакковую, а на северном его крыле она залегает на нижележащих породах с угловым несогласием. В восточной части Бороталинского синклинория яшмовая формация сложена зеленовато-серыми и табачно-зелеными глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами с пачками алевролитов; присутствуют прослои характерных зеленых и красных яшм, редко — покровы диабазовых порфиров и их туфов. Мощность яшмовой формации здесь 3000 м. В западной части Бороталинского синклинория яшмовая формация в литоральном направлении замещается граувакковой (мощностью 1500 м).

В Северо-Джунгарском синклинории яшмовая формация согласно залегает на граувакковой и сложена массивными, реже тонкослоистыми аргиллитами, с линзами базальтовых и андезитовых порфиров мощностью до 150 м и протяженностью до 2 км. Чрезвычайно характерными, особенно для средней части формации, являются пачки красных и зеленых яшм различных оттенков. Аллофильными членами этой формации являются прослои пепловых туфов кислого состава, отражающие интенсивный вулканизм северного обрамления Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Второстепенными членами яшмовой формации Северо-Джунгарского синклинория являются терригенные породы (песчаники, гравелиты) и известняки; количество прослоев этих пород так же, как и в Бороталинском синклинории, увеличивается в западном направлении. Мощность яшмовой формации в Северо-Джунгарском синклинории 3000—3200 м.

В Центрально-Джунгарском антиклинории возрастные аналоги яшмовой формации отсутствуют.

Строение верхней части формационного ряда, соответствующего главному геосинклинальному этапу развития в пределах трех рассматриваемых структур резко различно.

В Центрально-Джунгарском антиклинории этот комплекс заканчивается сероцветной морской терригенной формацией, охватывающей весь нижний карбон. Эта формация развита локально, в небольших на-

ложенных мульдах и представлена песчаниками (главный член), алевролитами, конгломератами и биогермными известняками. Мощность ее около 500 м.

В Бороталинском синклинории морская сероцветная терригенная формация имеет верхнетурнейский — средневизейский возраст. На северном крыле синклинория она несогласно залегает на яшмовой формации, а в центральной части сменяет ее постепенно. Главными членами морской терригенной формации являются серые полимиктовые песчаники, темно-серые алевролиты и аргиллиты, второстепенными — конгломераты и рифовые известняки. У Текелийско-Сайрамнорского разлома в терригенную формацию в качестве аллофильных членов вклиниваются андезитовые и базальтовые порфириды. Мощность описанной формации на северном крыле синклинория 500—600 м, в центральных его частях 1500—1600 м.

Формационный ряд главного геосинклинального комплекса в Бороталинском синклинории венчается формацией органогенно-обломочных известняков, охватывающей верхи визейского и намюрский ярусы, а также весь средний отдел каменноугольной системы. Полнее всего эта формация развита в центральной части синклинория на востоке, где она согласно залегает на терригенной сероцветной формации и сложена серыми органогенно-обломочными известняками с отдельными прослоями известковистых алевролитов и конгломератов. Мощность ее достигает 2200 м. На юге вблизи Текелийско-Сайрамнорского разлома, терригенные породы (сероцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты) занимают среди известняковой формации более значительное место (до 70% объема). На северном крыле Бороталинского синклинория мощность известняковой формации сокращается до 1500—1800 м, и она залегает на подстилающих ее породах сероцветной терригенной формации с угловым несогласием.

В Северо-Джунгарском синклинории выше яшмовой формации согласно располагается сероцветная морская терригенная формация, охватывающая визейский, намюрский и башкирский ярусы. Это чередующиеся пачки серых и темно-серых полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда ритмично чередующихся в нижней части формации. У границы с Центрально-Джунгарским антиклинорием, вблизи Кипилийского разлома, в средней части формации в качестве второстепенных членов присутствуют рифовые известняки и линзы конгломератов и косослоистых песчаников. В верхней части формации главным ее членом становятся средне- и грубозернистые полимиктовые песчаники, чаще всего массивные, но иногда и слоистые. Мощность терригенной формации в пределах Северо-Джунгарского синклинория около 2600 м.

Более молодые формации, развитые в пределах трех рассматриваемых структур, относятся к орогенному комплексу.

В Бороталинском синклинории этому комплексу отвечает континентальная красноцветная порфиристая формация мощностью около 1000 м, выполняющая наложенные мульды в наиболее прогнутой восточной части синклинория. Эта формация резко несогласно располагается на известняковой формации и охватывает верхний карбон и нижнюю пермь. Главными членами порфиристой формации являются липаритовые порфиры и их туфы, второстепенными — андезитовые порфириды, их пирокласты, а также туфопесчаники и конгломераты. Порфиристая формация сопровождается малыми субщелочными интрузиями, тяготеющими к крупным разломам.

В Центрально-Джунгарском антиклинории накопление осадочных формаций орогенного комплекса, очевидно, не происходило. Здесь развита верхнепалеозойская магматогенная формация гранитоидов, об-

разующих крупные куполовидные интрузии в центральной части антиклинория.

В Северо-Джунгарском синклинории к орогенному комплексу следует относить маломощную (370 м) морскую сероцветную молассу, состоящую из чередующихся осадочных брекчий и песчаников с линзами биогермных известняков, кремнистых и известковистых алевролитов и залегающую резко несогласно на подстилающих формациях. Эта формация разделена на две части — нижняя ее часть относится к московскому ярусу, а верхняя — к артинскому.

Протекавшие в течение герцинского тектонического этапа процессы прогибания земной коры, осадконакопления и складкообразования четко отразились в структуре Центрально-Джунгарского антиклинория, Бороталинского и Северо-Джунгарского синклинориев. Так, в наиболее прогнутой центральной части Бороталинского синклинория, вблизи Телкелийско-Сайрамнорского разлома, можно наблюдать единый герцинский геосинклинальный складчатый комплекс, для которого характерны линейные, реже брахиформные складки в породах девонской и каменноугольной систем. Несогласия здесь отсутствуют. В северном крыле Бороталинского синклинория в главном геосинклинальном складчатом комплексе можно выделить три структурных этажа: нижний (сжатые линейные складки в породах нижнего и среднего девона), средний (спокойные линейные, реже брахиформные складки в породах верхнего девона, турнейского и низов визейского яруса) и верхний (брахиформные складки, образованные породами верхневизейского, намюрского и среднекаменноугольного возраста). В восточной части северного крыла Бороталинского синклинория в основании верхнего турне прослеживается местное угловое несогласие, благодаря чему среднегерцинский структурный этаж расчленяется здесь на два подэтажа. Орогенный комплекс в Бороталинском синклинории представлен пологими брахискладками в породах верхнего карбона и нижней перми.

В Центрально-Джунгарском антиклинории герцинский геосинклинальный комплекс четко разделяется на два структурных этажа. Для нижнего из них характерны сжатые линейные складки в терригенных толщах верхнего подъяруса лудловского яруса, нижнего и среднего отделов девонской системы. Эти толщи резко несогласно налегают на ядро антиклинория — метаморфизованные и сложно дислоцированные породы каледонского складчатого основания. Верхний структурный этаж Центрально-Джунгарского антиклинория образован наложенными конседиментационными мульдами, которые сложены живетскими, франскими, верхнетурнейскими, средневизейскими и верхневизейскими-намюрскими породами. Характерно, что более древние мульды располагаются в центральных частях антиклинория, а более молодые — приурочены к его северному крылу и восточной части.

В Северо-Джунгарском синклинории, который подобно центральной части Бороталинского синклинория в течение герцинского геосинклинального этапа испытывал непрерывное погружение, главный геосинклинальный складчатый комплекс лишен несогласий и образован едиными складчатыми структурами в породах девонской системы, нижнего и части среднего отделов каменноугольной системы. Для Северо-Джунгарского синклинория характерно изменение (упрощение) морфологии складок снизу вверх по стратиграфическому разрезу. Так, в нижнедевонских и среднедевонских отложениях наблюдаются узкие линейные складки; в верхнедевонских и турнейских отложениях, наряду с более широкими линейными складками, развиты и брахиформные. Наконец, визейские, намюрские и башкирские отложения смяты в брахиформные складки, а линейные формы пользуются здесь незначительным распространением. Это явление, очевидно, следует связывать с постепенным, длительным развитием складкообразования в условиях непрерывного

погружения без каких-либо поднятий. В таких условиях, по мнению С. С. Шульца (1948), угловые несогласия не могут сформироваться. Орогенный складчатый комплекс в Северо-Джунгарском синклинории представлен наложенными брахиформными синклиналиями, образованными породами московского и артинского ярусов.

Следует отметить, что размещение полезных ископаемых Джунгарского Алатау находится в прямой зависимости от герцинских глубинных структур. Наиболее характерными металлическими полезными ископаемыми для Северо-Джунгарского синклинория являются золото и марганец, для Центрально-Джунгарского антиклинория — редкие металлы, для Бороталинского синклинория — свинец, цинк и редкие металлы.

Как уже было отмечено выше, разрывные структуры на рассматриваемой территории представлены Текелийско-Сайрамнорским и Джунгарским глубинными, Сарычильдинским и Капилийским краевыми разломами. Текелийско-Сайрамнорский глубинный разлом разделяет с одной стороны область каледонской консолидации Северного Тянь-Шаня, Илийской впадины и южных частей Джунгарского Алатау и с другой стороны — герцинскую Джунгаро-Балхашскую геосинклинальную систему (Афоничев 1960; Буш, 1962). В современной структуре этому разлому соответствует гигантский, почти вертикальный сброс, протягивающийся на несколько сот километров. Простираение разлома в пределах Джунгарского Алатау субширотное, с плавным изгибом к югу. На востоке, у оз. Сайрамнор, этот разлом поворачивает к юго-востоку и уходит в хребет Боро-Хоро. Основной ствол разлома наклонен то к северу, то к югу под углом $70\text{--}85^\circ$ и выражен полосой милонитов или брекчированных пород шириной до 150 м. Местами от него ответвляются оперяющие разломы, образующие крупные тектонические линзы размером до 15×2 км. В северном опущенном крыле разлома развиты девонские и нижнекаменноугольные толщи Бороталинского синклинория, в южном поднятом крыле — ордовичские образования Южно-Джунгарского антиклинория. Суммарная амплитуда смещения по разлому около 6000—7000 м. Текелийско-Сайрамнорский разлом в девонскую и каменноугольную эпоху ограничивал с севера область размыва; диктовал расположение центров силурийского, живетского, франского, намюрского и среднекаменноугольного вулканизма; предопределил размещение в зоне своего сместителя крупных трещинных интрузий среднегерцинских гранитоидов. Наконец, он является границей между областями герцинской и каледонской консолидации. Все эти черты свидетельствуют о глубинном заложении и длительном развитии Текелийско-Сайрамнорского разлома.

Джунгарский разлом — это крупный разрыв северо-западного простираения, тянущийся на 500 км от о. Эби-Нор в Китае до оз. Балхаш, пересекающий под углом структуры Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной системы и разделяющий горную систему Джунгарского Алатау от Алакульской межгорной впадины. Плоскость сместителя наклонена на юго-запад под углом около 70° . Палеозойские разрывы в зоне Джунгарского разлома группируются в полосы шириной 5—7 км. По данным В. К. Дмитриевой, они представлены серией кулисообразно расположенных вертикальных правобоковых сбросо-сдвигов северо-западного простираения и сопряженных с ними крупных ($30\text{--}60^\circ$) надвигов, ориентированных поперечно или диагонально к сбросо-сдвигам. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений по Джунгарскому разлому в кайнозойский, мезозойский и палеозойский этапы составляет 3000—4000 м. Амплитуда горизонтальных перемещений в зоне Джунгарского разлома не превышает, по-видимому, 6000—8000 м.

Относительно времени заложения Джунгарского разлома единого мнения не существует, что объясняется недостатком фактического мате-

риала по палеозойской истории развития этого разрывного нарушения. Однако можно утверждать, что в верхнем палеозое этот разлом уже существовал, контролируя распределение морских и континентальных фаций в отложениях московского и артинского ярусов. В конце пермской эпохи по Джунгарскому разлому произошло внедрение многочисленных мелких интрузий ультраосновного состава, прорвавших отложения артинского яруса.

Кипилийский и Сарычильдинский разломы ограничивают соответственно с севера и с юга Центрально-Джунгарский антиклинорий, в связи с чем они названы краевыми (Афоничев, 1960). Кипилийский разлом тянется на 150 км и имеет запад-северо-западное простирание¹. Он состоит из системы сопряженных сбросов, имеющих вертикальные сместители, маркированные зонами брекчированных и обохренных пород мощностью до 50 м. Нижнедевонские и среднедевонские отложения Центрально-Джунгарского антиклинория разлом приводит в соприкосновение с образованиями верхнего девона и живетского яруса Северо-Джунгарского синклинория; на некоторых отрезках этот разлом проходит внутри разновозрастных толщ. Амплитуда разлома колеблется от 400—700 м до 1500—2000 м. Местами граница между Центрально-Джунгарским антиклинорием и Северо-Джунгарским синклинорием вообще не может быть связана с каким-либо разломом и представляется совершенно постепенной. Кипилийский разлом является границей различных фаций живетского яруса, а также северной границей суши в верхнедевонскую эпоху.

Сарычильдинский разлом имеет восток-северо-восточное простирание и протяженность около 250 км. На поверхности он выражен взбросом, круто (75—85°) наклоненным к северу, сопровождающимся системой пересекающихся под острыми углами сближенных трещин. На западе по Сарычильдинскому разлому породы верхнего девона—турнейского яруса Бороталинского синклинория контактируют с нижне- и среднедевонскими породами или каледонским основанием Центрально-Джунгарского антиклинория. Амплитуда разлома здесь около 3000—5000 м. Поверхность сместителя местами использована для внедрения среднегерцинскими гранитами Центрально-Джунгарского массива. На востоке Сарычильдинский разлом расщепляется на две ветви. Северная его ветвь (собственно Сарычильдинский разлом) разделяет нижне- и среднедевонские отложения Центрально-Джунгарского антиклинория и верхнедевонские — нижнекаменноугольные толщи Бороталинского синклинория. Южная ветвь Сарычильдинского разлома (Дурноречинский разлом, совпадающий с Чулакской ветвью Сандыктас-Чулакского разлома Н. А. Афоничева) проходит внутри Бороталинского синклинория. Суммарная амплитуда перемещения по обеим ветвям разлома достигает 4000—5000 м. Сарычильдинский разлом в верхнедевонскую эпоху ограничивал с юга область размыва, а также контролировал размещение среднегерцинских и позднегерцинских интрузий.

Анализ формаций, слагающих герцинский геосинклинальный комплекс, в сочетании с анализом структуры и мощностей позволяет установить, что Центрально-Джунгарский антиклинорий, Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинории имеют длительную историю своего становления и развивались унаследованно с каледонского этапа. Длительно развивались и ограничивающие их разрывные нарушения.

История каледонского этапа развития области Джунгарского Алатау может быть восстановлена лишь в весьма схематичном виде.

¹ Н. А. Афоничев считает северным ограничением Центрально-Джунгарского антиклинория Сандыктас-Чулакский разлом, лишь на западе совпадающий с Кипилийским. Однако данные последних лет говорят о том, что Сандыктас-Чулакский разлом на востоке диагонален по отношению к структурам Центрально-Джунгарского антиклинория и Бороталинского синклинория.

Можно утверждать, что в нижнем палеозое в обширном геосинклинальном прогибе шло накопление формаций ранней стадии (в понимании М. В. Муратова (1963)) геосинклинального развития. Геосинклинальные формации более поздних стадий здесь не накапливались, и весь каледонский этап в целом явился незавершенным. В результате каледонской складчатости, проявившейся в конце ордовика, был сформирован Южно-Джунгарский антиклинорий, составляющий единое целое с каледонскими структурами Северного Тянь-Шаня. Расположенная севернее герцинская геосинклинальная область к началу герцинского этапа была в значительной степени дифференцирована. На месте современной водораздельной цепи Джунгарского Алатау располагалась Центрально-Джунгарская геоантиклиналь, выраженная островами — выходами каледонского сложно дислоцированного основания. Эти острова в начале среднего палеозоя подвергались интенсивному размыву, поставляя грубообломочный материал в соседние геосинклинальные прогибы — Северо-Джунгарский и Бороталинский. Таким образом, герцинский этап развития территории начался с накопления формации зрелой стадии геосинклинального этапа — граувакковой.

В конце эйфельского века центральная часть Центрально-Джунгарской геоантиклинали испытала поднятие, в результате здесь наблюдается предживетское несогласие. В остальной части рассматриваемой области (в Бороталинском и Северо-Джунгарском геосинклинальном прогибах) шло непрерывное осадконакопление.

Раннегерцинская складчатость в рассматриваемом районе отмечается в конце среднедевонской эпохи. Наиболее интенсивные движения охватили Центрально-Джунгарскую геоантиклиналь. В результате поднятий почти вся Центрально-Джунгарская геоантиклиналь в верхнем девоне представляла собой сушу. В начале верхнедевонской эпохи произошли подвижки по Сарычильдинскому разлому, в результате которых южная часть Центрально-Джунгарской геоантиклинали была опущена и причленена к Бороталинскому прогибу.

В верхнедевонскую эпоху в продолжавших испытывать опускание Бороталинском и Северо-Джунгарском прогибах накапливалась яшмовая формация. Источником кремнезема, очевидно, служил подводный вулканизм. В западных, наиболее поднятых частях обоих прогибов отлагались терригенные осадки.

В нижнекаменноугольную эпоху в пределах Центрально-Джунгарской геоантиклинали в отдельных изолированных мульдах происходило накопление сероцветной терригенной формации. Формирование этих отложений протекало при постепенно усиливавшихся складкообразовательных движениях. Аналогичный режим осадконакопления существовал в нижнекаменноугольную эпоху и в северной части Бороталинского прогиба. В середине турнейского и визейского веков эта часть Бороталинского прогиба испытала воздымание и складчатость с последующим опусканием и накоплением сероцветной терригенной и карбонатной формаций. Таким образом, северная краевая часть Бороталинского прогиба, возникшая в доверхнедевонское время в результате погружения блока Центрально-Джунгарской геоантиклинали, в девонскую и нижнекаменноугольную эпохи характеризовалась прерывистым режимом развития. Здесь много перерывов и несогласий, накапливаются толщи меньших мощностей. В центральной части Бороталинского прогиба осадконакопление происходило непрерывно; наиболее погруженной являлась восточная часть прогиба.

Северо-Джунгарский прогиб в нижнекаменноугольную эпоху характеризуется постепенным обмелением и ростом островов. В этих условиях происходило накопление сероцветной терригенной формации.

В конце среднекаменноугольной эпохи осадконакопление повсемест-

но прекратилось. Все три структуры были охвачены интенсивной складчатостью и общим поднятием, которое произошло одновременно на всей территории: в Северо-Джунгарском синклинории в конце башкирского века, а в Бороталинском синклинории — на рубеже среднекаменноугольной и верхнекаменноугольной эпох. Эта складчатость привела к окончательному оформлению структур геосинклинального складчатого комплекса.

В орогенный этап развития Центрально-Джунгарский антиклинорий оставался областью размыва.

В Бороталинском синклинории в этот этап по расколам изливались лавы кислого и среднего состава, а также формировались субвулканические тела. В пределы Северо-Джунгарского синклинория, вдоль зоны Джунгарского разлома, в течение верхнего палеозоя дважды (в московском и артинском веках) из прилегающих областей Китая проникали морские трансгрессии. В конце нижнепермской эпохи почти повсеместно отмечаются слабые складкообразовательные движения, соответствующие позднегерцинской складчатости и сформировавшие структуру орогенного складчатого комплекса.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что все три кратко описанные структуры обладают длительным унаследованным развитием; принципиальной их перестройки (инверсии) в течение всего геосинклинального этапа не происходило. Современное тектоническое строение этих структур обусловлено историей их геологического развития в герцинском геосинклинальном этапе: зоны длительных опусканий обладают синклинальным строением (синклинории); в зоне прерывистых опусканий и длительных поднятий часто проявляются складкообразовательные движения, и в конце своего развития она превращается в антиклинорий. Более того, отмеченная выше асимметрия этих структур возникла не в результате одноактного процесса совместно с завершающей складчатостью или после нее, а также формировалась длительно.

Именно конкретные тектонические структуры, наблюдаемые ныне в геосинклинальном складчатом комплексе южной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, и определяют собой размещение формаций, складкообразовательных движений (несогласий) и важнейших проявлений магматизма и металлогении. Такая унаследованность геологического развития крупных структур делает в данном случае совершенно излишним термин «структурно-формационная» или «структурно-фациальная зона» (Афоничев, 1960; Войтович, 1963), не несущий в себе никакого конкретного структурного содержания. Следует полагать, что выделение «структурно-фациальных зон» может быть оправдано лишь на первых этапах изучения геосинклинальных областей; при накоплении материала о строении формаций и структуре складчатых комплексов необходимо переходить к выделению конкретных структурных единиц — геантиклиналей (антиклинориев) и геосинклиналей (синклинориев).

Причиной образования описанных выше тектонических элементов могут быть лишь вертикальные движения, связанные с перестройкой структуры земной коры и верхней мантии на достаточно обширных участках. Такая перестройка влечет за собой появление тех или иных магматических расплавов и локально распространенных тангенциальных напряжений в земной коре, приводящих к поверхностному складкообразованию. Наиболее активными в тектоническом отношении являются зоны поднятий — антиклинории; именно там внедряются в земную кору массы гранитоидов и отсюда распространяются складкообразовательные движения, захватывающие крылья прилегающих синклинориев. Общее складкообразование происходит лишь в момент общей инверсии всей геосинклинальной области. Таким образом, глубинные процессы, характер которых нам пока неясен, захватывают обширные сегменты верхней

мантии и земной коры и приводят к дифференциации земной коры на зоны поднятий и опусканий. Как следствие дифференцированных движений, по границам зон поднятий и опусканий закладываются классические глубинные разломы или же крупные разломы, развивающиеся длительно, параллельно с осадконакоплением, но обладающие меньшей глубиной заложения (краевые разломы).

Литература

- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. Сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Изд-во АН Казахской ССР, Алма-Ата, 1960.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIV, в. 1, 1959.
- Буш В. А. О положении северной границы каледонид в Юго-Восточном Казахстане. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 3, 1962.
- Войтович В. С. История развития Джунгарского глубинного разлома. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хайн В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1960.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.

Всесоюзный аэрогеологический
трест
Госгеолкома СССР
Москва

Статья поступила
13 февраля 1965 г.

УДК 551.24+551.22(234.91)

М. Л. СОМИН

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА
И ТЕКТОНИКИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЯДРА ГЛАВНОГО
ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

В статье рассматривается связь наиболее распространенных герцинских гранитоидных комплексов со структурой кристаллического ядра Главного Кавказского хребта, составом слагающих его древних толщ и тектонической историей района. Показывается вероятность образования части гранитоидов на месте.

Кристаллическое основание, или ядро, Главного Кавказского хребта сложено в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенными отложениями рифея (?) — среднего палеозоя (до нижнего карбона включительно) и палеозойскими и более древними глубинными магматическими образованиями.

В альпийской структуре Главного хребта его кристаллическое ядро вскрыто в поднятиях различной величины и конфигурации. Поднятия в свою очередь разделены на блоки системой разломов глубокого и глубинного заложения. Крупнейшими поднятиями являются Чугушское, Софийское, Тебердинское, Балкаро-Дигорское, Шхарское и Адайхохское (рис. 1). Меньшие размеры имеют Атамажинская и Пшекишская горст-антиклинали, в которых также выступают породы доверхнепалеозойского возраста.

Строение кристаллического ядра Главного Кавказского хребта изучено еще недостаточно. Это связано как с труднодоступностью этой области, так и с большой сложностью проблем, которые встают здесь перед исследователями. В обширной литературе по геологии Большого Кавказа имеется лишь несколько работ, обобщающих данные по структуре, магматизму и истории формирования кристаллического ядра Главного хребта в целом (Кузнецов, 1951; Афанасьев, 1950, 1958; Ажгирей, 1962 и др.; Милановский, Хаин, 1963; Кизевальтер, 1964) или отдельных крупных его частей (Демин, 1962; Самохин, 1963). Но и в этих работах вопрос о связи глубинных магматических комплексов с особенностями строения и развития кристаллического ядра занимает довольно скромное место.

Полученные в последние годы кавказскими геологами, в том числе и автором, новые данные о строении домезозойского основания Главного хребта позволяют выявить некоторые особенности в пространственном размещении и структурном положении палеозойских гранитоидов. Объяснение этих особенностей является необходимым шагом при разработке указанного вопроса в целом. Одним из основных условий, необходимых для правильного подхода к его решению, естественно, является наличие достаточно определенных данных о составе и стратиграфической последовательности толщ, слагающих кристаллическое ядро, и о структуре последнего.

Древнейшие толщи Главного Кавказского хребта выступают в его водораздельной части, на юго-западной окраине кристаллического ядра, соприкасающейся непосредственно с юрскими отложениями зоны Южного склона. Здесь в истоках рек Гвандра, Теберда, Пшиш и Чхалта, слагающая часть Софийского поднятия, обнажается характерная и очень мощная серия метаморфических пород, которую автор предлагает назвать буульгенской (от горы Буульген, на склонах которой наблюдаются наиболее полные разрезы серии). Менее значительный выход пород буульгенской серии наблюдается в бассейне р. Чессу (приток р. Белая), где названная серия слагает часть Чугушского поднятия. Изучение серии в отдельных ее частях проводили И. И. Бессонов (1938), И. Я. Баранов и Ю. П. Масуренков (1956), А. А. Самохин (1963), Г. И. Баранов, М. Х. Срабонян, Е. А. Снежко, М. Л. Сомин.

Буульгенская серия сложена в основном биотитовыми парагнейсами, разнообразными амфиболитами, кварцево-биотитовыми, биотито-кварцитовыми сланцами. Эти породы образуют пачки и толщи, отличающиеся мощностью чередующихся пластов и преобладанием того или иного типа пород. При этом в нижней части разреза (гвандринская свита) амфиболиты имеют сравнительно незначительное распространение. Преобладают биотитовые сланцы и биотитовые парагнейсы. Отмечаются пачки лейкократовых, вероятно, аповулканогенных гнейсов. В средней части серии (клычская свита) роль амфиболитов резко возрастает. Они господствуют в большей нижней части названной свиты, а выше переслаиваются с кварцево-биотитовыми сланцами и биотитовыми парагнейсами. Верхняя часть серии, по данным Е. А. Снежко и М. Х. Срабоняна, сложена чередующимися пластами амфиболитов и биотитовых парагнейсов. Изредка встречаются биотитово-роговообманковые гнейсы. Разрез буульгенской серии венчается толщей амфиболитов, мощность которой по р. Чессу 1000 м (данные Г. И. Баранова), а по рекам Кизгыч и Домбай-Ульген — 200—300 м. Видимая мощность буульгенской серии не менее 5000—5500 м.

Относительно происхождения наиболее широко распространенных пород буульгенской серии — биотитовых парагнейсов, биотитовых сланцев и амфиболитов можно сказать следующее. Первые два типа пород образовались при метаморфизме псаммитовых и в меньшей мере пелитовых отложений. Происхождение амфиболитов установить трудно, часть из них (меньшая), возможно, является продуктом метаморфизма силлов или эффузивов основного состава. Но основная часть амфиболитов, характеризующихся полосчатой текстурой и совершенной сланцеватостью, скорее всего связана в своем происхождении с осадочными породами.

Следующим членом разреза кристаллического ядра является макерская¹ серия. Согласно залегание этой серии на буульгенской наблюдается в верховьях рек Пшиш и Кизгыч (Самохин, 1963) на водоразделе рек Домбай-ульген и Гоначхир, а также, судя по данным Г. И. Баранова, в бассейне р. Чессу. Наиболее западные выходы макерской серии наблюдаются в Чугушском поднятии. Восточнее, уже в пределах Софийского поднятия, она занимает значительную площадь, прослеживаясь почти непрерывной широкой полосой от правых притоков р. Киша до верховьев рр. Б. Лаба и Пшиш. Изолированные выходы макерской серии обнажаются по левобережью р. Алибек, на водоразделе рек Домбай-ульген и Гоначхир. Проведенные автором наблюдения и литературные данные показывают, что не менее широко макерская серия развита в Тебердинском, Балкаро-Дигорском и Шхарском

¹ Автор использует название, под которым Е. А. Снежко в 1954 г. описал часть указанной серии в верховьях р. Б. Лаба.

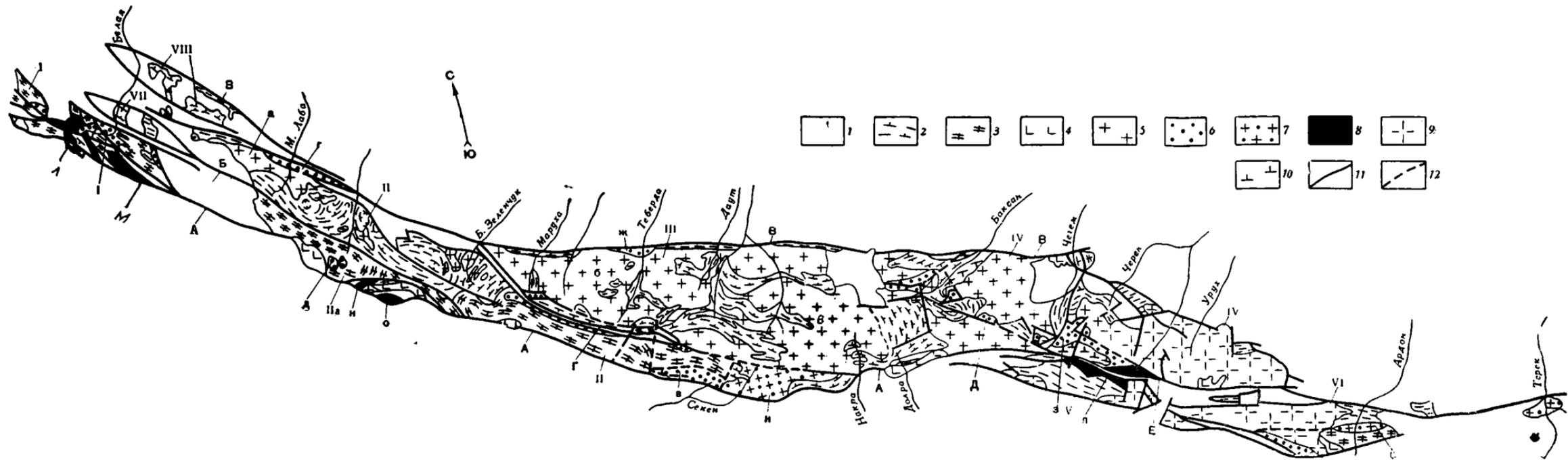


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных комплексов в структуре кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа
(Составил М. Л. Сомин с использованием материалов Д. С. Кизильвагера и В. Я. Медведева)

1 — Верхнепалеозойские, мезозойские и более молодые отложения Слоистые толщи кристаллического ядра и их преобладающие простирания; 2 — однородные, существенно калиево-салические по составу комплексы; 3 — пестрые, существенно мафические по составу комплексы. Гранитоиды: 4 — Посленижнеюрские гранитоиды. Доюрские гранитоиды; 5 — Микроклиновые граниты. М а с с и в ы: а — Малолабинский, б — Тебердинский, в — Накринский, г — Плаггиограниты — кварцевые диориты. М а с с и в ы: з — Малолабинский, д — Дамхурцевский, е — Клычский, ж — Тебердинский, з — Безенгийский; 7 — интенсивно микроклинизированные плаггиограниты — кварцевые диориты. М а с с и в ы: и — Секенский, к — Кассарский, 8 — Апогранитоидные ортогнейсы. М а с с и в ы: л — Белореченский, м — Березовский, н — Лашинский, о — Бештинский, п — Штулинский; 9 — Гранитоиды нерасчлененные; 10 — Диориты неясного возраста, 11 — Разломы прослеженные; 12 — Разломы предполагаемые. Основные элементы альпийской структуры кристаллического ядра. I — Чугушское поднятие; II — Софийское поднятие; IIIа — Дамхорсовский блок Софийского поднятия; III — Тебердинское поднятие; IV — Балкаро-Дигорское поднятие; V — Шхарское поднятие; VI — Адайхохское поднятие; VII — Атамажинская горст-антиклиналь; VIII — Пшекишская горст-антиклиналь. Крупнейшие разломы: А — Глубинный разлом Главного хребта, Б — Атамажинский длительно развивавшийся разлом, В — Пшекиш-Тырныаузская зона глубинных разломов. Г — Алибекский разлом. Д — Разломы Адылсуьской депрессии, Е — Разломы Штулу-Харесской депрессии

поднятиях. Наиболее крупные поля выходов пород макерской серии наблюдаются в верховьях рек Баксан, Юсеньги и Долра, в долине р. Кыртык, в верхних течениях рек Учкулан, Гондарай, Чегем и Черек Безенгийский, в районе ледников Твибер и Цаннер в Верхней Сванетии и рудника Бурон в Северной Осетии.

Разные исследователи описывали макерскую серию в отдельных участках этих поднятий под разными названиями: нижний докембрий (И. Г. Кузнецов, 1939); макерская свита (Е. А. Снежко); кыртыкская свита (Д. С. Кизельватер, 1960); толща слюдяных сланцев, по С. П. Соловьеву и Н. А. Голубеву (1941) и С. А. Кузьмину (1940).

Макерская серия всюду представлена характерным, довольно однообразным набором пород. Это преимущественно кварцево-мусковитовые, кварцево-хлорито-мусковитовые, реже двуслюдяные и кварцитовидные сланцы, часто с андалузитом, силлиманитом, ставролитом, гранатом, изредка с дистеном. В отдельных частях разреза серии заметную роль играют графитосодержащие сланцы. Меньшее значение имеют слюдяные, преимущественно мусковитовые плагиогнейсы. Встречаются отдельные пласты амфиболитов, известны единичные линзы мраморов. Во многих случаях породы макерской серии альбитизированы. В центральной части Тебердинского поднятия и в ряде других мест они интенсивно мигматизированы, превращены в существенно биотитовые породы.

Химический состав кристаллических сланцев макерской серии обычно характеризуется довольно высоким содержанием глинозема. Отвечающие этому составу фигуративные точки, как правило, попадают в поле глинистых пород в сечениях тетраэдра П. Ниггли. В отдельных случаях в породах серии удается видеть реликты обломочного сложения (Афанасьев, 1958), зерна окатанного циркона (Кизевальтер, 1960). Эти данные подтверждают вывод С. П. Соловьева (1939) о том, что основным исходным субстратом при образовании макерской серии были монотонные толщи песчано-глинистых отложений.

Видимая мощность макерской серии не менее 4500 м, возможно, значительно больше.

Данных для окончательного суждения о возрасте буульгенской и макерской серий еще явно недостаточно. Ряд фактов и косвенных соображений, требующих, однако, специального рассмотрения, позволяют считать, что указанные серии едва ли древнее рифея и не моложе силура.

На правобережье р. Чегем, вдали от основных полей развития макерской серии, обнажается толща, довольно близкая к ней по своему составу: кварцево-мусковитовые, кварцево-мусковит-серпичитовые, иногда с гранатом, реже андалузитовые и андалузит-мусковитовые сланцы, слюдяные парагнейсы.

Непосредственно на этой толще, которая, очевидно, является аналогом верхней части макерской серии, располагается л а б а р д а н с к а я свита, описанная И. Г. Кузнецовым (1951). Свита сложена гранатовыми амфиболитами, содержащими редкие прослои роговообманковых и кварцево-мусковитовых сланцев. Видимая мощность свиты, согласно В. Я. Медведеву, составляет 800—1000 м.

Более высокое стратиграфическое положение занимает, очевидно, комплекс метаморфических пород, слагающих часть Софийского поднятия в верховьях рек Цахвоа, Дамхурц и Макара, а также Армянский хребет в истоках р. Белая. Этот комплекс, который В. А. Мельников (1959) предложил относить к девону и нижнему карбону, детально изучался автором. В нижней части его располагается м а м х у р ц е в с к а я свита, основание которой срезано по разлому. Свита сложена мелкозернистыми хлоритовыми и роговообманковыми гнейсами (микрогнейсами), в меньшей мере полосчатыми амфиболитами;

она содержит внизу пачки кварцитовых сланцев и сверху — мраморизованных известняков. Видимая мощность свиты около 900 м. В основании вышележащей дамхурцевской свиты залегает горизонт метаморфизованных конгломератов с галькой плагиогранитогнейсов и пород махмурцевской свиты; выше залегают кварцево-хлорито-альбитовые сланцы с прослоями амфиболитов, кварцево-сланцевые сланцы и кварцево-альбитовые аповулканогенные гнейсы с реликтами порфирировых структур. Максимальная мощность свиты около 1500 м.

На мраморах, обычно венчающих разрез дамхурцевской свиты, залегают кварцево-сланцевые сланцы и амфиболиты лаштракской свиты, мощность которой более 1000 м.

Упомянутый комплекс заметно отличается от палеонтологически обоснованного среднего палеозоя Передового хребта (Кизевальтер, 1963; Кропачев, Круть, 1963) по характеру разреза и степени регионального метаморфизма, поэтому правильность отнесения его к среднему палеозою вызывает определенные сомнения.

Более определенные данные существуют о возрасте метаморфизованных образований, выступающих в пределах Атамажинской и Пшекишской горст-антиклиналей. В основании видимого разреза здесь (горы Джуга, Экспедиции) залегает вулканогенная толща, сложенная в основном метаморфизованными туфами, мелкообломочными туфобрекчиями основного и кислого состава, туфопесчаниками, реже порфиридами и порфиритоидами. Видимая мощность толщи до 400 м. На этой толще располагается горизонт метаморфизованных конгломератов (70—80 м), галька которых представлена преимущественно альбитофирами и плагиогранитами, а цемент — полимиктовыми метапесчаниками. Поверх конгломератов лежат мраморизованные известняки, филлитовидные глинистые сланцы и метапесчаники (40—70 м), затем горизонт мраморизованных известняков (70—80 м). Весь этот комплекс пород может быть уверенно отнесен по аналогии с разрезами Передового хребта, к среднему-верхнему девону (известняки к верхнему девону — нижнему карбону). Выше залегает отвечающая нижнему карбону терригенная толща, видимая мощность которой более 1200 м. Она представлена в разной степени метаморфизованными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, в меньшей мере апопелитовыми сланцами.

Аналогичный терригенной толще состав и, вероятно, возраст имеет бушйская свита, развитая на правом берегу р. Шахе, к югу от разлома («надвига») Главного хребта. В нижней части этой свиты залегают хлоритовые кварцево-полевошпатовые метапесчаники с отдельными линзами мраморов. Выше располагаются филлиты, среди которых встречаются пачки зеленых сланцев, образовавшихся за счет вулканогенных пород основного состава. Видимая мощность свиты около 1100 м.

По мнению Ю. Г. Моргунова, к верхнему девону — нижнему карбону следует относить толщу, развитую в Кассарском ущелье р. Ардон (кассарская свита, по Ю. Г. Моргунову). Она сложена в основном тонко чередующимися кварцево-биотитовыми и кварцево-амфиболовыми парасланцами и кварцевыми параамфиболитами. Видимая мощность кассарской свиты около 1000—1100 м.

Аманчатская свита обнажается в виде узкой прерывистой полосы, протягивающейся вдоль Пшекиш-Тырныузской шовной зоны между реками Зеленчук и Даут. Как и три последние вышеназванные свиты, аманчатская свита пространственно разобщена с остальными толщами кристаллического ядра. Основные ее выходы расположены в зоне Передового хребта, где и были детально описаны Д. С. Кизевальтером (1960). Аманчатская свита сложена преимущественно парапородами низкой степени метаморфизма: кварцево-полевошпатовыми,

филлитовидными и хлоритовыми сланцами, апоаркозовыми и апограувакковыми blastokataklazитами. Судя по имеющимся описаниям, названная свита очень сходна с бушийской. Д. С. Кизевальтер (1960) считает возраст аманчатской свиты нижнепалеозойским. По мнению автора, состав этой свиты и низкая степень регионального метаморфизма скорее свидетельствуют в пользу ее среднепалеозойского (нижнекаменноугольного?) возраста.

В свете изложенных выше данных о стратиграфической последовательности древних толщ Главного хребта Большого Кавказа существенно меняется представление о структуре его кристаллического ядра. Прежде всего, следует признать ошибочным мнение о его «центральной воздымании в верховьях Зеленчука, Теберды, Кубани, Баксана, Чегема» (Афанасьев, 1958), где наиболее широко развиты палеозойские граниты. Самой приподнятой частью кристаллического ядра является юго-восточная часть Софийского поднятия, где выступает буульгенская серия. Указанный же Г. Д. Афанасьевым район сложен преимущественно макерской серией или еще более молодыми толщами. Следовательно, он выступает по отношению к юго-восточной части Софийского поднятия как относительно опущенная часть структуры. Лишь в верховьях Лабы действительно (Афанасьев, 1958) более глубоко эродирована северная часть кристаллического ядра, где обнажается макерская серия, а выступающий южнее Дамхорсовский блок, приходящийся на область перевалов, сложен относительно молодыми свитами (мамхурцевской и др.).

Наиболее сложное мозаичное строение имеет Чугушское поднятие, где наряду с блоком, сложенным буульгенской серией, имеются блоки, в пределах которых выступают наиболее молодые толщи кристаллического ядра Главного хребта.

Данные о составе толщ кристаллического ядра позволяют выявить среди них комплексы двух типов. Наиболее широко распространены комплексы метатерригенных образований. Среди последних господствуют продукты метаморфизма песчано-глинистых отложений, причем особенно велика роль апопелитовых кристаллических сланцев и образований, возникших за счет кислых кварцево-полевошпатовых пород, характеризующихся высокими содержаниями калия и кремнезема. Породы со значительным содержанием окислов железа, магния и кальция распространены крайне незначительно и не образуют сколько-нибудь выдержанных горизонтов. Характерны чрезвычайно однородные, монотонные по составу толщи, выдерживающиеся на значительных площадях. Представителем таких комплексов является прежде всего макерская серия, затем аманчатская свита, терригенная толща среднего палеозоя Главного хребта, гвандринская свита буульгенской серии. Указанные комплексы пород могут быть названы однородными, существенно салическими, или комплексами первого типа.

Комплексы второго типа характеризуются прежде всего пестрым, разнообразным составом слагающих их пород. Здесь наблюдаются и высокоглиноземистые, и существенно кальциево-железисто-магнезиальные, и резко обогащенные кремнеземом породы, и породы промежуточных типов. Часть пород образовалась за счет терригенных отложений, другая — при метаморфизме хемогенных осадков и вулканогенно-осадочных накоплений. Следует подчеркнуть, что важное значение в составе комплексов этого типа имеют породы основного состава, прежде всего разнообразные амфиболиты. Разрезы комплексов второго типа резко изменчивы по стратиграфической вертикали, характерно частое чередование пород резко различного химического состава и, самое главное, пород с низким и высоким содержанием железисто-кальциево-магнезиальных компонентов. К комплексам названного типа

(пестрым, существенно мафическим) относятся буульгенская серия, за исключением гвандринской свиты, мамхурцевская, дамхурцевская, кассарская и лабарданская свиты, вулканогенные толщи девона Главного хребта.

II

Основные особенности размещения глубинных магматических формаций Большого Кавказа, как было отмечено многими исследователями (Афанасьев, 1958; Милановский, Хаин, 1963, и др.), тесно связаны с его крупнейшими тектоническими зонами. В кристаллическом основании зоны Передового хребта исключительным развитием пользуются глубинные магматические образования доверхнепалеозойского Уруштенского, по Г. Д. Афанасьеву (1950), комплекса — гнейсовидные тоналиты, натриевые граниты и аляскиты, серпентиниты. Гранитоиды верхнепалеозойского, или позднегерцинского комплекса в Передовом хребте отсутствуют. Они широко развиты вместе с образованиями Уруштенского комплекса в расположенной южнее зоне Главного хребта. По данным А. М. Демина (1963), позднегерцинские гранитоиды представлены плагиогранитами, хлоритизированными микроклиновыми гранитами, двуслюдяными и биотитовыми микроклиновыми гранитами и аляскитовыми, существенно микроклиновыми гранитами.

К югу от глубинного разлома Главного хребта, или, по Г. Д. Ажгирею, Южного глубинного разлома, палеозойские глубинные магматические породы, по мнению автора, вообще отсутствуют. Интрузии снежит-диоритов, диоритов и габброидов типа гор Кирар и Абакура, несомненно, имеют посленижнеюрский возраст.

Среди палеозойских глубинных магматических пород Большого Кавказа наиболее широким распространением пользуются гранитоиды. Поэтому мы ими и ограничимся при рассмотрении интересующих нас вопросов.

Неравномерное, зональное распределение гранитоидных комплексов разного состава характерно не только для кристаллического основания Большого Кавказа в целом, но является также важной чертой структуры отдельных его главных зон, и прежде всего зоны Главного Кавказского хребта. Это обстоятельство было отмечено Г. М. Ефремовым (1941) и Г. Д. Афанасьевым (1950, 1958).

При рассмотрении геологической карты кристаллического ядра Главного Кавказского хребта (рис. 1) выявляется, что микроклиновые граниты позднегерцинского комплекса локализуются преимущественно в Тебердинском поднятии и в большей западной части Балкаро-Дигорского поднятия. В этих поднятиях они слагают обширные поля в верхних течениях рек Маруха, Аксаут, Теберда, Кубань, Баксан, Черек, Накра и Ненскра. В меньшей мере они развиты в Адайхохском и Шхарском поднятиях. Микроклиновые граниты распространены также в северо-западной части Софийского поднятия, где, помимо ряда мелких гранитных массивов, обнажается крупный Малолабинский массив, а также (на крайнем юго-восточном окончании названного поднятия, в верховьях рек Секен и Ненскра) Секенский массив.

Во всех перечисленных случаях субстратом для микроклиновых гранитов служат толщи, относящиеся к однородным, существенно салическим комплексам. Это преимущественно макерская серия, играющая главную роль (наряду с гранитами) в строении Тебердинского, Балкаро-Дигорского и Шхарского поднятий. Секенский массив гранитов расположен в поле развития гвандринской свиты буульгенской серии.

Чугушское поднятие, Дамхорсовский блок Софийского поднятия, последнее к юго-востоку от горы Псыш, а также выходы кристаллического ядра в Атамажинской и Пшекишской горст-антиклиналях являются областями крайне незначительного развития или отсутствия мик-

роклиновых гранитов. Вместе с тем они характеризуются довольно широким распространением более ранних гранитоидов. Наибольшее значение среди них имеют плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и кварцевые диорито-гнейсы. Названные породы имеют большое значение также в строении Адайхохского поднятия, прежде всего его южной части.

Субстрат, в котором расположены эти гранитоиды в названных участках Главного хребта, сложен стратифицированными комплексами пестрого, существенно мафического состава. Наиболее крупные тела плагиогранитов — кварцевых диоритов залегают в буульгенской серии. Это плагиограниты бассейна р. Чессу, катаклазированные плагиограниты и тоналиты правобережья р. Алибек и бассейна рек Клыч и Гвандра, плагиограниты г. Чатча и др. Плагиограниты — кварцевые диориты южной части Адайхохского поднятия расположены в полосе развития кассарской свиты. Менее крупные, но довольно многочисленные тела плагиогранитов приурочены к выходам мамхурцевской и дамхурцевской свит как в Софийском, так и в Чугушском поднятиях.

Следует вместе с тем отметить, что массивы плагиогранитов — кварцевых диоритов известны и среди выходов макерской серии. Крупнейшие из них располагаются в южной части Балкаро-Дигорского поднятия (верховья рр. Черек Безенгийский и Урух), вдоль Пшекиш-Тырнаузской шовной зоны в бассейнах рек М. Лаба и Теберда, на левобережье р. Баксан.

Апогранитоидные ортогнейсы выступают в северо-западной и юго-восточной частях южного края кристаллического ядра Главного хребта. Они образуют ряд массивов, нередко тектонически изолированных от вмещающих древних толщ и в своем расположении определенно тяготеющих к главным из имеющихся здесь разломов. Так, кварцевые диорито-гнейсы бассейна р. Березовой, левобережья р. Лашипсе, верховьев р. Бешта (приток р. Бавю) и р. Белая расположены в полосе глубинного разлома Главного хребта; крупный массив ортогнейсов как бы обрамляет западную часть Штулу-Харесской депрессии. Лишь в одном случае удается увидеть субстрат, в котором располагаются эти ортогнейсы: массив кварцевых диорито-гнейсов в истоках р. Белая (близ Белореченского перевала) залегают в толще, сложенной преимущественно амфиболитами.

Исследования последних лет позволили значительно уточнить вопрос о времени формирования указанных гранитоидных комплексов. Часть гранитоидов Уруштенского комплекса сформировалась к верхнему девону, на что указывает наличие их галек в верхнедевонских конгломератах. Другая же их часть, как недавно установлено С. М. Кропачевым (1962) и Д. С. Кизевальтером (1963₂), образовалась лишь к среднему карбону. Учитывая верхний возрастной предел Уруштенского комплекса, его можно считать раннегерцинским образованием.

Позднегерцинские гранитоиды, как и раннегерцинские, представляют собой длительно формировавшийся комплекс. Данные о появлении обломочного материала этих гранитоидов в толщах верхнего палеозоя, полученные В. Н. Робинсоном, А. А. Беловым, С. С. Кругловым и другими геологами, а также радиологические данные (Афанасьев и др., 1960) позволяют установить, что меньшая их часть (плагиограниты) сформировались до позднего карбона, может быть, в начале среднего карбона. Самые значительные по распространенности (преимущественно двуслюдяные и биотитовые граниты) образовались к концу позднего карбона и к началу ранней перми. Наиболее поздние члены позднегерцинского комплекса — лейкократовые, существенно микроклиновые граниты, часть биотитовых гранитов — имеют послепермский долейасовый возраст. В отдельных случаях, например, в верховьях р. Уруштен, наблюдается пересечение этими гранитами верхнепермских отложений (данные В. И. Славина).

Перейдем к краткому рассмотрению истории тектонического развития интересующей нас области в том интервале геологического времени, когда происходило формирование гранитоидных комплексов.

Данных о развитии зоны Главного хребта в среднем палеозое (силуре — нижнем карбоне) еще недостаточно, чтобы с полной уверенностью проводить реконструкцию палеотектонической обстановки того времени. Ряд фактов позволяет говорить о том, что область прогибания в среднем палеозое не ограничивалась современным Передовым хребтом, а распространялась и значительно южнее. Об этом свидетельствуют: косая по отношению к Тырнаузской шовной зоне ориентировка структурно-фациальных зон среднего палеозоя Передового хребта (Кропачев, 1962), возможно, указывающая на бывшее продолжение их в область Главного хребта; наличие к югу от Пшекиш-Тырнаузской зоны, в северо-западной части Главного хребта (Пшекишская горст-антиклиналь, р. Белая) среднепалеозойских толщ, аналогичных по составу и близким по мощности среднему палеозою Передового хребта; среднепалеозойские толщи Сванетии, по формационному составу близкие к среднему палеозою Передового хребта (Славин и др., 1962), перекрываются по надвику кристаллическими сланцами ядра Главного хребта, не испытывая при этом фациальных изменений.

Приведенные данные еще не исключают предположения о наличии геосинклинали в среднем палеозое на месте Главного хребта (Кизе-вальтер, 1964), однако они указывают на то, что если эта структура и существовала, очертания ее были существенно иными, а размер значительно меньшим по сравнению с альпийской геосинклинальной зоной Главного хребта.

В конце раннего и в самом начале среднего карбона (башкирский век) происходит резкое изменение в тектонической жизни региона: Большой Кавказ испытывает абсолютное поднятие и завершающие стадии складкообразования. Исключение составляет лишь зона Южного склона Главного хребта, продолжающая прогибаться. Отсутствие предсреднекаменноугольного перерыва в этой зоне теперь можно считать установленным фактом, так как в 1964 г. А. А. Белову и автору удалось обнаружить в Сванетии палеонтологически охарактеризованные морские отложения башкирского яруса, в формационном отношении аналогичные породам нижнего карбона.

Зона Главного Кавказского хребта, как выяснено достаточно давно рядом исследователей, выступает со среднего карбона в качестве области сноса, местами довольно высоко приподнятой. В Передовом хребте в послепалеозойское время накапливались мощные континентальные молласовые толщи, образовалась наземно-вулканогенная формация. В это время в геосинклинали Южного склона происходило накопление морских песчанно-глинистых отложений верхней части десской серии.

Только в начале юры зона Главного хребта полностью погружается под уровень моря.

Рассмотрим развитие структуры зоны Главного хребта в позднем палеозое более детально, чтобы выяснить, существует ли связь между отличием в тектонической истории отдельных участков этой зоны и особенностями размещения в ней позднепалеозойских гранитоидов.

Северо-западная часть зоны Главного хребта в районе хр. Пшекиш в позднем палеозое развивалась сходно с Передовым хребтом. Здесь вначале формировались наземно-вулканогенная и угленосная формации среднего карбона, затем серо- и красноцветные молассы верхнего карбона и нижней перми. Однако среднекаменноугольные, частично верхнекаменноугольные образования еще в верхнем палеозое оказались в значительной мере размытыми, поэтому в ряде случаев на породы кристаллического ядра (например, в районе горы Джуга) налегает непосредственно толща верхов верхнего карбона и нижней перми.

В расположенных юго-западнее выходах верхнего палеозоя (хр. Абаго) его толщи имеют очень небольшую мощность и начинаются с нижней перми. Далее к юго-западу, в Атамажинской горст-антиклинали и на простирации последней структуры в Софийском поднятии верхнепалеозойские отложения вообще отсутствуют, и здесь непосредственно на породы кристаллического ядра налегают нижнеюрские отложения. Очевидно, этот участок Главного хребта был в позднем палеозое преимущественно областью размыва и лишь с ранней перми испытывал погружение в условиях континентального режима.

По-иному развивалась южная полоса зоны Главного хребта. До середины позднекаменноугольной эпохи, а в значительной своей части до ранней перми она также была поднята и активно размывалась. Исключение составляет район горы Хуко, где в среднем карбоне происходило локальное накопление континентальных толщ (Белов, Залеская-Чиркова, 1963). Но затем — в конце карбона и в ранней перми — эта полоса была вовлечена в геосинклинальное погружение с накоплением мощных песчано-глинистых отложений с отдельными горизонтами известняков. Погружение продолжалось до конца поздней перми, а по мнению В. И. Славина (1958), и в триасе. В результате сформировался комплекс отложений, обнажающийся сейчас на правом берегу р. Шахе и у горы Хуко, в верховьях рек Уруштен и М. Лаба, в истоках р. Долра¹ и в южной части Северной Осетии.

Таким образом, позднепалеозойская тектоническая дифференциация зоны Главного хребта началась почти везде лишь с конца позднего карбона или еще позже. В эпоху же формирования основной массы микроклиновых позднегерцинских гранитов (С₂ — С₃) только крайне незначительные, периферические части той территории, которую сейчас занимает кристаллическое ядро Главного хребта, испытывали погружение. Такие участки кристаллического ядра (Пшекишская горст-антиклиналь, район горы Хуко) не содержат этих гранитов. Следует заметить, что вне области погружения находится и основная масса пермско-триасовых гранитов. Вся же остальная часть зоны Главного хребта в главную эпоху гранитообразования была областью резко выраженного поднятия, говоря иными словами, представляла собой единую геоантиклинальную структуру.

Связь формирования гранитоидов с развитием геоантиклинальной структуры является особенностью, присущей не только Большому Кавказу; она характерна для большинства геоантиклинальных зон подвижных поясов (Кузнецов, 1964).

Вспомним, однако, что в кристаллическом ядре Главного хребта гранитоиды размещаются избирательно, зонально. Возникает вопрос: что же контролировало зональное размещение позднегерцинских гранитоидов в этой позднегерцинской структуре? В размещении позднегерцинских гранитов разломы внутри кристаллического ядра имели явно второстепенное значение или вовсе не играли при этом роли. Это видно из того, что основная масса микроклиновых гранитов чаще всего находится на некотором удалении от основных глубинных разломов. В то время как последние везде имеют широтное или северо-западное простираие, гранитные тела в ряде случаев вытянуты в субдолготном направлении. Как будет подробнее показано далее, граниты в кристаллическом ядре чаще всего залегают в виде пластовых тел, иногда довольно полого, тогда как плоскости смещения всех крупнейших раз-

¹ По данным первооткрывателей верхнепалеозойских отложений на р. Долра (Гамкрелидзе и др., 1963), последние относятся к карбону, возможно, как указывает предварительное определение приведенной в названной работе фауны, к нижнему карбону. Однако фауна *Orthotetina* sp., *Juresania* sp., *Linoproductus coxa* (Orb.), собранная автором из этих отложений (местонахождение любезно указано М. Д. Хуцишвили), по мнению определявшей ее Т. Г. Сарычевой, несомненно свидетельствует об их верхнепалеозойском, скорее всего, верхнекаменноугольном-нижнепермском возрасте.

ломов ядра ориентированы очень круто. Вообще следует заметить, что те участки кристаллического ядра Главного хребта, где микроклиновые граниты пользуются наибольшим развитием, нарушены разломами в наименьшей степени.

По мнению автора, объяснение зональному размещению большей части микроклиновых позднегерцинских гранитов в структуре кристаллического ядра следует искать в связи последних с комплексами вмещающих их толщ.

Как было показано выше, микроклиновые граниты повсеместно ассоциируют с однородными, существенно салическими комплексами.

Состав пород комплексов такого рода либо весьма близок к гранитному, либо для изменения его до гранитного требуется сравнительно небольшой расход энергии и вещества. На это обстоятельство обратили внимание в различных аспектах Н. В. Фролова (1962), Ю. А. Кузнецов (1964) и другие исследователи. В своем распространении граниты Главного хребта как бы избегают тех участков субстрата, состав пород которых далек от гранитного, и в первую очередь толщ со значительным содержанием амфиболитов, а также амфиболово-биотитовых гнейсов с небольшим содержанием слюды, мраморов, кварцитов. Наиболее определенно решающая роль состава субстрата в размещении микроклиновых гранитов выявляется в Софийском поднятии. Юго-восточная часть поднятия, сложенная буульгенской серией, практически стерильна в отношении микроклиновых гранитов (исключение составляет участок, сложенный пвандринской свитой). Но как только мы в верховьях р. Пшиш переходим из буульгенской серии в макерскую (пересекая согласный стратиграфический контакт между ними), то видим сильно мигматизированную толщу, сначала мелкие, а затем и более крупные тела микроклиновых гранитов.

Следует сразу же остановиться на форме залегания позднегерцинских микроклиновых гранитов, так как это необходимо для правильного понимания характера их связи с толщами субстрата. В самом деле, приуроченность этих гранитов к определенным комплексам субстрата была бы трудно объяснимой или казалась случайной, если бы граниты действительно являлись батолитами, как считали до недавнего времени (Афанасьев, 1950, 1958).

В последние годы при детальном исследовании ряда районов Главного хребта (верховья рек Теберда, Даут, Учкулан, Баксан и др.), проведенных А. М. Деминим (1963), М. Х. Срабоняном и В. И. Усиком (1964), Г. А. Михеевым, автором и другими геологами, выяснилось, что микроклиновые граниты залегают преимущественно в виде пластовых тел, лишь местами секущих породы субстрата (рис. 2). Контакты гранитов обычно располагаются параллельно слоистости кристаллических сланцев. Последние к северу от Клухорского перевала образуют длинные, вытянутые полосы выдержанной мощности, как бы зажатые между гранитными пластинами.

Как следствие пластовой и субпластовой формы залегания, ориентировка гранитных тел почти везде соответствует простиранию складчатых структур кристаллических толщ субстрата. В частности, симптоматично, что в тех случаях, когда последние ориентированы на северо-восток или субмеридионально, гранитные тела оказываются ориентированными в таком же «антикавказском» направлении. Это хорошо видно в нижней части бассейна р. Дамхурц, на правом берегу р. Пшиш, в бассейне р. Юсеньги и в других местах развития «антикавказских» простираний.

Интересно отметить, что во многих случаях граниты рассматриваемого типа занимают в хребтах наиболее высокое гипсометрическое положение. В нижних частях глубоко врезанных долин рек Маруха (Срабонян, Усик, 1964), Теберда, Даут и Баксан располагаются кристаллические сланцы, обычно сильно мигматизированные. Гипсометрически

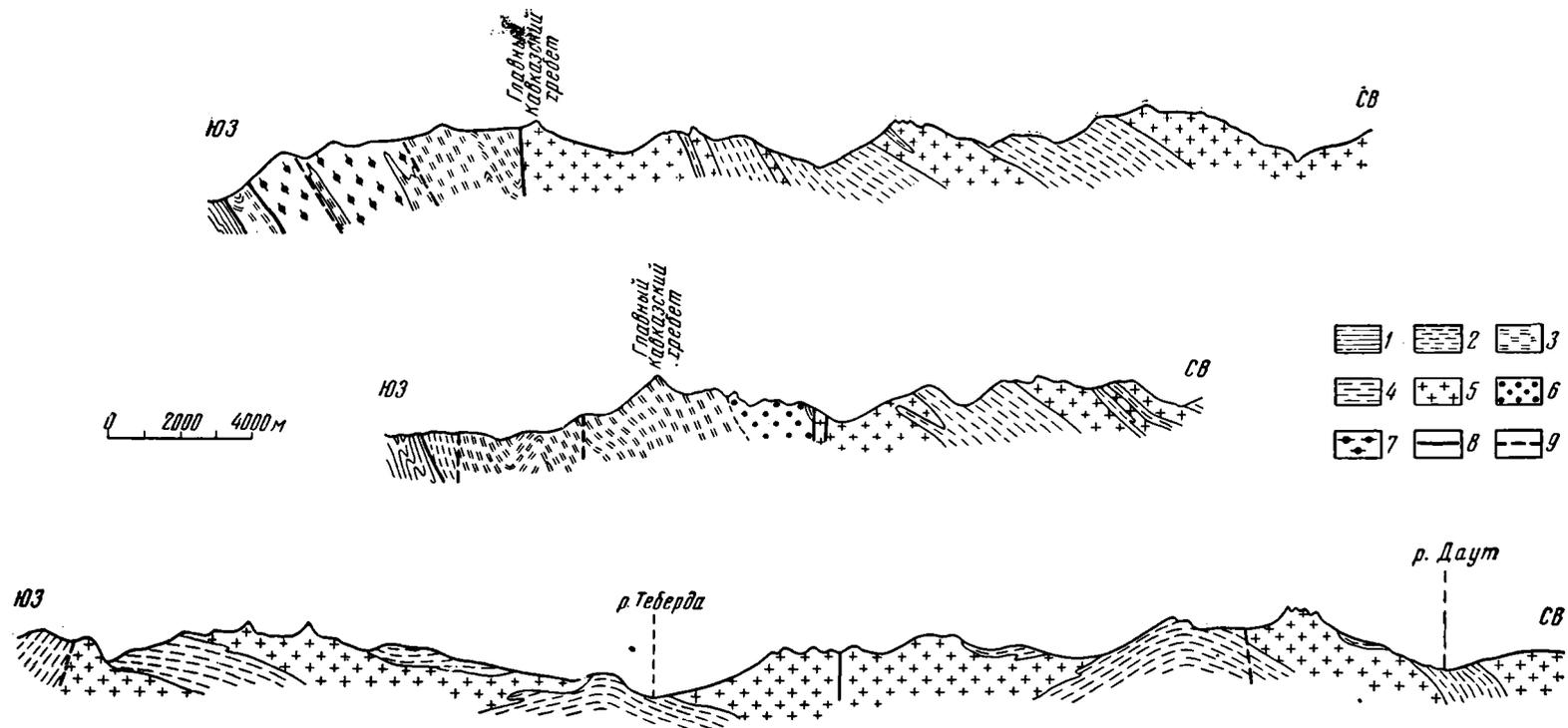


Рис. 2. Геологические разрезы кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа в верховьях рек Теберда, Даут, Уччулан и Кодор.
(Составлены по наблюдениям автора и данным геологов СКГУ)

1 — нижнеюрские отложения; 2 — среднепалеозойские метаморфические породы; 3 — метаморфические породы буульгенской серии; 4 — метаморфические породы ма-
керской серии; 5 — микроклиновые позднегерцинские граниты; 6 — плагииграниты позднегерцинские; 7 — бластокатаклазиты, возникшие за счет плагиигранитов —
кварцевых диоритов; 8 — разломы прослеженные; 9 — разломы предполагаемые

выше степень насыщения гранитным материалом возрастает, и близ водоразделов слоистые толщи полностью замещаются гранитами. Нередко выходы кристаллических сланцев имеют антиклинальную структуру. Последний случай наблюдается, например, в долине р. Маруха (Срабонян, Усик, 1964), в ущелье Баксана (данные Г. М. Заридзе и др., 1962), в верховьях Теберды.

Таким образом, часть микроклиновых гранитов оказывается приуроченной к отрицательным элементам структур. В ряде же мест изучение внутреннего строения гранитных тел позволило выявить их антиклинальную структуру (Демин, 1962). Следовательно, замещению гранитным материалом подверглись и синклинальные, и антиклинальные складки.

Выяснение того обстоятельства, что размещение гранитов в кристаллическом ядре Главного хребта в значительной мере определяется характером вмещающих пород, позволяет конкретизировать вопрос о способе образования гранитов. При решении этого вопроса необходимо учитывать данные о характере внутреннего строения гранитных тел, которые показывают, что граниты явно гетерогенны. Часть из них является «вторичными» образованиями, другая, скорее всего, формировалась на месте, третья обнаруживает отчетливые признаки интродуцированных тел.

О наличии первой генетической группы гранитов свидетельствуют данные Г. Д. Афанасьева (1958), О. Ш. Надарейшвили (1963) и наблюдения автора в полосе южного склона Главного хребта между реками Клыч и Секен. Здесь автором обнаружены мощные тела биотитовых и биотито-роговообманковых бластокатаклизитов, возникших при раздроблении, частичной милонитизации и последующей перекристаллизации кварцевых диоритов — плагиогранитов. Ширина выхода таких бластокатаклизитов по долине р. Клыч достигает 7 км. Бластокатаклизиты залегают во вмещающих породах буульгенской серии в виде согласных с напластованием серии пластов. Лишь в отдельных случаях наблюдались секущие контакты, преимущественно с амфиболитами. Бластокатаклизиты метасоматически альбитизированы и микроклинизированы, причем замечено, что плагиограниты микроклинизированы интенсивнее по сравнению с кварцевыми диоритами. Степень микроклинизации заметно возрастает в тех случаях, когда бластокатаклизиты залегают среди монотонных метатерригенных толщ и аповулканогенных образований кислого состава (например, гвандринская свита, в которой залегают Секенский массив). В этом случае фельдшпатизация охватывает и вмещающие породы, а бластокатаклизиты постепенно переходят в порфиробластические гнейсы, затем, по мере бластического разрастания фельдшпатов, — в порфириовидные биотитовые граниты. Первичная гнейсовидная текстура угадывается лишь местами по наличию ориентированных согласно сланцеватости вмещающих пород скоплений биотита и в наличии удлиненных линзочек кварца. В целом гнейсовидность описываемых пород становится все менее заметной по мере движения на север, к верховьям Теберды и Кубани.

Эти наблюдения показывают, что указания О. Ш. Надарейшвили (1963) на образование гранитов позднегерцинского комплекса при микроклинизации плагиогранитов — кварцевых диоритов для части гранитов вполне обоснованы. Однако имеющиеся сейчас фактические данные не позволяют применять представления о таком генезисе по отношению к большей части микроклиновых гранитов, широко распространенных в северной части Тебердинского и Балкаро-Дигорского поднятий и представляющих собой породы с равномернозернистой структурой. По данным А. М. Демина (1960), в гранитах такого типа встречаются четко отграниченные ксенолиты плагиогранитов, отмечаются случаи несовпадения элементов прототектоники этих пород на их

контакте. Прототектонические структуры и ориентировка останцов вмещающих пород в микроклиновых гранитах такого типа, как правило, совпадают с ориентировкой контактов гранитных тел и элементами залегания вмещающих толщ (Демин, 1962; Заридзе и др., 1962). Одновременно с этим иногда наблюдается сечение пород субстрата. Граниты сопровождаются широкими мигматитовыми полями. Степень метаморфизма вмещающих пород обычно отвечает амфиболитовой фации.

Эти данные показывают, что наиболее вероятным было формирование этих гранитов на месте, частично с незначительным движением гранитного материала на последних стадиях. Случаи же несовпадения внутреннего строения гранитных тел со структурой субстрата в основном, вероятно, связаны с тектоническим перемещением гранитных массивов.

Наиболее поздние и наименее распространенные в составе кристаллического ядра Главного хребта члены позднегерцинского гранитного комплекса, очевидно, прошли через состояние вязко-жидкой среды, испытавшей значительное перемещение. Это подтверждается нахождением в лейкократовых, существенно микроклиновых гранитах (верховья рек Гондарай, Индюкой и др.) многочисленных ксенолитов кристаллических сланцев и амфиболитов, различно ориентированных по отношению друг к другу, к кровле и подошве гранитных тел и к слоистости пород субстрата. По-видимому, к гранитам такого рода представления о формировании на месте не применимы. Это были интрузии в собственном смысле слова.

При решении вопроса о факторах, контролировавших размещение плагиогранитов — кварцевых диоритов, нужно учесть следующие обстоятельства. Все сколько-нибудь значительные по размеру массивы плагиогранитов — кварцевых диоритов размещаются в периферических частях кристаллического ядра Главного хребта, близ ограничивающих или пересекающих его глубинных разломов или в непосредственном соприкосновении с ними. Эти части кристаллического ядра характеризуются наибольшей раздробленностью, причем амплитуда смещения по отдельным разрывам нередко весьма велика и достигает нескольких километров. И наоборот, в центральных частях таких слабо нарушенных разломами, «монолитных» участков кристаллического ядра, как Тебердинское поднятие, рассматриваемые гранитоиды не встречаются.

Связь с глубинными и долгоживущими разломами для ряда массивов устанавливается вполне определенно. Так, плагиограниты горы Чатча и апоплагиогранитные бластокатаклазиты правобережья р. Алибек приурочены к длительно развивавшемуся Алибекскому разлому. Упомянутый выше Клычский массив бластокатаклазитов, возникших за счет плагиогранитов, тоналитов и кварцевых диоритов, очевидно, связан с системой древних разломов, параллельных разлому (надвигу) Главного хребта. Плагиограниты Малолабинского и Тебердинского массивов приурочены к Пшекиш-Тырныаузской зоне разломов. Кассарский массив гнейсовидных плагиогранитов расположен на границе северной и южной тектонической зон Северной Осетии, т. е. в полосе разделявшего эти зоны глубинного разлома.

Плагиограниты — кварцевые диориты, как уже отмечалось, залегают как среди слоистых комплексов второго, так и первого типа. При этом можно подметить следующую закономерность. В том случае, когда плагиограниты — кварцевые диориты размещены среди комплексов пестрого, существенно мафического состава, их тела хорошо «вписываются» в структуру вмещающих толщ. Это видно на примере плагиогранитов Чугушского поднятия, которые, по данным Г. И. Баранова и др., залегают в виде пластовых тел среди существенно амфиболитовых толщ; так же залегают бластокатаклазиты Клычского массива;

плагииграниты верховьев рек Дамхурц и Цахвоа размещены точно в ядре Дамхурцевской синклинали. В последнем случае плагииграниты находятся в стороне от основных разломов.

Массивы плагиигранитов — кварцевых диоритов, расположенные среди слоистых комплексов однородного, существенно калийного состава, в плане обычно имеют неправильную, угловатую или клиновидную форму, что обусловлено преимущественно тектоническим характером их контактов с породами субстрата.

Наблюдения, проведенные автором в верховьях рек Цахвоа и Дамхурц, показали, что ориентировка изредка встречающихся в плагиигранитах ксенолитов часто не отвечает структуре вмещающих толщ. Последние близ массивов плагиигранитов иногда изменяют свое залегание, что, вероятно, указывает на механическое воздействие со стороны плагиигранитов.

В ряде случаев плагииграниты залегают среди пород, метаморфизм которых не выходил за пределы зеленосланцевой фации.

Приведенные данные показывают, что большая часть плагиигранитов — кварцевых диоритов, и прежде всего те их массивы, которые расположены среди комплексов однородного, существенно калийного состава, скорее всего являются интрузивными образованиями, причем часть из них может быть отнесена к числу трещинных интрузий.

Валовый химический состав слоистых комплексов пестрого, существенно мафического состава характеризуется теми же чертами, что и состав плагиигранитов — кварцевых диоритов (преобладание Na_2O над K_2O , повышенное содержание CaO , MgO , FeO). Однако некоторые массивы рассматриваемых гранитоидов, расположенные среди такого рода комплексов, также представляют собой скорее всего интродуцированные тела, как, например, упомянутые выше массивы рек Дамхурц и Цахвоа.

Ставить вопрос о возможности образования плагиигранитов — кварцевых диоритов на месте в комплексах пестрого, существенно мафического состава можно лишь в отношении той части названных пород, которые сохраняют структуру вмещающих толщ, являются конкордантными массивами. В первую очередь здесь следует обратить внимание на Клычский массив и плагииграниты Чугушского поднятия, залегающие в буульгенской серии.

III

Изложенные выше данные позволяют установить, что наиболее насыщенная гранитоидами часть кристаллического ядра Главного хребта Большого Кавказа не является его «теменем», как принималось раньше. Распределение гранитоидов в структуре кристаллического ядра определяется несколькими факторами. Главнейшим фактором является характер тектонических движений данной области в период формирования гранитоидов. Зоны погружения оказываются «негранитными». Это хорошо видно на примере пермско-триасовых гранитов, подавляющая масса которых сосредоточена вне области, испытавшей в перми и триасе глубокое погружение. И наоборот, области поднятия наиболее насыщены гранитоидами. Внутри же единой зоны поднятия размещение гранитоидов контролируется составом вмещающих толщ и глубокими и глубинными разломами.

Закономерности, наблюдаемые в размещении и структурном положении гранитоидных комплексов, позволяют сделать некоторые выводы и предположения относительно их происхождения. Прежде всего, большая часть микроклиновых гранитов позднегерцинского комплекса, по-видимому, не представляет собой интрузий, внедрившихся с больших или неведомых нам глубин, как считают некоторые исследователи. Скорее всего, они формировались на месте в толщах пород бла-

гоприятного, т. е. наиболее близкого к гранитному, состава и лишь затем частично интродировали субстрат. Другая часть микроклиновых гранитов образовалась при микроклинизации плагиогранитов — кварцевых диоритов. Процесс микроклинизации наиболее интенсивно протекал тогда, когда последние залежали среди слоистых комплексов однородного, существенно салического состава. Это указывает на то, что мобилизация значительной части калия происходила непосредственно в названных комплексах.

Складчатая структура кристаллического ядра была в значительной мере сформирована к моменту образования микроклиновых гранитов. Часто встречающиеся случаи расположения гранитов в ядрах синклиналей можно связывать как с наличием в них пластов наиболее благоприятного состава, так и с аккумуляцией там наибольшего количества воды, играющей роль плавня при образовании гранитного расплава (Петров, 1964).

В формировании раннегерцинских образований плагиогранитного — кварцеводиоритового ряда большое значение имели глубинные разломы. Связанные с ними плагиограниты — кварцевые диориты имеют, скорее всего, интрузивный характер. Часть же интрузий этого состава не обнаруживает прямой связи с разломами.

В некоторых случаях на Большом Кавказе отмечается приуроченность плагиогранитов — кварцевых диоритов к частным геоантиклинальным структурам среднепалеозойского возраста. При этом названные породы размещаются в комплексах пестрого, существенно мафического состава. Примером является массив хр. Б. Балканы в Передовом хребте (Самохин, 1962). Возможно, аналогичное положение занимают плагиограниты Чугушского поднятия в бассейне р. Чессу. Для выяснения вопроса о том, могли ли плагиограниты — кварцевые диориты сформироваться в названных случаях на месте, требуются дополнительные исследования.

Гранитно-метаморфическое основание Главного хребта, таким образом, вероятно, состоит в вертикальном разрезе из ряда зон. Средняя зона, в целом отвечающая макерской серии, очевидно, наиболее насыщена гранитным материалом. Следовательно, буульгенская серия, как более древняя, является не кровлей, как принималось раньше, а подошвой существенно «гранитного» слоя кристаллического ядра Главного хребта. В связи с таким весьма вероятным зональным распределением гранитоидов в слоистых комплексах кристаллического ядра можно также ожидать, что степень метаморфизованности отдельных частей этих комплексов окажется весьма различной, в значительной мере зависящей от их строения и состава.

Проблемы, которые затронуты в настоящей статье, очень сложны и имеют много сторон. Автор не ставил и не мог ставить перед собой в качестве задачи окончательное их решение. Ему хотелось в первую очередь обратить внимание на некоторые закономерности и связи, учет которых, вне зависимости от их трактовки, будет способствовать прогрессу знаний в интересующей нас области.

Литература

- Ажгирей Г. Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. В сб. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3, Гостоптехиздат, М., 1962.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Ин-та геологических наук АН СССР, вып. 69, петр. сер., № 38, 1950.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 20, 1958.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. Б., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М. и Студеникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. В сб. «Определение абсол. возраста дочетвертичных формаций». Доклады сов. геологов на XXI сессии Межд. геологического конгресса. Изд-во АН СССР, 1960.

- Баранов И. Я., Масуренков Ю. П. Докембрий и палеозой бассейнов рек Шахе и Белой. Уч. зап. Ростовск.-н/Д. ун-та, т. 34, вып. 7, 1956.
- Белов А. А., Залесская-Чиркова Е. Ф. Среднекаменноугольные континентальные отложения в южном склоне Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Бессонов И. И. Геолого-петрографический очерк Большого и Малого Зеленчуков. Тр. по геол. и пол. ископ. Северного Кавказа, вып. 1, 1938.
- Гамкрелидзе П. Д., Адамия Ш. А., Чихрадзе Г. А., Джавахишвили Ш. И. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Демин А. М. Петротектоническое изучение гранитов Главного Кавказского хребта с целью металлогенических исследований. В сб. «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». Госгеолтехиздат, 1960.
- Демин А. М. О структуре Главного Кавказского хребта между Эльбрусом и р. Малая Лаба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
- Демин А. М. Гранитоиды Главного хребта Большого Кавказа в бассейне Кубани. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 8, 1963.
- Ефремов Г. М. Два типа гранитсидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. Сов. геология, № 2, 1941.
- Заридзе Г. М., Казахишвили Т. Г., Кикнадзе И. И., Маквелидзе Р. М. Структурно-петрографические особенности древних кристаллических пород на Сев. Кавказе. Сов. геология, № 2, 1962.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. Тр. Кавказск. экспед. ВАГТа и МГУ, т. 2, Ставропольское изд-во, 1960.
- Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 1, 1963.
- Кизевальтер Д. С. К вопросу о возрасте палеозойских известняков хребта Дженту (Северный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 148, № 5, 1963.
- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. В сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Докл. сов. геологов на XXII сессии Межд. геолог. конгресса. Изд-во «Недра», 1964.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3, Господтехиздат, 1962.
- Кропачев С. М., Круть И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Сев. Кавказа. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР, геол. сер., вып. 131, 1951.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии, Тр. СОПС АН СССР, сер. Закав., вып. 24, изд-во АН СССР, 1940.
- Мельников В. А. Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа. Бюл. науч.-техн. информ. Мин-ва геол. и охр. недр. СССР, № 4 (21), 1959.
- Милановский Е. А., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. Моск. ун-та, 1963.
- Надарейшвили О. Ш. О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта. Тр. Кавказск. ин-та минерального сырья, вып. 4 (6), Тбилиси, 1963.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1964.
- Самохин А. А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лаба. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3, Господтехиздат, 1962.
- Самохин А. А. Вещественный состав и структура метаморфического фундамента области Главного хребта Западного Кавказа. Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, № 6, 1963.
- Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. Доюрские отложения Сванетии. «Геология Центрального и Западного Кавказа», т. 3, Господтехиздат, 1962.
- Срабонян М. Х., Усик В. И. Фазы формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта (истоки рек Большой и Малый Зеленчук). Сов. геология, № 2, 1964.
- Соловьев С. П. и Голубев Н. А. Геологический очерк западной части Верхней Сванетии. Тр. Всес. геол. ин-та, вып. 135, М.—Л., 1941.
- Соловьев С. П. Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. Сов. геология, № 8, 1939.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та СО АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1962.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
21 января 1965 г.

УДК 551.244.1 (571.6)

Э. Н. ЛИШНЕВСКИЙ

**ОБ АКТИВНОЙ РОЛИ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ
В ПРОЦЕССЕ ГОРООБРАЗОВАНИЯ**

В пределах южной части Дальнего Востока широко развиты верхнепалеозойские, мезозойские и раннекайнозойские послескладчатые гранитоиды, сформировавшиеся значительно позже замыкания соответствующих геосинклинальных областей. Приуроченность послескладчатых гранитоидов к сводовым частям неотектонических поднятий позволяет предположить, что подъем гранитоидов, продолжавшийся и после их застывания, явился непосредственной причиной формирования большинства современных горных сооружений в рассматриваемом регионе. Из приуроченности гравитационных минимумов к неотектоническим поднятиям делается вывод о том, что подъем гранитоидов, в свою очередь, обусловлен либо локальным увеличением мощности «гранитного» слоя, либо процессами разуплотнения, происходящими внутри него.

Южная часть советского Дальнего Востока по современным представлениям подразделяется на три крупных складчатых области: протерозойскую область Становика-Джугджура, палеозойскую Монголо-Охотскую и мезозойскую Сихотэ-Алиньскую. Существенная роль в структуре территории принадлежит также Буреинскому и Ханкайскому срединным массивам, консолидировавшимся в раннем палеозое (Красный, 1959; Салун, Бобылев, 1963). Кроме того, в юго-западном Приморье выделяется фрагмент области палеозойской складчатости (Салун, Бобылев, 1963). В пределах всех этих областей, наряду с интрузивными породами, по-видимому, одновозрастными с вмещающими складчатыми комплексами, широко развиты интрузии гранитоидного ряда (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, монцитоны, граниты и гранодиорит-порфиры), внедрившиеся значительно позже замыкания соответствующих геосинклинальных областей (Красный, 1960; Нагибина, Молчанова, 1961; Нагибина, 1964). Так, свыше трети площади Станового хребта занимают нижнемеловые граниты, отделенные по времени от завершения протерозойской складчатости на 350—400 млн лет. В восточной части Буреинского массива (в хребте Турана) широко развиты верхнепалеозойские граниты, внедрившиеся с «опозданием» на 100—150 млн лет. Верхнепалеозойские и нижнемеловые гранитоиды Гонжинского и Мамынского выступов, расположенных по периферии Зее-Буреинской депрессии, моложе вмещающих их палеозойских метаморфических толщ на 80—150 млн лет. Докембрийские и палеозойские толщи, слагающие Баджальский и Ниланский антиклинории, которые по последним данным С. А. Салуна и В. В. Бобылева (1963) относятся к области палеозойской складчатости, прорваны крупными интрузиями верхнемеловых гранитоидов, в то время как более древние интрузивные породы в этом районе почти не встречаются.

В пределах мезозонд Сихотэ-Алиня выделяются две главных генерации гранитоидов — верхнемеловые (частично юрские) и раннепалеогеновые. Среди верхнемеловых гранитоидов известны как синхронные



Схема соотношения неотектонических структур юга Дальнего Востока с выходами послескладчатых гранитоидов и связанных с ними эффузивов (изолинии новейших движений приведены по данным П. Н. Кропоткина и Ю. Ф. Чемякова; распространение гранитоидов и эффузивов — по данным Н. А. Беляевского и Л. И. Красного)

1 — изолинии поднятий, км; 2 — изолинии опусканий, км; 3 — приблизительная граница областей поднятий и опусканий; 4 — выходы верхнепалеозойских гранитоидов; 5 — выходы позднемезозойских и раннекайнозойских гранитоидов; 6, 7 — выходы позднемезозойских и раннекайнозойских эффузивов кислого (6) и среднего (7) состава

со складчатостью, так и послескладчатые (Беляевский и др., 1955). Все раннепалеогеновые гранитоиды являются, как правило, секущими по отношению к складчатым структурам во вмещающих геосинклинальных мезозойских толщах. От завершающей фазы мезозойской складчатости (середина сенона) они отделены интервалом времени в 30—35 млн лет.

Таким образом, большинство интрузий молодых (верхнепалеозойских-раннекайнозойских) гранитоидов юга Дальнего Востока СССР являются по своей природе послескладчатыми.

Сопоставление распределения молодых гранитоидов по площади с картой неотектонических движений¹ (Кропоткин, 1956; Чемяков, 1961) указывает на теснейшую их связь с новейшими поднятиями (рисунок).

Наиболее четко эта связь отмечается в тех районах, где развиты палеозойские и мезозойские метаморфические толщи (независимо от приуроченности их к той или иной области складчатости). Для гранитоидов указанных районов обычно характерны порфиоровидность и тесная связь с одновозрастными эффузивами кислого и среднего состава. Большинство интрузий гранитоидов сформировалось на небольшой глубине (Беляевский и др., 1955; Нагибина, 1964; Фаворская, 1956), а некоторые из них прорвались непосредственно на дневную поверхность, застыв в верхней своей части в эффузивной фации, что позволяет относить их к выделенной Е. К. Устиевым (1963) вулканоплутонической формации. В подавляющем большинстве случаев выходы этих гранитоидов совпадают с центральными частями поднятий, как крупных, выраженных в современном рельефе в виде горных хребтов, так и небольших. Таков, например, Буреинский хребет, к южной части которого, расположенной на высоте порядка 1000 м, приурочены обширные поля верхнемеловых кислых эффузивов и многочисленные мелкие выходы одновозрастных гранитоидов. Со средней частью хребта совпадает северо-западная окраина мезозойского Гуджикского прогиба, вовлеченного в молодое поднятие. В пределах этого поднятия также известен выход верхнемеловых гранитоидов, приуроченный к центральной части горного массива изометричной формы. Северная, приподнятая на высоту свыше 2000 м часть Буреинского хребта совпадает с крупной Верхне-Сулукской интрузией гранитоидов верхнемелового возраста.

Аналогичная картина наблюдается в расположенных севернее хребтах Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Тьльском. Наиболее высокой части хребтов, оконтуренной изоанабазой +2000 м, соответствуют многочисленные как крупные, так и небольшие по размерам интрузии меловых гранитоидов, часто связанные с обширными полями одновозрастных эффузивов кислого состава.

Интрузии верхнемеловых гранитоидов, прорывающих докембрийские и мезозойские метаморфические толщи, слагают осевые части сравнительно небольших хребтов Эзоп и Кольтоурский, дискордантных к общему меридиональному простираанию горной системы Дуссе-Алинь — Ям-Алинь. Нижнемеловые гранитоиды приурочены к приподнятым на высоту свыше 1000 м центральным частям Альского и Тугурского хребтов. Ориентированные в северо-восточном направлении массивы верхнемеловых гранитоидов и часто связанных с ними кислых и в меньшей степени средних эффузивов совпадают с осевыми зонами хребтов Куканского, Джаки-Унахта-Якбыяна и Мяо-Чан. Крупный вулканоплутон, секущий вмещающие девонские, каменноугольные и

¹ Начало неотектонического этапа на юге Дальнего Востока охватывает значительный интервал времени (Чемяков, 1960, 1961) и колеблется от позднего мезозоя (в Становом хребте и, по-видимому, в хребте Турана) до эоцена-миоцена (в области мезозойского Сихотэ-Алиня).

пермские метаморфические породы, располагается в пределах Бад-жаловского хребта. Гранитоиды плутона прослеживаются в виде отдельных выходов среди обширного, почти изометричной формы, поля кварцевых порфиров верхнемелового возраста. Приуроченность к покрову эффузивов интенсивного минимума силы тяжести указывает на то, что под эффузивами, мощность которых достигает 2—2,5 км, располагается единый массив (плутон) гранитоидов.

Даже в пределах небольших по высоте и размерам неотектонических поднятий, расположенных внутри Средне-Амурской депрессии, наиболее приподнятые участки сложены юрскими или меловыми гранитоидами. Таковы хребты Даур, Б. Чурки, Ульдура, Уликинский, Поликанский и Охчинский, где гранитоиды прорывают пермские метаморфические толщи. К осевым зонам хребтов Вандан и Хехцир, сложенных пермскими и мезозойскими породами, приурочены верхнемеловые гранитоиды.

Молодые гранитоиды, цепочки которых в различных направлениях пересекают мезозойскую складчатую структуру Нижнего Приамурья, также четко соответствуют неотектоническим поднятиям этого района. Так, к хребту Мевачан приурочиваются группы выходов верхнемеловых гранитоидов, к оконтуренной изоанабазой +1000 м центральной части хребта Кивун — крупный массив гранитоидов нижнемелового возраста, к Омальскому хребту — мелкие, но многочисленные выходы гранитоидов того же возраста. С Омельдинским хребтом, представляющим неотектоническое поднятие амплитудой порядка 1000 м, совпадает вулканоплутоном с широким развитием вокруг гранитоидного массива эффузивов среднего состава. Выходы нижнемеловых гранитов соответствуют осевой зоне неотектонического поднятия хребта Чаятын, ориентированного почти под прямым углом к мезозойским складчатым структурам.

Многочисленные интрузии верхнемеловых и палеогеновых гранитоидов, известные в пределах Сихотэ-Алиня, приурочены к площади сводового поднятия, очерченного изоанабазой +500 м¹. С осевыми частями небольших хребтов, расположенных к западу от Сихотэ-Алинского свода, также совпадают выходы молодых гранитоидов. Так, в районе Бикинского неотектонического поднятия известны крупные выходы юрских, верхнемеловых и палеогеновых гранитов. Верхнемеловыми и палеогеновыми гранитоидами и эффузивами кислого состава сложены наиболее гипсометрически приподнятые участки хребта Синего.

Господствующее положение гранитоидов в рельефе горных сооружений рассматриваемого региона не может быть обусловлено только избирательностью денудации. Инженерно-геологические характеристики горных пород (Бабичев и др., 1962) показывают, что кислые лавы, а также большинство метаморфических и сцементированных осадочных пород лишь немногим уступают по прочности гранитоидам и базальтам, относящимся к классу «высокопрочных», в который входят также грубозернистые песчаники и сцементированные гравелиты. С этими характеристиками хорошо согласуются особенности строения осевых зон горных хребтов, где участки, сложенные метаморфическими породами, как правило, располагаются гипсометрически на 300—500 м ниже вершинных частей, сложенных гранитоидами. Следовательно, различиями в петрографическом составе горных пород могут быть обусловлены лишь второстепенные формы рельефа. В то же время су-

¹ Формальным исключением из этой закономерности являются палеоценовые гранитоиды, расположенные вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива. Указанные районы испытали наложенные погружения уже после эоцена и поэтому, в отличие от участков, которые продолжали воздыматься, характеризуются низким гипсометрическим положением и интенсивными положительными аномалиями силы тяжести.

уществование реликтов поверхностей денудационного выравнивания, приподнятых на высоту до 2000 м, в пределах хребтов Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Эзоп, Сихотэ-Алинь (Кропоткин, 1956; Чемяков, 1960) и других, свидетельствует о тектоническом происхождении основных форм рельефа (горных хребтов с интрузиями гранитоидов в осевых зонах) в районах развития метаморфических пород.

Послескладчатые гранитоиды в районах, сложенных древними кристаллическими толщами (хребты Становой и Турана, Зее-Селемджинское междуречье), также располагаются в пределах гипсометрически приподнятых участков, однако не всегда точно совпадают с центрами наибольших поднятий, так как здесь они могут быть перекрыты сохранившимися от размыва остатками кровли. Это обстоятельство связано с тем, что молодые гранитоиды в районах развития кристаллических пород обычно образуются вследствие мобилизации более древних гранитоидов (Белоусов, 1962) и обнажаются, в отличие от вулкано-плутонов, не за счет прорыва на дневную поверхность, а за счет эрозионного среза перекрывающих толщ.

Таким образом, в пределах рассматриваемого региона почти все неотектонические горные сооружения пространственно связаны с внедрениями послескладчатых гранитоидов.

Не вызывает сомнений тот факт, что осевые, наиболее приподнятые участки положительных неотектонических структур испытывали в процессе поднятия максимум вертикальных тектонических напряжений. Совпадение с этими участками в плане и в разрезе интрузий гранитоидов позволяет высказать предположение, что сами эти интрузии и являются теми конкретными геологическими телами, подъем которых обусловил возникновение горных сооружений. Такая причинная связь представляется вполне закономерной, если учесть последние исследования Л. И. Салопа (1963), из которых следует, что абсолютный возраст горных пород (в данном случае гранитоидов), определенный по аргоновому методу, характеризует не столько время первоначального их образования, сколько начало подъема этих пород выше определенного гипсометрического уровня в земной коре, примерно совпадающего с геоизотермой 300°.

Начало такого подъема в конце мезозоя как по геологическим данным, так и по данным аргонового метода (Салоп, 1963) фиксируется для района Станового хребта. Сходная обстановка отмечается в позднем палеозое и в районе хребта Тураны, где внедрения верхнепалеозойских гранитоидов (абсолютный возраст 195—250 млн лет) совпадают по времени с поднятием Буреинского срединного массива. Преобладание восходящих тектонических движений в указанных районах в течение кайнозоя, которое можно связывать с продолжавшимся процессом подъема гранитных масс, и привело в конечном итоге к формированию современных хребтов Станового и Турана. Тенденция к поднятию, которая прослеживается во время и вслед за внедрениями интрузий послескладчатых вулкано-плутонов. (преимущественно верхнемелового и раннепалеогенового возраста), характерна также для районов, где к настоящему времени сформировались такие крупные хребты, как Буреинский, Баджальский, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Сихотэ-Алинь и некоторые другие.

Анализ гравиметрических данных в сопоставлении с картой новейших движений позволяет в общих чертах рассмотреть причины подъема интрузий послескладчатых гранитоидов и формирования положительных неотектонических структур региона.

Все крупные структуры, в пределах которых выходы послескладчатых гранитоидов приподняты на значительную высоту, в гравитационном поле отражаются интенсивными минимумами силы тяжести. Такие минимумы совпадают с наиболее приподнятыми участками хребтов

Станового, Буреинского, Баджальского и Турана, Мамынского и Гонжинского выступов. В районе сочленения хребтов Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Эзоп отмечается понижение поля силы тяжести, почти точно совпадающее в плане со сложной конфигурацией изоанабаз. Сводовому поднятию Сихотэ-Алиня и его продолжению в Нижнем Приамурье также соответствует система гравитационных минимумов (Волхонин, Лишнеvский, 1960).

Как отмечалось выше, осевые зоны большинства горных хребтов состоят из участков, сложенных гранитоидами и метаморфическими породами, которые сменяют друг друга по простиранию хребтов. Как тем, так и другим участкам на карте остаточных аномалий силы тяжести, характеризующих строение верхней части земной коры, соответствуют протяженные минимумы, причем экстремальные их значения совпадают с выходами гранитоидов. В то же время остаточные гравитационные минимумы в пределах Сихотэ-Алиня и некоторых других хребтов соответствуют не отдельным выходам гранитоидов, а их группам, концентрирующимся в наиболее приподнятых участках. Подобный характер соотношений гравитационного поля с геологическими структурами показывает, что уже на небольшой глубине выходы гранитоидов объединяются в единые крупные массивы, в принципе не отличающиеся от гранито-гнейсовых валов и куполов древних кристаллических щитов. Четко выраженная линейность и большая протяженность (до 250 км) одних минимумов, изометричная форма и крупные размеры (около 100 км в поперечнике) других указывают на самостоятельность интрузивных массивов как структурно-тектонических форм. Внедрившись в вышележащие метаморфические или кристаллические породы, интрузии гранитоидов в своей верхней части застывали в интрузивной (на глубине) или в эффузивной (на поверхности) фации. По-видимому, и после застывания, как это следует из приуроченности их к осевым зонам положительных «послескладчатых» структур, интрузии продолжали подниматься. Постепенно приподнимая породы кровли, они в конечном итоге сформировали неотектонические поднятия.

По мнению Г. И. Худякова (1964), подъем гранитных интрузий происходит за счет изостатического всплывания. Действительно, имеющиеся данные (Лишнеvский, 1962, 1963) показывают, что недостаток плотности гранитоидов по отношению к вмещающим метаморфическим толщам составляет в среднем $0,05-0,10 \text{ г/см}^3$, что может являться дополнительным фактором подъема гранитных масс. Однако исследования, проведенные автором в районах развития кристаллических толщ (в Становом хребте и в Зее-Селемджинском междуречье), показывают, что плотности как молодых (послескладчатых), так и древних гранитоидов мало различаются между собой и в среднем близки к $2,62-2,64 \text{ г/см}^3$. Отсутствие существенных различий в плотности разновозрастных гранитоидов в этих районах указывает на то, что изостатическое всплывание не может являться основной причиной подъема молодых гранитоидов.

Из этих же данных следует, что крупные аномалии силы тяжести, соответствующие в Зее-Селемджинском междуречье, в хребтах Становом и Турана полям распространения разновозрастных, но близких по плотности гранитоидов, обусловлены главным образом глубинными факторами. Интенсивные гравитационные минимумы в этих районах соответствуют крупным неотектоническим поднятиям (Лишнеvский, 1963), в то время как относительно повышенное поле силы тяжести совпадает с участками, гипсометрически приподнятыми на меньшую высоту. Расчеты указанных минимумов, а также минимумов, приуроченных к неотектоническим поднятиям в районах, сложенных метаморфическими породами, показывают, что всем поднятиям соответствуют зоны пониженной плотности, расположенные на глубинах от 8 до 14 км.

Из этих данных следует, что главной причиной подъема гранитоидов и формирования неотектонических поднятий являются либо процессы разуплотнения (и, как следствие, расширения), происходящие внутри «гранитного» слоя, либо локальное увеличение мощности этого слоя за счет присоединения к нему нижележащих (также расширяющихся) горизонтов земной коры. Однозначное решение этого вопроса в принципе возможно уже в настоящее время при проведении специальных сейсмологических исследований.

Анализ регионального гравитационного поля южной части Дальнего Востока показывает, что региональные минимумы силы тяжести, характеризующие, в отличие от остаточных аномалий, строение глубоких горизонтов земной коры, соответствуют не отдельным положительным неотектоническим структурам, а обширным по площади сводовым поднятиям (мегаструктурам), объединяющим группы горных хребтов. Эти сводовые поднятия, как следует из расчетов данных, приурочены к зонам регионального увеличения мощности «гранитного» слоя и земной коры в целом. С этой точки зрения формирование и рост гранитных валов и куполов представляются явлениями, производными от более общего процесса гранитизации.

Генетическая связь между подъемом гранитоидов и формированием неотектонических поднятий отмечается не только на юге Дальнего Востока, но и в пределах Верхояно-Колымской складчатой области. Здесь верхнеюрские и меловые гранитоиды, приуроченные во многих случаях к мезозойским синклиориям и внедрившиеся в самом конце складчатого цикла, продолжали активно подниматься и в новейшее время. В современной структуре территории они располагаются в осевых частях хребтов Черского, Сарычева и других неотектонических горных сооружений.

В Центральном Казахстане многие неотектонические поднятия, выраженные в современном рельефе в виде островных возвышенностей, приурочены к выходам герцинских гранитоидов. Хотя отметившие этот факт исследователи (Сваричевская, Яговкин, 1964) считают, что подъем гранитоидов обусловлен унаследованными складчатыми движениями, они в то же время справедливо отмечают, что происхождение возвышенностей не может быть объяснено селективностью денудации.

Таким образом, особенности строения многих областей завершенной складчатости позволяют считать, что большинство положительных «послескладчатых» тектонических структур в их пределах возникло под воздействием поднимающихся «молодых» или активизированных древних гранитоидов.

ВЫВОДЫ

1. На территории южной части Дальнего Востока в пределах протерозойской, палеозойской и мезозойской складчатых областей широко развиты интрузии верхнепалеозойских и мезо-кайнозойских гранитоидов. Почти все эти гранитоиды по времени своего внедрения являются послескладчатыми, не связанными непосредственно с геосинклинальным циклом развития соответствующих складчатых областей.

2. Тесная пространственная связь послескладчатых гранитоидов с положительными неотектоническими структурами позволяет предполагать, что подъем гранитоидов, продолжающийся и после их внедрения (застывания), явился непосредственной причиной формирования большинства современных горных сооружений рассматриваемого региона. Такие гранитоиды, по-видимому, следует выделять под названием собственно орогенных.

3. Подъем интрузий гранитоидов, как это следует из приуроченности интенсивных гравитационных минимумов к неотектоническим поднятиям, обусловлен либо локальным увеличением мощности «гранит-

ного» слоя, либо процессами разуплотнения, происходящими внутри него.

4. Сравнительно неглубокое залегание нижних кромок зон относительного разуплотнения (от 8 до 14 км), вычисленное по гравитационным данным, показывает, что источники тектонических движений располагаются не только в верхней мантии и близ поверхности Мохоравичича, но и непосредственно внутри земной коры.

5. Поднимающиеся интрузии, судя по особенностям их гравиметрических характеристик, морфологически представляют собой гранитные валы и купола. Как тектонические структуры они являются производными от более общего процесса гранитизации земной коры.

Литература

- Бабичев Е. А., Красилова Н. С., Леонов Г. П., Сергеев Е. М. и др. Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долины Верхнего Амура. Изд-во МГУ, 1962.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Елисеева В. К., Путинцев В. И. Геология Приморского края. Госгеолтехиздат, 1955.
- Волхонин В. С., Лишневецкий Э. Н. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части Советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 9, 1960.
- Красный Л. И. Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области. Госгеолтехиздат, 1959.
- Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3, 1960.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Лишневецкий Э. Н. Плотность и магнитная восприимчивость горных пород Зейско-Буреинской впадины. Разведочная и промысловая геофизика, вып. 45, 1962.
- Лишневецкий Э. Н. Глубинное геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Зейской и Зее-Буреинской депрессий. Автореферат канд. дис., М., 1963.
- Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта. Докл. АН СССР, т. 136, № 2, 1961.
- Нагибина М. С. О структурном положении верхнемезозойских и кайнозойских гранитоидов в мезозоидах Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.
- Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. Геология и геофизика, № 11, 1963.
- Салун С. А., Бобылев В. В. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэ-Алиньской складчатой области. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 5, 1963.
- † Сваричевская З. А., Яговкин В. И. О ядрах протыкания интрузивных пород в новейших брахиантиклиналях домезозойского основания в Центральном Казахстане. Проблемы неотектоники. Тезисы докл. совещ. 19—23 мая, 1964 г., М., 1964.
- Устнев Е. К. Проблемы вулканизма и плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12, 1963.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 7, 1956.
- Худяков Г. И. О морфоструктурной характеристике мезозойско-кайнозойских интрузивов в отдельных районах юга Дальнего Востока. Проблемы неотектоники. Тезисы докл. совещ. 19—23 мая 1964 г., М., 1964.
- Чемехов Ю. Ф. Геоморфология Приамурья и смежных территорий. Госгеолтехиздат, 1960.
- Чемехов Ю. Ф. Неотектоника Приамурья и смежных территорий. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
геофизических методов разведки

Статья поступила
22 января 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 550.34

В. Н. АВЕРЬЯНОВА

ОБ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В НАПРАВЛЕНИЯХ НАПРЯЖЕНИЙ,
ДЕЙСТВУЮЩИХ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА

Дается анализ определения нодальных плоскостей продольных волн—возможных плоскостей разрыва в очагах некоторых курило-камчатских землетрясений. На основании этого анализа устанавливаются причины расхождения выводов автора и предыдущих исследований.

Землетрясения являются одним из проявлений тектонических процессов, протекающих не только в земной коре, но и в верхней мантии до глубин 600—700 км. В вопросе выяснения сущности этих процессов большое значение имеют определения направлений, по которым действуют напряжения в очагах землетрясений. Для района Курило-Камчатской островной дуги и прилегающих акваторий такие определения осуществлены многими авторами (Балакина, 1959, 1960; Hodgson, Storey, 1954, Hodgson, 1954, 1962; Honda, 1952, 1957; Stauder, 1962 и др.) Имеется по этому вопросу и ряд обобщающих работ (Аверьянова, 1965; Балакина, 1962; Benioff, 1962; Hodgson, Metzger, 1962; Scheidegger, 1955 и др.), содержащих выводы об общих закономерностях поля напряжений и распределения сейсмодислокаций. Но, насколько нам известно, только две работы — Л. М. Балакиной (1962) и В. Н. Аверьяновой (1965) — основаны целиком на собственных определениях авторов механизмов очагов землетрясений. И хотя обоими авторами использованы одни и те же землетрясения и одна и та же методика (Введенская, 1960), выводы об общих закономерностях и направлениях напряжений, действующих в очагах землетрясений различаются. В настоящей работе предпринимается попытка установить эти различия и вскрыть их причины.

Основные результаты Л. М. Балакиной, вытекающие из ее последней работы (Балакина, 1962) и основанные на 28 определениях, сводятся к следующему. В пределах всего Тихоокеанского сейсмического пояса, в том числе и в пределах Курило-Камчатского региона, в диапазоне всех глубин напряжения сжатия близки к горизонтальным и ориентированы поперек основных геологических структур. Напряжения растяжения, взаимно меняясь местами с промежуточными напряжениями, либо направлены почти вертикально, либо довольно полого вдоль основных структур. В указанном поле напряжений преобладают вертикальные движения по разрывам, ориентированным вдоль основных геологических структур, и горизонтальные — по разрывам, секущим эти структуры.

Наши выводы, в основе которых лежат определения механизма очагов более 400 землетрясений, заключаются в следующем. Поверхностные слои мантии (до 40—50 км в среднем) и кора в районе континентального склона океанической впадины и в ее пределах находятся в основном под действием преимущественных напряжений растяжения, близких к горизонтальным и ориентированных субмеридионально. Соответствующие напряжения сжатия направлены почти широтно и довольно круто (в среднем под углом 50° к горизонтали). В этом поле напряжений преимущественными являются сбросово-сдвиговые подвижки по обоим возможным плоскостям разрыва. В более глубоких слоях мантии (до 200 км) действуют близкие к горизонтальным напряжениям сжатия субширотного и субмеридионального направлений, а напряжения растяжения, пересекая основные геологические структуры, имеют значительную вертикальную компоненту (средний угол наклона к горизонтали ~ 50°). В этом поле напряжений преимущественно распространены взбросо-сдвиговые подвижки по обоим возможным плоскостям разрыва. Вдоль всей дуги на глубинах до 200 км напряжения сжатия и растяжения ориентированы веерообразно относительно широтного и меридионального направлений. Наблюдается взаимная замена преимущественных направлений для промежуточных

напряжений и векторов первых движений по плоскостям разрыва, ориентированным вдоль основных геологических структур. На больших глубинах также выявляются зоны с различным характером сейсмодислокации.

Таким образом, Л. М. Балакина утверждает, что дислокации в очагах землетрясений в диапазоне всех глубин Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны едины и ответственны общему надвику континентальной стороны главной зоны нарушений на океаническую, а по разрывам, секущим эту зону, имеют место сдвиги. Наши данные свидетельствуют о неоднородности характера дислокаций и в очагах землетрясений Курило-Камчатской зоны, а также о закономерном чередовании областей с преимущественными сбросо-сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми подвижками. При этом сдвиговая компонента движений по разрывам примерно равна вертикальной. Различие в выводах можно объяснить, прежде всего, неодинаковой степенью охвата имеющегося материала наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатского региона, а также некоторыми ошибками и неточностями, допущенными Л. М. Балакиной при определениях механизма очага конкретных землетрясений.

Л. М. Балакиной всего исследовано 28 землетрясений Курило-Камчатского региона за 1948—1959 гг. с $M \geq 5,75$ (Балакина, 1962). Однако два предельно сильных землетрясения этого периода, Хоккайдовское (4.III.1952 г.) и Камчатское (4.XI.1952 г.), ею не рассмотрены. В то же время в список использованных землетрясений включено 11 афтершоков этих землетрясений. Таким образом, Л. М. Балакина молчаливо принимает неизменность поля напряжений до и после сильных землетрясений в их очаговых областях. Между тем еще в 1958 г. М. Батом и Г. Беньоффом (Bath, Benioff, 1958) было установлено, что после землетрясений 4.XI.1952 г. в его очаговой области протекал очень сложный процесс деформирования. Исследования В. Стаудера (Stauder, 1962) и наши (Averyanova and oth., 1963) подтвердили этот вывод и показали, что напряжения, высвобожденные при афтершоках землетрясения 4.XI.1952 г., создают неоднородное поле и что они не могут характеризовать общее поле напряжений. Если учесть этот немаловажный факт и исключить из рассмотрения афтершоки, то число землетрясений, на основании которых можно делать выводы о закономерностях поля напряжений в пределах Курило-Камчатского региона из работы Л. М. Балакиной (1962), сократится до 16.

К сожалению, определения напряжений, действовавших в очагах большинства землетрясений из 16 указанных, осуществленные Л. М. Балакиной, вызывают сомнение. Нижеприведенная иллюстрация определения механизма очага семи курило-камчатских землетрясений различными авторами убеждает нас в этом. Все эти землетрясения (табл. 1) являются наиболее сильными, и, несомненно, напряжения, действовавшие в их очагах, должны характеризовать общее поле напряжений.

Таблица 1

Дата	t_0 , час. мин.	Координаты гипоцентра			M
		φ° с. ш.	λ° в. д.	h, км	
5.IV. 1949	09—27	41,6	131,6	550	6,5
3.V. 1959	05—56	48,6	153,5	150	7,0
3.XI. 1949	01—12	48,6	153,5	190	6,5
28.II. 1950	10—20	46,0	143,8	340	7,5
27.VI. 1950	15—41	43,5	139,1	30	6,75
6.XI. 1958	22—58	44,3	148,5	80	8,25
4.V. 1959	07—15	53,1	160,3	20	7,75

Возможные плоскости разрыва для этих землетрясений, найденные Л. М. Балакиной (1960, 1962), Х. Ходжсоном (Hodgson, Storey, 1954; Hodgson, 1954, 1962), С. Д. Коган (1955) и нами, приводятся ниже. Знаки первых смещений в продольной волне, собранные нами из различных источников, содержатся в табл. 2, а примеры диаграмм определений приведены на рис. 1, 2.

Для землетрясения 5.IV.1949 г. (рис. 1) нодальные линии $U_p=0$, т. е. линии нулевых смещений в продольной волне, проведенные С. Д. Коган и нами, очень близки и наилучшим образом разделяют знаки смещений. Относительная согласованность знаков с нодальными линиями Х. Ходжсона несколько хуже и совсем непонятен принцип разделения знаков Л. М. Балакиной. Для землетрясений 3.V.1949 г., 3.XI.1949 г., 28.II.1950 г. и 27.VI.1950 г. определения ряда авторов согласуются между собой и отличаются от них только определения Л. М. Балакиной, страдающая несогласованностью распределения знаков первых смещений продольных волн с установленными ею нодальными плоскостями. В качестве примера на рис. 2 приведено построение нодальных поверхностей для землетрясения 28.II.1950 г. Не исключена возможность того, что Л. М. Балакина при определении направлений, по которым действовали напряжения в очагах этих землетрясений, использовала знаки смещений в поперечных волнах. Но

тогда напрашивается естественный вывод, который должен был сделать автор рассматриваемой статьи (Балакина, 1962), о несогласованности знаков смещений в продольных и поперечных волнах или о несоответствии принятой силовой модели очага (двойная пара сил сжатия и растяжения) наблюдаемым смещениям в P -волнах. Без такого заключения определения Л. М. Балакиной представляются просто ошибочными. В этом убеждают нас и исследования А. О. Стивенса (Stevens, 1964), показавшие, что для землетрясения 11.X.1953 г. нодальные плоскости $U_p=0$, установленные Л. М. Балаки-

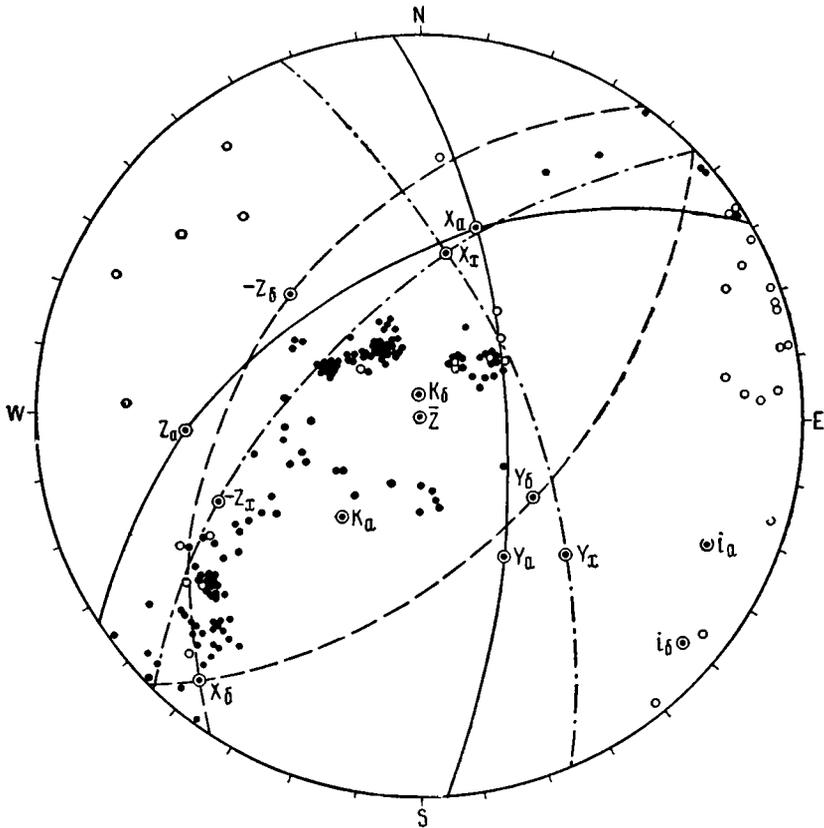


Рис. 3. Определение динамических параметров очага землетрясения 6.XI.1958 г.

Условные обозначения см. на рис. 1

ной, не согласуются с распределением смещений как в продольных, так и в поперечных волнах. В то же время в определениях В. Стаудера (1962), существенно отличающимися от построений Л. М. Балакиной, для этого землетрясения смещения в продольных и поперечных волнах обнаруживают хорошее согласие. Для остальных рассматриваемых землетрясений А. К. Стивенс (1964) также обнаружил хорошее согласие между распределением смещений в продольных и поперечных волнах и положением плоскостей разрыва, найденных Х. Ходжсоном, Р. Стори (1954), Х. Ходжсоном (1954) и близких с нашими.

Для наиболее сильного землетрясения последнего времени 6.XI.1958 г. (рис. 3) определения Х. Ходжсона (1962) и наши очень близки, а определения Л. М. Балакиной опять отличаются от них. Для этого землетрясения нами исследовано распределение знаков смещений в поперечных волнах S_v и S_h , сведения о которых содержатся в табл. 3. Оно обнаруживает хорошую согласованность с нодальными линиями $U_{S_v}=0$ и $U_{S_h}=0$, рассчитанными по модели А. В. Введенской (1960), при установленных Х. Ходжсоном и нами ориентациях возможных плоскостей разрыва и направлениях действия напряжений (рис. 4). Если соответствующее сопоставление осуществить для определений Л. М. Балакиной, то в поперечных волнах оказываются несогласованными 17 знаков (табл. 3).

Механизм очага землетрясения 4.V.1959 г. детально был изучен Л. М. Балакиной (1960). Наши определения несколько отличаются (рис. 5). Прежде всего различаются распределения знаков смещений в продольной волне за счет того, что Л. М. Балакиной

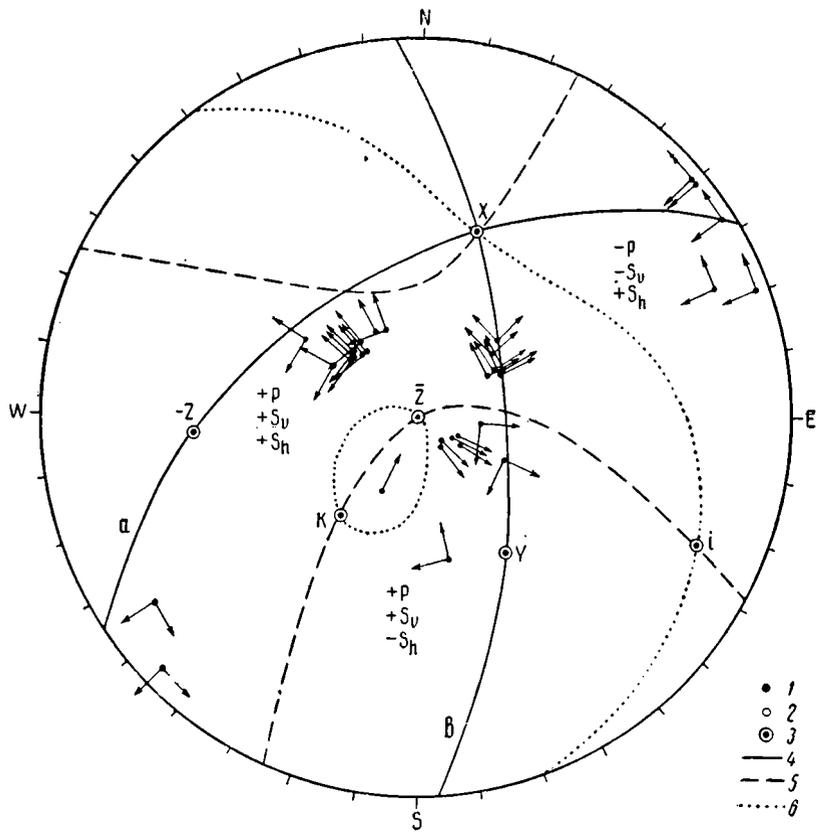


Рис. 4. Распределение знаков смещений в поперечных волнах для землетрясений 6.XI.1958 г.

Выходы нодальных поверхностей: 1 — $U_p=0$; 2 — $U_{S_h}=0$; 3 — $U_{S_v}=0$; знак в S_v — стрелка направлена к центру — минус, от центра — плюс; знак в S_h — стрелка направлена по часовой стрелке — минус, против часовой стрелки — плюс

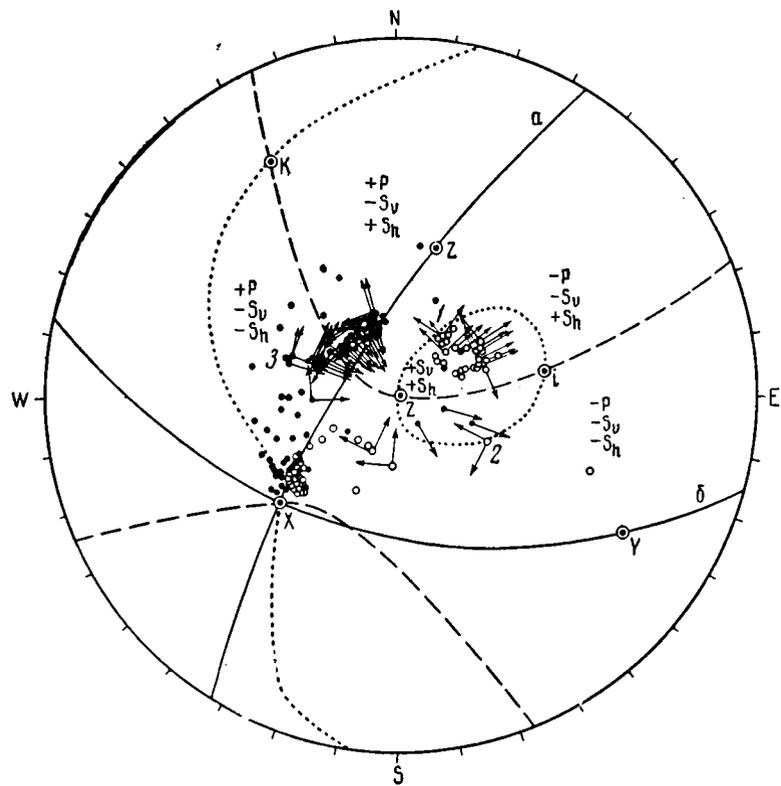


Рис. 5. Определение динамических параметров очага землетрясения 4.V.1959 г.

Условные обозначения см. рис. 1 и 2
 Номера станций: 1 — Ситка, 2 — Гонолулу, 3 — Иркутск

Таблица 2

Станция	Землетрясение						
	5.IV. 1949. 09	3.V. 1949. 05	3.XI. 1949. 01	28.II. 1950. 01	27.VI. 1950. 15	6.XI. 1958. 22	4.V. 1959. 07
Абасири						-	+
Анкава				+			
Акита			+	+	-		
Алма-Ата						+	+
Алмерия			-	+	-		
Алушта						+	
Андижан						+	+
Аомори				-		-	
Апатиты						+	
Апия			+				
Аргата	+		-	+			
Арапуни				-			
Асахигава						-	
Афины			-			+	
Ашхабад						+	+
Баотоу						+	+
Базель		-	+	+	+		+
Батавия		-			pp-		
Белград	+	+	+		+	+	-
Беркли	+	-	-	+	+	+	-
Берген		+				+	
Безанкон	+	-	+				
Бозмен			+		+		-
Болонья	-	-		+	+	+	
Бомбей	+						
Боулдер Сити		+	-		+		
Братислава							-
Брисбен	+	+	+	-	-	+	-
Бребеуф							-
Будапешт			+				
Бухарест			+				
Бьютт		-					-
Вадзима			+				
Вакканан							+
Вакаяма						-	
Варшава				+		+	
Вашингтон						+	
Ваяма						-	+
Вестон	+	-	+			+	
Вена						+	
Виктория		-	-	+	+		
Виллингтон		+	+	-			
Владивосток						-	+
Вильсон			-				
Гамильтон	+	+	-	+	-	+	-
Гарши						+	
Гвадалахара						+	-
Гифу				+		+	-
Гонолулу		+	+	+		+	-
Гонконг						+	
Горис						+	+
Гёттинген		+	-				
Гуам							-
Де Бильт		-	+	+	+	+	+
Джакарта				-		+	+

Таблица 2 (продолжение)

Станция	Землетрясение						
	5.IV. 1949. 09	3.V. 1949. 05	3.XI. 1949. 01	28.II. 1950. 01	27.VI. 1950. 15	6.XI. 1958. 22	4.V. 1959. 07
Душанбе						+	
Дурб						+	
Ереван						+	+
Загреб						+	+
Зосе						+	+
Ибукуяма						-	
Иерусалим						-	-
Иена	-	-	+				
Иокагама				+		+	
Иркутск						+	+
Исиномисаки						+	
Кабанск						+	+
Картуа		-	+	-	-		
Кагосима						+	+
Камеяма				+		+	-
Какиока				+		+	
Калькутта	+			-			+
Кантон							+
Карлсруе			+	+			
Канберра							-
Кадиакамам		-	+	+			
Каракас							-
Кветта						+	
Кируна						+	+
Киото				+		+	
Кипапа						+	
Кишинев						+	-
Кизыл-Арват						+	+
Кинкинатти	+		+	+			
Клермонт	-	-	+			+	+
Кливленд	-	+	+	+			
Ключи					+	+	+
Колледж	+			+		-	
Колумбия			+		+		
Коллмберг		-	+	-		-	
Копенгаген		-	+	+			
Кобе	-						
Кофу				+		+	-
Ксара	-	-		-	+	+	+
Куньминь						+	+
Кумамото				+		+	+
Кумагая				+			+
Кусиро						-	-
Курильск							+
Кью		-		+			+
Кяхта						+	+
Ланьчжоу						+	+
Ла Кобе				+			+
Ла Иолла				+			
Лембанг							-
Лиссабон				+			-
Линкольн				+			
Лхаса						+	-
Львов						+	+
Малага	-	+	+				+
Магадан						-	+
Маебаси						+	-
Мацуяма				+		+	

Таблица 2 (продолжение)

Станция	. емлетрясение						
	5.IV. 1949. 09	3.V. 1949. 05	3.XI. 1949. 01	28.II. 1950. 01	27.VI. 1950. 15	6.XI. 1958. 22	4.V. 1959. 07
Маусиро				—		+	—
Мацумото				—			—
Манилла				—			
Мацзе						+	
Манцанилло						+	
Макуори						+	
Мера				+			
Мерида						+	—
Мессина				—			+
Махачкала						+	
Масштеттен						+	+
Мельбурн						+	—
Маесаки				+		+	
Мисима				+		+	—
Миако				+		+	
Мито				+			
Минерал	+	+	—	+	+		
Москва						+	+
Мори				—		—	+
Мориока				+		+	+
Моргентаун						+	—
Монако						+	+
Монцуру							+
Нагано				+		+	—
Нагасаки						+	—
Нанкин							+
Нахичевань						+	+
Нагоя		—	—	+		+	+
Немуро						—	+
Невшатель		—	+	+	—		+
Нью-Дели	+			+			
Нью-Йорк				+			
Нью-Плимут				—		—	
Ниагата						+	
Нумея						+	
Оби-Гарм						+	+
Обихиро						—	
Оваси				+		+	
Овертон			—				
Онваке						+	
Оита				+		+	+
Омаесаки				+		+	
Онахема				+		+	—
Осака				+		+	—
Осима				+		+	—
Оттава			+	+		+	—
Оха	+			+		+	—
Падова	—						+
Павия							+
Палисейдс				+		+	—
Пасадена	+	+	—	+		+	—
Пало-Альто	+			+	—		
Париж	—	—	+				
Паломар			+	+			
Пекин						+	+
Петропавловск						+	—
Пикрее Фери		+	—	+	+		

Таблица 2 (продолжение)

Станция	Землетрясение						
	5.IV. 1949. 09	3.V. 1949. 05	3.XI. 1949. 01	28.II. 1950. 01	27.VI. 1950. 15	6.XI. 1958. 22	4.V. 1959. 07
Питсбург						+	
Прага		—	+	+	+ PP—	+	
Прато						+	
Потсдам			+	+			
Пулково						+	+
Пууна	+		—	—	+	+	
Пятигорск							
Рapid Сити		+	—	+		+	—
Равенсбург		—				+	+
Рахов						+	
Ратфарнхам					+		+
Рено	+	+		+	+		
Резольют						+	+
Реджо-де-Калабрия						+	+
Рейкьявик							+
Ривервью			—	—		+	—
Риверсайд	—	—	—	+	—		
Рим	—	—	+	+	+		+
Рыбачье						+	
Ролптон			—	+			
Сан-Луи	—	+	+	+	+		
Санта-Клара	+	+		+			
Санта-Барбарра				+			
Саппоро				+			
Сан-Хуан				+	—	—	+
Саката						+	—
Сайго						—	
Сало				+			+
Свердловск		—					+
Сеатл				+			+
Сендай					—		
Саскотун	+	—			—	+	+
Северо-Курильск						+	+
Скоресбу Сун		+					
Сиракава						+	—
Сизиока				+		+	—
Симидзу				+		+	+
Синомисаки				+		+	
Симферополь						+	+
Ситка				+	—	—	+
Скалстоган						+	
Солт-Лейк-Сити				+		+	—
Страсбург	—	—	+	+	+	+	
Стамбул			+			+	
Суттсу						—	+
Сумото				+		+	+
Сува				—			
Сьерра-де-Пикар						+	
Такада							—
Таксон		+	—	+	—	+	—
Ташкент						+	
Таманрассет		+	—			+	
Такубая		—	+	+			
Тинемаха	+	+	—	+	—		—
Титибу						+	—
Токио	—	—		+	—		—
Толедо				+		+	

Таблица 2 (продолжение)

Станция	Землетрясение						
	5.IV. 1949. 09	3.V. 1949. 05	3.XI. 1949. 01	28.II. 1950. 01	27.VI. 1950. 15	6.XI. 1958. 22	4.V. 1959. 07
Томисаки						+	-
Тойока						+	-
Томие						+	+
Токусима						+	
Томакоман						-	
Тояма							-
Триест		-	+			+	
Тюбинген						+	+
Углегорск						-	+
Ужгород						+	+
Укль				-		+	+
Уппсела	+	-	+	+	+	+	+
Уракава						-	
Уцуномия				+		-	
Фергана						+	+
Феодосия						+	+
Фукуи						-	
Флорессант							-
Фордхам		+					
Фукуока		-		+		+	+
Фукусима	+			+		+	-
Фунатсу				+		+	+
Флоренсия	-	-		+			+
Фресно	+	+	-	+	-		+
Хатинохе				+		+	+
Хамада				+		-	+
Хангри Хорс		+		+	+	+	-
Хакодате				+		-	
Харвард		-	+	+	+		
Хайвэй				+	-		
Хауауа				+		+	-
Хельван	+	-	-	+	-	+	
Хельсинки			+	+			
Хайдерабад		-	-	-			
Хиконе				+			
Хомей						+	
Хорог						+	+
Хиросима	+		-			+	
Хур	-		+	+	-	+	+
Хистхюр				-			
Цуруга				+		+	
Цюрих	-	-	+	+	+		
Цукубасан				+			
Чартер Тауерс						+	
Черновицы						+	
Чимкент						+	+
Чине-Лейк			-	+		+	
Чикаго		-					
Чэнду							+
Шаста		+	-	+	+	+	-
Шемаха						+	+
Штуттгарт	-	-	+	+	+	+	
Шавинеган Фолс				+			
Юкайю						+	-
Южно-Сахалинск						+	+
Якусима						+	-
Ялта						+	+
Ямагата						+	
Явиггут		-					-

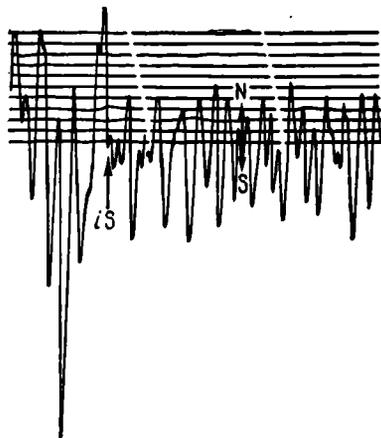
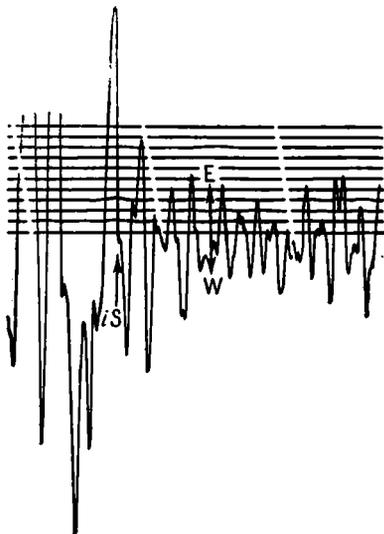
Станции	6.XI. 1958				I.V. 1959			
	по определениям							
	Аверьяновой и Ходжсона		Балакиной		Аверьяновой		Балакиной	
S _v	S _h	S _v	S _h	S _v	S _h	S _v	S _h	
Аикава	+	+	+	+	+			
Алушта	+	+	+	(+)				
Алма-Ата	+ sP		+ sP					
Андижан				-	-	-	-	
Беркли	+	+	+	+	(+)	0'	(+)	
Брисбен					(+)	0'	(+)	
Бутте					+		(+)	
Гонолулу	+	-	+	(-)	0	-	(-)	
Гамильтон	+	+	+	+			(-)	
Гори	+ sP		+ sP					
Де-Бильт					(+)	+	(+)	
Душанбе					-	-	(+)	
Иркутск	+	+	+	(+)	-	-	(+)	
Канберра					-	-	(+)	
Калькутта					-	-	(+)	
Кировабад	+	+	+	(+)	+ sP	+	(+)	
Колумбия					+	+	+	
Курильск					+ sP			
Кусиро	-	+	(-)	+				
Куляб					-	-	-	
Ключи	- sP		(- sP)					
Кью					(+)	+	(+)	
Кянта					-	-	-	
Махачкала	+	+	+	(+)				
Миако	-	+	(-)	+				
Мориока	-	+	(-)	+				
Москва	+ sP	+	+ sP	(+)	-	+	(+)	
Палисейдс					+ sP	+	+ sP	
Пасадена	+	+	+	+	(+)	+	(+)	
Петропавловск					+ sP	+	+ sP	
Пулково	+	+	+	(+)	+ sP	+	(+)	
Равенсбург					-			
Рейкьявик					-			
Мештеттен					-			
Сендай	+	+	(+)	+				
Свердловск					-	+	+	
Ситка	+	+	+	+	- sP	+	(+)	
Симферополь	+ sP		+ sP		-			
Сочи					+ sP	+	+ sP	
Таксон	+	+	+	+	(+)	+	(+)	
Ташкент	+ sP		+ sP	(+)	+	+	+	
Тубинген					-			
Укьях	+	+	+	+				
Упсела	+	+	+	(+)				
Фергана					-	+	+	
Феодосия					-	+	+	
Флорессант					+ sP	+	(- sP)	
Фрунзе					+	+	(+)	
Хангри Хорс					-	+	-	
Хакодате	-	+	-	+	+	+	+	
Хатинохе	-	+	-	+				

Таблица 3 (продолжение)

Станции	6.XI. 1958				4.V. 1959			
	по определениям							
	Аверьяновой и Ходжсона		Балакиной		Аверьяновой		Балакиной	
	S_V	S_H	S_V	S_H	S_V	S_H	S_V	S_H
Хило	—	—	(—)	—	—	—	{ — —	(—) —
Хорог	—	—	—	—	—	—		
Черновицы	+	+	+	(+)	—	+	—	+
Шемаха	+	+	+	(+)	—	+	—	+
Штуттгарт	+	—	+	(—)	—	—	—	—
Эвекауна	+	—	+	(—)	—	—	—	—
Ялта	+	—	+	(—)	—	—	—	—

Примечание. Одним штрихом отмечены данные В. Сладкого, двумя — Л. М. Балакиной, в скобках заключены знаки, не согласующиеся с определениями динамических параметров очагов различными авторами.

взята неточная глубина этого землетрясения (50 км вместо 20 км). Положение nodальной плоскости по распределению знаков смещения только в продольной волне установить однозначно невозможно. Но знаки смещения в поперечных волнах определяют ее положение, изображенное на рис. 5.



Если сопоставить распределение знаков смещений в поперечных волнах с ориентацией плоскостей разрыва и соответствующим направлением напряжений, полученными Л. М. Балакиной (1960), то 23 знака из 75 оказываются несогласованными с этими параметрами, причем два знака для Иркутска и Хорога найдены самой Л. М. Балакиной. Но как показывает анализ записи поперечных волн, зарегистрированных в Иркутске (рис. 6), составляющая S_H не равна нулю, как это принято у Л. М. Балакиной.

В табл. 4 приведены данные, полученные разными авторами, об азимутах (Az°) и углах падения (i°) плоскостей разрыва в очагах семи рассмотренных землетрясений и степень соответствия произведенных определений фактическому материалу. Нетрудно видеть, что наибольшая несогласованность допущена в определениях Л. М. Балакиной.

Не исключена возможность того, что в полученные нами выводы в процессе накопления фактического материала будут внесены коррективы. Но приведенный материал показывает, что при определении динамических параметров очагов Курило-Камчатских землетрясений Л. М. Балакина не использовала всего имеющегося материала наблюдений, не дала ему глубокого анализа, вследствие чего ее определения страдают весьма существенными неточностями и даже ошибками. Все это свидетельствует о необходимости пересмотра тех выводов, которые получены Л. М. Балакиной о закономерностях распределения напряжений в пределах Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны. Необходимо отметить, что интерес к подобным работам все возрастает и не случайным является тот факт, что на результаты работ Л. М. Балакиной ссылаются другие авторы. К сожалению, ошибочные положения ее работы автоматически просачиваются через ссылки и в другие исследования.

Рис. 6. Запись поперечных волн при землетрясении 4.V.1959 г. сейсмической станцией «Иркутск»

Землетрясение	Автор	Плоскости разрыва				Количество знаков			
		I		II		всего	соглас.	несоглас.	относит. несогл., %
		Az°	e°	Az°	e°				
5.IV. 1949	Б.	270	60	110	30	46	26	20	43,5
	А.	272	66	13	67	46	42	4	8,7
	Х.	333	64	84	60	46	36	8	17,4
	К.	277	70	14	68	46	40	6	13,0
3.V. 1949	Б.	180	70	85	75	68	53	15	22,0
	А.	290	74	29	72	68	63	5	7,4
	Х.	264	75	359	71	68	71	7	10,5
3.XI. 1949	Б.	175	80	85	85	66	52	14	21,2
	А.	120	80	26	78	66	62	4	6,1
	Х.	115	79	23	77	66	61	5	7,6
	К.	117	77	25	90	66	59	7	10,6
28.II. 1950	Б.	260	75	155	45	131	109	22	16,8
	А.	273	54	16	74	131	123	8	6,1
	Х.	284	55	23	76	131	123	8	6,1
27.VI. 1950	Б.	250	40	105	55	50	33	17	34,0
	А.	266	70	3	70	50	49	1	2,0
	Х.	269	71	5	74	50	49	1	2,0
6.XI. 1958	Б.	305	40	135	50	183	166	17	9,3
	А.	328	46	86	64	183	174	9	4,9
	Х.	315	45	66	66	183	168	15	8,2
4.V. 1959	Б.	320	80	140	15	105	102	3	2,9
			200		15				
	А.	301	73	194	48	183	175	8	4,4

* Сокращения: Б. — Балакина; А. — Аверьянова, Х. — Ходжсон, К. — Коган.

Литература

- Аверьянова В. Н. Некоторые закономерности сейсмодислокаций на Дальнем Востоке. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Балакина Л. М. О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1959.
- Балакина Л. М. Некоторые результаты изучения очагов землетрясений 4 мая и 18 июня 1959 г. по инструментальным данным. Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 11, 1960.
- Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1962.
- Введенская А. В. Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений, по наблюдениям сейсмических станций. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 4, 1960.
- Коган С. Д. Динамические параметры очагов глубоких землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 30, 157, 1955.
- Федотов С. А., Аверьянова В. Н., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности Южных Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1961.
- Averyanova V. N., Solov'ev S. L., Varchenko A. I. Some investigations of seismic conditions of tsunami generation and improvement of equipment of tsunami warning system. (Доклад на XIII Ассамблее МГТС в г. Беркли). 1963.
- Bath M., Benioff H. The aftershock sequence of the Kamchatka earthquake of November 4, 1952. Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 48, 1958.
- Benioff H. Movements on major Transcurrent Faults. Continental Drift, ed. by S. K. Runcorn, New York and London, 1962.
- Hodgson J. H. and Storey R. S. Direction of faulting in some of the larger earthquakes of 1949. Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 44, No. 1, 1954.
- Hodgson J. H. Direction of faulting in some of the larger earthquakes of the North Pacific, 1950—1953. Publ. Domin. Observ., Ottawa, v. 18, No. 10, 1954.
- Hodgson J. H. Movements in the Earth's crust as indicated by earthquakes. Continental Drift, ed. by S. K. Runcorn, New York and London, 1962.
- Hodgson J. H. and Metzger M. E. Direction of faulting in some of the larger earthquakes of 1958. Publ. Domin. Observ., Ottawa, v. 24, № 6, 1962.

- H o n d a H., M a s a t u k a A. On the mechanism of the earthquakes and stresses producing them in Japan and its vicinity. Sci. Rept. Tohōku Univ., Ser. 5, Geoph., N 4, 1952.
- H o n d a H. The mechanism of the earthquakes. Sci. Rept. Tohōku Univ., Ser. 5, Geoph., N 4, 1957.
- S c h e i d e g g e r A. E. The physics of orogenesis in the Light of new seismological evidence. Contr. Domin. Observ., Ottawa, v. 1, No. 21, 1955.
- S t a u d e r W. S-wave studies of earthquakes of North Pacific; par I: Kamchatka. Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 52, No. 3, 1962.
- S t e v e n s A. E. Earthquake mechanism determination by S-wave data. Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 52, No. 3, 1962.

**Сахалинский комплексный
научно-исследовательский
институт СО АН СССР**

**Статья поступила
18 ноября 1964 г.**



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.244.2(571.56)

Я. М. КИСЛЯКОВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДРЕВНИХ ДОЛИН
В ЛОЖАХ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИН МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Проведенные в последнее время детальные геолого-геофизические работы в некоторых позднемезозойских впадинах Монголо-Охотского пояса позволили установить сложную морфологию их ложа. Наряду с явно тектоническими формами, обусловленными неравномерным прогибанием и блоковыми перемещениями по крутопадающим разрывам, в ложах впадин выделяются своеобразные узкие, часто ветвящиеся древние долины.

Эти долины обычно располагаются вдоль крупных тектонически ослабленных зон и приурочиваются к наиболее нарушенным участкам кристаллического основания. Длина отдельных древних долин достигает первых десятков километров, при ширине от нескольких сотен метров до одного-двух километров. В их пределах обычно выделяются довольно плоские полого наклоненные днища и крутые борта, часто усложненные террасовидными уступами. Относительные превышения бортов древних долин над их днищами иногда достигают 200—300 м, а крутизна бортов колеблется от 20—30° до 50—60°.

В связи с достаточно широким развитием древних долин и их существенным влиянием на распределение различных комплексов континентальных осадков, вопрос о происхождении подобных структур имеет важное значение для понимания геологического строения и условий формирования позднемезозойских впадин. Для решения поставленной задачи был детально изучен один из участков, где древние долины пользуются наиболее широким распространением.

Участок расположен в северном борту крупной впадины, выполненной верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями. Эти отложения залегают на кристаллическом основании, сложенном гранитами и гнейсами. В пределах участка контур развития мезозойских пород очень неровный, извилистый. Осадочные образования в виде заливообразных «языков» часто вдаются на значительное расстояние в обрамление впадины, а на площадях развития мезозойских отложений в свою очередь наблюдаются многочисленные выступы фундамента. Все это является отражением чрезвычайно неровной поверхности ложа впадины.

В строении осадочного чехла грубо можно выделить две толщи, предположительно верхнеюрского возраста, разделенные внутриформационным разрывом. Нижняя толща, развитая локально, сложена преимущественно глыбовыми конгломератами, выше которых залегают липаритовые игнимбриты. Мощность толщи достигает 150 м. Верхняя толща построена более сложно. В основании ее залегают конгломератово-гравелитовая пачка мощностью 60—80 м, сложенная в основном пролювиальными осадками. Выше по разрезу располагается аллювиальная песчаниковая пачка мощностью 100—120 м. Разрез верхней толщи венчается мощной (более 200 м) озерной пачкой, сложенной горизонтально слоистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников.

На строение описанных толщ и площадное развитие отдельных пачек существенное влияние оказывают неровности кристаллического основания. Наиболее полные и мощные разрезы осадочных толщ наблюдаются в понижениях ложа.

В пределах участка установлена система соединяющихся друг с другом погребенных древних долин (рис. 1, а), наличие которых впервые было подмечено П. В. Радионовым. Наиболее погружен фундамент в срединной части участка, где выделяется так называемая Центральная котловина. С запада к ней приключается субширотная долина, днище которой полого наклонено в восточном направлении. К этой древней долине с севера примыкает другая, северо-восточного простирания, имеющая в свою очередь небольшое широтное ответвление в восточном направлении. С востока к Центральной котловине присоединяются еще две древние долины, характеризующиеся соответственно северо-восточным и восток-юго-восточным простиранием.

Древние долины приурочены к тектонически нарушенным участкам кристаллического основания, где отмечаются зоны дробления и древние кварцевые жилы. Наиболее часто разрывные нарушения располагаются в бортах долин. В обрамлении впадины на продолжении древних долин, наряду с разрывными нарушениями, иногда прослеживаются дайковые пояса. Тектонические нарушения, развитые в кристаллическом основании, при переходе в вышележащие отложения резко затухают, сменяясь зонами мелких малоамплитудных трещин, причем существенно не усложняющих ни морфологию ложа, ни залегания осадочных толщ.

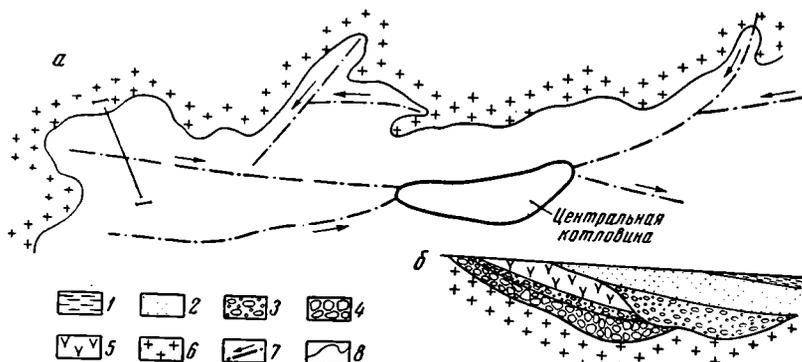


Рис. 1. Расположение древних долин на площади участка (а) и схематический разрез по линии I—I (б)

1 — озерные алевролиты и аргиллиты; 2 — аллювиальные песчаники с прослоями алевролитов; 3 — пролювиальные гравелиты и валуново-галечниковые конгломераты; 4 — глыбовые конгломераты; 5 — липаритовые игнимбриты; 6 — граниты; 7 — оси древних долин и направление их наклона; 8 — граница впадины

В морфологии различных палеодолин много общего. Помимо пологих днщ и крутых бортов, усложненных террасовидными уступами, характерными особенностями древних долин являются прямолинейность их бортов, обусловленная, по-видимому, приуроченностью последних к наиболее выдержанным и протяженным нарушениям в кристаллическом основании, а также их асимметричность. Северные и северо-западные борта последних имеют более крутой наклон, чем соответственно южные и юго-восточные.

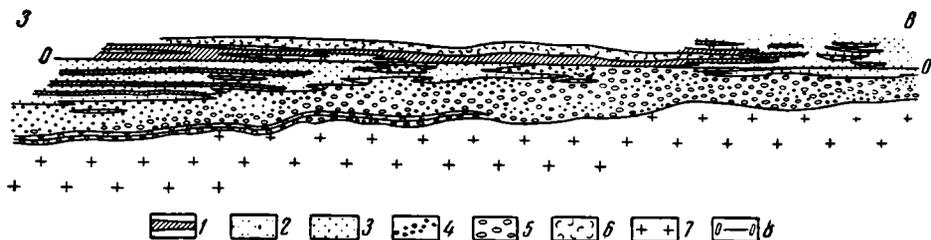


Рис. 2. Схематизированный широтный литологический профиль по линии максимальных мощностей верхней толщи

1 — озерные алевролиты и аргиллиты; 2 — озерные песчаники; 3 — аллювиальные песчаники с прослоями алевролитов; 4 — гравелиты; 5 — валуново-галечниковые конгломераты; 6 — туфы; 7 — граниты; 8 — условная горизонтальная линия

В осевых частях древних долин мощности осадочных толщ максимальные. По направлению к бортам происходит резкое уменьшение мощностей и выклинивание нижних пачек, вследствие чего вышележащие осадки залегают непосредственно на кристаллическом основании.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют об эрозионной природе долин. Взаимоотношения двух осадочных толщ друг с другом и условия залегания их позволяют выделить два этапа в формировании древних долин, один из которых предшествовал накоплению нижней толщи, другой — верхней. В результате этого некоторые долины оказываются как бы состоящими из двух эрозионных врезов, выполненных разновозрастными осадками (рис. 1, б).

В образовании вышеописанной древней речной сети основную роль играл второй эрозионный этап, поскольку элементы более древнего вреза сохранились лишь на ограниченных площадях в южной и западной частях участка. Поэтому для выяснения условий формирования древних долин наибольшее значение имеет анализ строения верхней толщи. С этой целью был составлен широтный литологический профиль вдоль линии максимальных мощностей верхней толщи (рис. 2). В качестве маркирующих горизон-

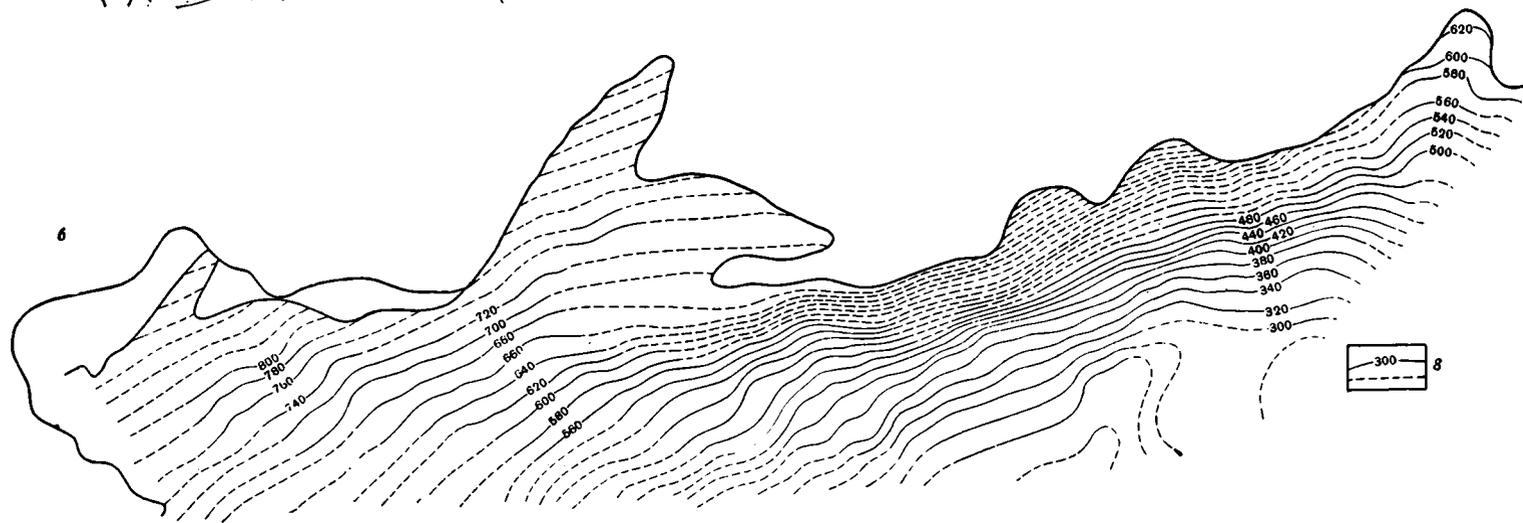
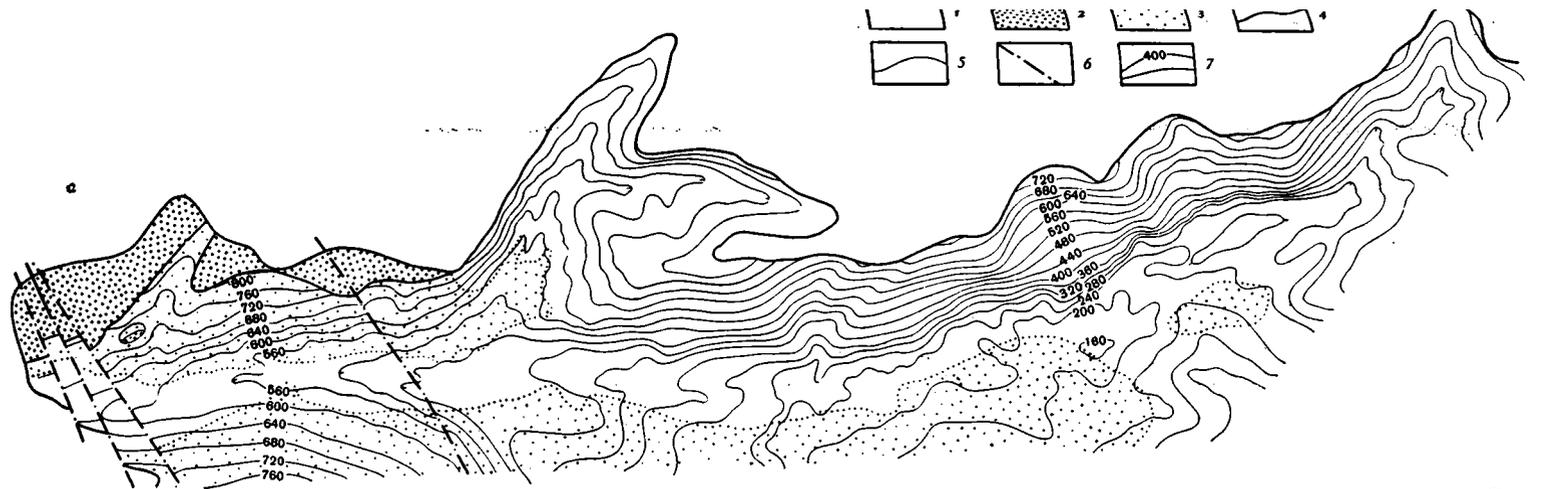


Рис. 3 (а и б). Подпись см. на пол. 102

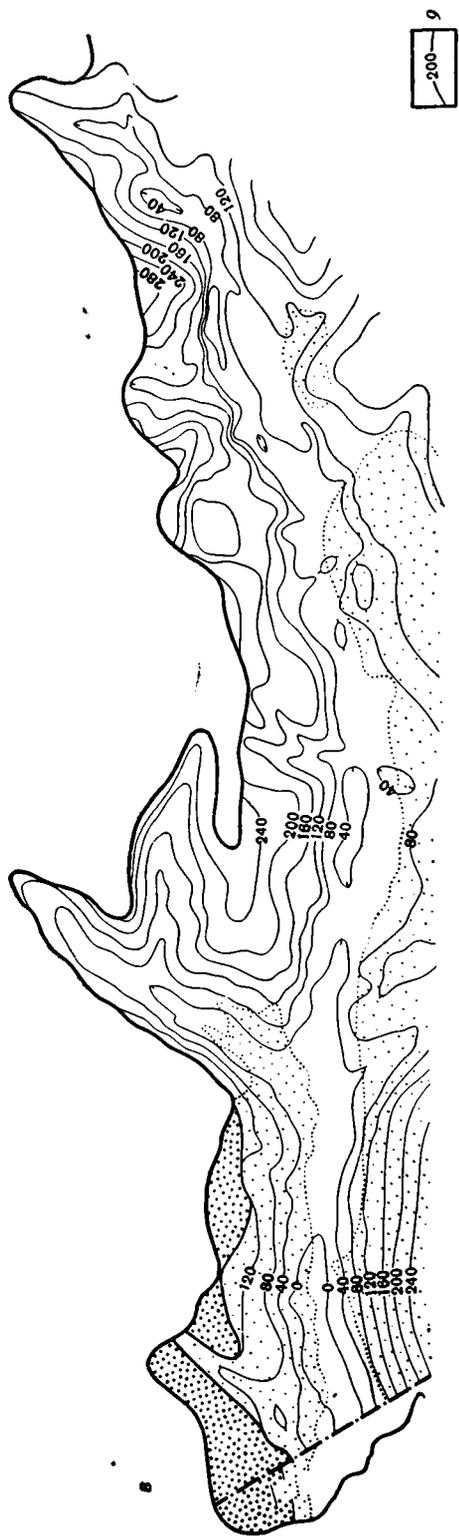


Рис. 3. Планы современного погребенного рельефа основания верхней толщи (а), стратонизогипсы подошвы озерной пачки (б) и реставрированного рельефа основания верхней толщи (в)

1 — гранитное обрамление; 2 — отложения нижней толщи, выходящие на дневную поверхность; 3 — те же отложения, перекрытые осадками верхней толщи; 4 — линия контакта гранитов и верхнемезозойских отложений; 5 — линия контакта отложений нижней и верхней толщ; 6 — линии разрывных нарушений; 7 — горизонталы рельефа основания; 8 — стратонизогипсы подошвы озерной пачки (достоверные и предполагаемые); 9 — горизонталы реставрированного рельефа основания в произвольной системе высот

тов служили выдержанные пласты туфов, прослой горизонтально слоистых аргиллитов внутри песчанковой пачки, а также подошва озерной пачки. Последняя условно принята на профиле за горизонтальную поверхность.

Рассмотрение литологического профиля показывает, что в западной части участка внутри песчанковой пачки, а также подошва озерной пачки. Последняя условно принята на профиле за горизонтальную поверхность.

Рассмотрение литологического профиля показывает, что в западной части участка внутри песчанковой пачки, а также подошва озерной пачки. Последняя условно принята на профиле за горизонтальную поверхность.

Приведенные данные со всей очевидностью свидетельствуют, что во время заполнения долин отложениями верхней толщи имело место общее понижение рельефа в западном направлении. Очевидно, ту же ориентировку имели и водные потоки.

Поскольку современный рельеф основания верхней пачки (рис. 3, а) отражает влияние как древних эрозийных процессов, так и более поздних тектонических деформаций, для реставрации первоначального облика древней речной сети было произведено изучение складчатой структуры. С этой целью был построен план стратонизогипс подошвы озерной пачки (рис. 3, б). Оказалось, что на большей части участка осадочные породы имеют выдержанное восток-северо-восточное простирание, ориентированное косо по отношению к простиранию древних долин.

Совмещение плана стратонизогипс с картой погребенного рельефа позволило восстановить первоначальную форму основания верхней толщи (рис. 3, в). В результате изменения направления наклона западного желоба все древние долины оказались ориентированными в западном направлении, в сторону обрамления впадины. Это свидетельствует о том, что древний базис эрозии располагался за пределами впадины. Следовательно, формирование эрозионных врезов не было обусловлено прогибанием последней и происходило значительно раньше его.

Следует отметить, что в результате «поправки» на складчатость исчезла ранее существовавшая резкая асимметричность бортов долин. Это указывает на то, что в процессе прогибания впадины кристаллический фундамент испытывал существенно пластическую деформацию.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В ложах некоторых позднемезозойских впадин Монголо-Охотского пояса широко развиты своеобразные древние долины. Они играют важную роль в распределении и строении базальных толщ верхнемезозойских отложений, а также в ряде случаев определяют сложные неровные очертания бортов впадин, которые не могут быть объяснены ни складчатостью, ни влиянием разломов.

2. На образование древних долин влияли различные факторы, в том числе и структурные, обусловившие их приуроченность к наиболее нарушенным участкам кристаллического основания. Однако ведущую роль в формировании долин играли древние эрозионные процессы.

3. Образование древней эрозионной сети предшествовало прогибанию впадин и происходило, по-видимому, на широкой площади как в участках современного развития верхнемезозойских впадин, так и в пределах кристаллического обрамления. Процесс врезания долин сопровождался последующим выполнением их пролювиальными и аллювиальными осадками. Иногда он был довольно сложным и состоял по крайней мере из двух самостоятельных эрозионных этапов.

4. В результате позднемезозойских тектонических движений древние долины претерпели существенную деформацию, выразившуюся в изменении наклона их бортов и днищ. На участках формирующихся впадин древние долины и выполняющие их осадки оказались погруженными и перекрытыми более молодыми отложениями, а в обрамлении впадин были полностью уничтожены позднейшей эрозией.

ХРОНИКА

ТЕКТОНИКА НА XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КОНГРЕССА В ИНДИИ

ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ НА ЗАСЕДАНИЯХ КОНГРЕССА

С 14 по 22 декабря 1964 г. в столице Индии г. Дели состоялась XXII сессия Международного геологического конгресса. В работе сессии участвовало свыше 2000 делегатов из разных стран, в том числе более 500 индийских геологов, 128 делегатов Советского Союза, около 200 делегатов из США. На заседаниях 16 секций конгресса и на многочисленных комиссиях и подкомиссиях участниками сессии было зачитано более 400 научных докладов (в том числе 95 докладов советских геологов).

Президентом конгресса являлся известный индийский геолог д-р Д. Н. Вадиа, генеральным секретарем — директор геологической службы Индии д-р Б. С. Рой.

Две секции конгресса — секция № 4 — «Деформации пород и тектоника» и секция № 11 — «Гималайский и альпийский орогенез» — были целиком посвящены тектонике. Вопросы тектоники затрагивались также в работе ряда других секций и комиссий: «Геология нефти», «Гондвана» и др. Особенно следует отметить работу комиссии по геологической карте Мира с ее подкомиссией по тектоническим картам, которые провели ряд заседаний с интересным обсуждением геологических и тектонических карт, представленных делегатами различных стран. Ниже публикуется специальная информация А. А. Богданова об этой работе.

Состоялось девять заседаний секции «Деформация пород и тектоника» и семь заседаний секции «Гималайский и альпийский орогенез». На них было заслушано более 50 докладов. Значительная их часть была посвящена тектонике Индии и сделана индийскими геологами и частью геологами других стран. На секции № 11 особенно много докладов касалось тектоники Гималаев. В части из них были освещены новые данные по геологии и тектонике отдельных участков Гималайской цепи. Другие имели более общий характер, рассматривали взаимоотношение Гималаев с Каракорумом, со складчатыми структурами Бирмы, а также историю развития Гималаев и прочие вопросы. Были доклады, посвященные Андаманским и Никобарским островам, тектонике Филиппинского архипелага, тектонике Японии.

Изучение тектоники Индии, как это видно по докладам и демонстрировавшимся картам, сделало значительные успехи. В частности, индийские геологи продемонстрировали на конгрессе тектоническую карту Индии в масштабе 1 : 2 000 000 и более крупного масштаба сводную карту Гималаев. Вместе с тем многие важнейшие вопросы тектоники Гималаев, этой наиболее труднодоступной части Индии, еще не выяснены или являются предметом дискуссии. В значительной степени это связано с еще небольшой площадью крупномасштабных геологических съемок в Гималаях и с недостаточной изученностью стратиграфии осадочных толщ. Многие коренные вопросы последовательности напластования и возраста отдельных толщ еще не решены и являются предметом споров и дискуссий. Для некоторых комплексов не имеется даже самых общих представлений об их стратиграфическом положении.

В связи со сказанным тектонические структуры Гималаев также еще недостаточно выяснены.

Многие доклады советских геологов, зачитанные на рассматриваемых секциях, касались общих вопросов строения Земли и развития земной коры (доклады В. В. Белоусова и М. В. Муратова или В. А. Апродова, Д. П. Резвого), строения и развития складчатых областей и их вулканизма (доклады Г. С. Дзюценидзе; Б. П. Бархатова и А. Л. Цагарели). Многие доклады советских геологов, касавшихся общих широких проблем, привлекли к себе внимание со стороны делегатов других стран. По ним задавались многочисленные вопросы и возникали дискуссии. Это связано с широтой поставленных в них вопросов наряду с тем, что выводы общего порядка были серьезно обоснованы фактическими данными.

Доклады геологов из других стран, среди которых было много интересных сообщений, касались больше частных вопросов строения и истории развития отдельных частей Альпийско-Гималайской системы и других областей. Некоторая часть докладов на секции № 4 была посвящена вопросам микротектоники, деформации горных пород и кристаллических решеток минералов.

М. В. Муратов

КРАТКИЙ ОБЗОР РАБОТЫ СЕКЦИИ № 4 «ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ТЕКТНИКА»

Заседания секции состоялись 15, 16, 17, 18 и 19 декабря. В программу был включен 41 доклад, но часть из них не состоялась в связи с отсутствием докладчиков. Советских докладов было представлено три: В. В. Белоусова, М. В. Муратова и В. А. Апродова.

Большая часть докладов была посвящена региональным темам. Поскольку, однако, существовала особая секция, посвященная «Гималайской и Альпийской орогении», в секцию № 4 попали региональные доклады, выделенные методом исключения, что не могло не сделать их подбор случайным. Из наиболее интересных докладов этого характера следует отметить: сообщение Ф. Гервасио о тектонике Филиппинского архипелага с демонстрацией новой геологической карты, доклад К. Ичикава о строении земной коры в юго-восточной части Японии, в котором геофизические данные были сопоставлены с геологическими, доклад Д. Рэя о палеотектонике Индии, сообщение Х. Сольсоны и др. о геологическом строении Кубы.

Несколько докладов было посвящено механизму тектонических деформаций и экспериментальной тектонике. Так, П. Хартман (Голландия) докладывал о пьезокристаллических структурах оливина, вопросу об особенностях деформаций в глубоких зонах коры был посвящен доклад Я. Холубеца (Чехословакия). Д. Канунго (Индия) рассказал об экспериментальном воспроизведении в глине кулисообразных трещин. Механизму образования промежуточной складчатости посвятили свое сообщение В. Свобода и Я. Земан (Чехословакия). Наиболее интересным докладом этой серии был доклад Г. Винне-Эдвардса о глубинном складкообразовании. В этом докладе развивалась идея о глубинном диапиризме, происходящем в связи с региональным метаморфизмом.

Общим тектоническим темам были посвящены доклады лишь советских исследователей. Однако сделано было, как уже указано, всего три. В связи с отсутствием докладчиков, к сожалению, не состоялись доклады В. Е. Хаина, Е. В. Павловского и М. С. Маркова, А. М. Смирнова. Советские доклады привлекли большое внимание и явились, несомненно, центральными в программе работы секции. Особенно оживленный обмен мнений вызвал доклад В. В. Белоусова, в котором были изложены новые идеи о глубинных процессах, вызывающих в коре магматические, метаморфические и тектонические явления.

В целом же в работе секции не могло быть отмечено каких-либо крупных событий. Подбор докладов был в значительной степени случайным, а уровень их в большинстве случаев не поднимался выше среднего. Этим, видимо, объясняется то, что после весьма многолюдных первых двух заседаний количество присутствовавших стало быстро падать и на последних заседаниях дошло до 10—15.

В. В. Белоусов

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТНИКИ НА ЗАСЕДАНИЯХ КОМИССИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МИРА И ПОДКОМИССИИ ТЕКТНИЧЕСКОЙ КАРТЫ МИРА ВО ВРЕМЯ РАБОТЫ XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

На XXII сессии Международного геологического конгресса большое внимание привлекали к себе вопросы региональной тектоники. Различные доклады и сообщения, отражающие успехи в развитии региональных тектонических исследований, явились предметом обсуждения как на ряде секций, так и на заседаниях различных комиссий конгресса. Вероятно, наибольшее число наиболее важных докладов этого направления было рассмотрено на заседаниях комиссии геологической карты Мира и ее подкомиссии по тектонической карте Мира, задачами деятельности которых является создание международных геологических и тектонических карт континентов и всего мира.

Комиссия геологической карты Мира проводила свои собрания с 13 по 19 декабря 1964 г. В течение этих дней состоялись общие пленарные заседания комиссии, собрания ее бюро, заседания ее подкомиссий по тектоническим и металлогеническим картам, а также проводились собрания рабочих групп — по геологической карте Европы, геологическому атласу Мира и тектоническому словарю.

Я остановлюсь только на некоторых общих вопросах, в разрешении которых принимал участие, на работах подкомиссии по Международной тектонической карте Мира и принятых ею решениях, а также на результатах работы рабочей группы по тектоническому словарю.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАБОТЫ КОМИССИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МИРА

Известный французский геолог Фернанд Блондель, на протяжении многих лет являвшийся бессменным президентом комиссии, в связи с плохим состоянием своего здоровья, обратился к комиссии с письменной просьбой освободить его от занимаемого

ним поста. Комиссия принуждена была удовлетворить просьбу г-на Ф. Блонделя. Одновременно она выразила своему бывшему президенту глубокую благодарность за многолетнюю плодотворную деятельность и избрала его своим почетным президентом.

Президентом комиссии Международной геологической карты Мира по предложению г-на Ф. Блонделя был избран французский геолог Жан Марсэ, известный своими работами по геологии и полезным ископаемым Марокко и ранее являвшийся генеральным секретарем комиссии. На пост генерального секретаря комиссии была избрана д-р Ф. Делани (Франция), исполнявшая обязанности заместителя генерального секретаря. Избрание г-на Марсэ и д-ра Делани президентом и генеральным секретарем комиссии предопределяет сохранение резиденции комиссии Парижа.

Были избраны некоторые новые вице-президенты комиссии¹. В связи с кончиной д-ра А. Бенца (июнь, 1964 г.) новым вице-президентом по Европе был избран д-р Г. фон Гертнер (ФРГ), одновременно являющийся председателем комитета по геологической карте Европы. Достаточно широкое развитие геологических исследований в Антарктиде, выполняемых по плану международного сотрудничества (S.C.A.R.), увенчавшихся, как известно, значительными успехами, побудил комиссию избрать специального вице-президента по этому материку. На этот пост был избран д-р Дж. Р. Эди (Бирмингем, Англия), представляющий S.C.A.R.

По остальным материкам вице-президенты не переизбирались и ими остаются: по СССР — Н. А. Беляевский, по Южной и Юго-Восточной Азии — д-р Б. С. Рой, Северной Америке — В. Д. Джонстон (США), Южной Америке — А. Р. Ламего (Бразилия), Африке — Ф. Дикси (Англия), Австралии — И. М. Рейнер.

Также не переизбирались руководители металлогенической (президент В. Д. Джонстон, генеральный секретарь П. Рутье) и тектонической подкомиссий (президент Д. В. Наливкин, генеральный секретарь А. А. Богданов). Таким образом, было признано сохранение центрами для металлогенической карты США и Франции, а тектонической — СССР.

Комиссия высказала пожелание, чтобы ее следующая очередная сессия была созвана весной 1966 г. в Париже. Помимо того, также в 1966 г. по предложению д-ра А. Бертельсена (Дания) было решено организовать симпозиум по вопросам геологии (в первую очередь тектоники) Арктики и, если это будет возможно, то и Антарктиды. Комиссия предполагает обратиться с просьбой к Академии наук СССР и Госгеолкомму СССР взять на себя организацию этого симпозиума.

Комиссия также решила создать в 1965 г. в одной из стран Южной Америки совещание представителей геологических служб южноамериканских стран для организации работ по созданию тектонической карты этого материка. Подобное совещание было проведено в 1963 г. в Бразилии, и оно дало весьма положительный результат, выразившийся в создании геологической карты Южной Америки м-ба 1 : 5 000 000. Организация совещания по тектонической карте Южной Америки поручена президенту комиссии, вице-президенту по Южной Америке и подкомиссии по тектонической карте.

На наш взгляд, большое значение имеет принятое комиссией решение впредь публиковать специальные бюллетени, подводющие итоги ее работы. Необходимость подобных эпизодических изданий определяется предшествующей деятельностью комиссии. Множество докладов, представлявшихся на заседаниях комиссии между 1956 и 1962 гг., остались неопубликованными, хотя они и имели несомненное большое научное и методическое значение. При этом отдельные доклады удавалось издавать только благодаря любезности редакторов некоторых периодических изданий (например — «Обозрения по физической географии и динамической геологии», «Бюллетень Московского общества испытателей природы» и др.)².

По достигнутой договоренности бюллетень о работе комиссии во время XXII сессии Международного геологического конгресса, заключающий не только общие обзоры, но также и тексты прочитанных докладов, будет опубликован оргкомитетом этого Конгресса (д-р Б. С. Рой).

Можно думать, что большое значение для будущего развития деятельности комиссии и всех ее подкомиссий будет иметь принятое решение о начале переговоров с Союзом геологических наук о будущем вхождении комиссии в Союз, но с сохранением своей независимости и подчиненности по отношению к Конгрессу. Это решение, видимо, полностью соответствует общим постановлениям и рекомендациям XXII сессии Международного геологического конгресса.

Помимо перечисленных решений по общим вопросам, заслуживают внимания некоторые общие итоги по созданию геологических карт континентов.

В качестве важнейших достижений следует отметить:

¹ По статуту комиссии каждый из вице-президентов курирует какой-либо материк или его значительную часть.

² Problèmes concernant l'élaboration des cartes tectoniques (Résolutions et les rapports de MM: A. Bogdanoff, A. Caire, H. v. Gertner, I. Goguel, M. Mouratov, V. Khain). «Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique» (2), vol. V, fasc. 4, pp. 243—285. Paris (1962), 1963.

Обзор дискуссии в г. Закопане (IX. 1963 г.) о положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы (доклады и выступления Г. Кёльбеля, Е. Зноско, А. Богданова, Г. фон Гертнера, Н. Семеновко, Н. Магнуссона). Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIX, № 3, 1964 г.

- 1) фактическое завершение второго издания геологической карты Западной и Центральной Европы м-ба 1 : 1 500 000;
- 2) создание геологической карты Южной Америки м-ба 1 : 5 000 000, представленной конгрессу в виде красочной пробы;
- 3) создание геологической карты Северной Америки м-ба 1 : 5 000 000, также представленной конгрессу в виде красочной пробы;
- 4) издание ряда геологических карт стран Южной и Юго-Восточной Азии и средних — Индии (м-б 1 : 2 000 000), Афганистана (м-б 1 : 500 000), Филиппин (м-б 1 : 1 000 000) и ряда других;
- 5) подготовку к печати ряда обзорных геологических карт всей территории СССР (м-б 1 : 2 500 000), востока и северо-востока СССР (м-б 1 : 1 500 000), а также Арктики (м-б 1 : 5 000 000).

КРАТКИЙ ОБЗОР НАУЧНЫХ ИТОГОВ ЗАСЕДАНИЙ ПОДКОМИССИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ МИРА

Предыдущий съезд подкомиссии тектонической карты мира состоялся в декабре 1962 г. в Париже¹. На этом съезде был намечен круг проблем, которые должны были быть разработаны ко времени XXII сессии Международного геологического конгресса, и приняты согласованные решения об осуществлении ряда работ, которые до начала конгресса должны были быть завершены. В соответствии с этим в течение 1963 и 1964 гг. было проведено значительное число соответствующих исследований. На заседании комиссии были представлены доклады о проводимых, завершённых и планируемых работах как в рамках международного сотрудничества, так и по планам геологических учреждений отдельных стран. Тексты этих докладов представлялись в виде брошюр, специально изданных на английском, французском и русском языках². Следует отметить, что заседания подкомиссии были достаточно многолюдными (до 100—150 и более участников). Во время XXII сессии конгресса они сохраняли тот же общий характер и значение, которые они впервые приобрели на Копенгагенской (XXI) сессии конгресса в 1960 г. Постоянными участниками заседаний из индийских геологов были президент конгресса Вадиа, генеральный секретарь конгресса — Рой, автор тектонической карты Индии Роу и многие молодые индийские геологи. Постоянно присутствовали американцы — Ф. Б. Кинг, С. Х. Стоквелл, Дж. Роджерс, Б. К. Хейзен, европейцы — Ж. Гогель, П. Мишо, А. Симонен, С. Дж. Стабелфилд, Ф. У. Данинг, Е. Бенео, А. Кадарча, С. Вдовиаж, Г. фон Гертнер, А. Ватцнауер, африканцы — Ю. А. Шуберт, А. Фор-Мюре, Л. Дюбертре, Ж. Сузи и многие другие, а также многочисленные геологи стран юга Азии, Дальнего Востока и Австралии. Из советских геологов в заседаниях подкомиссии постоянно принимали участие М. В. Муратов, И. И. Берсенева, Л. И. Боровиков, Ю. А. Косыгин, М. С. Нагибина, Б. Х. Егизаров и ряд других лиц. Председатель подкомиссии Д. В. Наливкин на конгрессе не присутствовал, поэтому все ее заседания пришлось вести мне.

Подкомиссия тектонической карты Мира получила возможность провести всего четыре заседания: 16.XII (утро), 17.XII (утро и вечер), первое из них совместно с Ассоциацией геологических служб Африки, и 19.XII (утро).

На первом заседании был представлен отчетный доклад генерального секретаря подкомиссии А. А. Богданова, касающийся общих итогов и состояния работ по созданию тектонических карт всех материков и Мира. По отдельным материкам были заслушаны следующие доклады: Северная Америка. А. Бертельсен представил тектоническую карту Гренландии м-ба 1 : 2 000 000, отражающую строение прибрежных частей острова. Расчленение складчатых комплексов произведено по их возрасту и степени метаморфизма и дислоцированности пород. Во время доклада демонстрировалась красочная проба карты.

С. Х. Стоквелл доложил о тектонике Канадского щита. Составленная и в значительной части законченная карта (м-б 1 : 5 000 000) обобщает новейшие данные геологических исследований, и в частности многочисленных измерений абсолютного возраста горных пород. Карта Канады построена по тому же принципу, что и опубликованные карты СССР и Европы (выделение складчатых комплексов по возрасту завершающей складчатости). В докембрии различается пять складчатых комплексов, разделенных следующими завершающими складчатостями:

- кеноренской — 2390 млн. лет,
- гудзонской — 1640 млн. лет,
- элсонской — 1280 млн. лет,
- гренвилльской — 880 млн. лет.

При расчленении докембрийских образований авторы карты широко использовали имеющиеся данные по абсолютному возрасту горных пород как K/Ag, так и, что

¹ Н. А. Беляевский, А. А. Богданов, И. И. Горский. Итоги очередной сессии Международной комиссии по геологической карте Мира. Сов. геология, № 7, 1936.

² По данным секретариата комиссии во время ее заседаний было представлено всего 43 письменных доклада (из них 20 по вопросам региональной тектоники) и продемонстрировано на заседаниях, а также на выставке конгресса 68 названий различных карт (из них 23 тектонических).

особенно важно, Sr/Rb методами. Ими были, кроме того, предприняты специальные исследования по установлению возраста ряда формаций. При всем этом следует отметить, что использование «возрастных» цифр выполнялось с полным сохранением оценки геологических соотношений. Мне кажется, что в этом отношении рассматриваемая работа может служить образцом подобного рода исследований.

Ф. Б. Кинг представил южную половину тектонической карты Северной Америки (м-б 1:5 000 000), охватывающую территорию США, Карибского моря и Мексики. Северная половина этой карты находится еще в работе. Демонстрирующаяся карта представляет очень большой интерес. Она значительно отличается от предыдущих тектонических карт США большой полнотой и детальностью изображения не только платформенных структур, но и складчатых поясов. Постепенно намечается некоторое изменение самой манеры составления карты, в которой тщательно разработанная система структурных обозначений (характерная для большей части американских карт) начинает сочетаться с обозначениями, имеющими историко-геологический смысл. На новой тектонической карте Северной Америки впервые сделана попытка изобразить некоторые важнейшие элементы структуры океанических пространств (разломы северо-восточной части Тихого океана и др.).

Тектоническая карта всей Северной Америки, видимо, будет в течение 1965 г. не только закончена составлением, но и издана. Эта карта, наряду с одновременно издаваемой в том же масштабе (1:5 000 000) новой геологической картой, явится крупным достижением геологических учреждений стран Северной Америки, принявших участие в ее составлении.

А. Р. Ламега (Бразилия) представил доклад о состоянии работ по подготовке тектонической карты Южной Америки. Большим достижением геологов Южной Америки является завершение ими подготовки к печати новой геологической карты м-ба 1:5 000 000 этого материка. Составленная карта во многом отличается от геологической карты, изданной Американским геологическим обществом в 1950 г. Эта карта может явиться солидной основой для тектонической карты. К тому же теперь уже составлены структурные и тектонические карты для отдельных площадей Южной Америки (Венесуэла, Боливия, части Бразилии и др.). Составлена очень интересная тектоническая карта Французской Гвианы. Находится в процессе составления тектоническая карта Чили, в основу которой принята легенда, разработанная для тектонической карты Северной Америки Ф. Б. Кингом. Предполагается, что широкие работы по созданию общей тектонической карты континента начнутся в текущем 1965 г.

О состоянии работ по созданию тектонической карты Юго-Восточной Азии доложил д-р Д. Б. Александер (Малайя). Им начата весьма значительная работа, которая должна быть расширена при помощи геологических учреждений Пакистана, Афганистана, Бирмы и ряда других стран.

Д-р Роу представил первую опубликованную тектоническую карту Индии м-ба 1:2 000 000, охватывающую территорию большей части страны (за исключением отдельных частей Гималаев). Эта карта составлена практически в той же легенде, что и тектонические карты СССР и Европы. Но степень ее подробности, конечно, еще является сравнительно небольшой. Вместе с тем эта первая тектоническая карта, наряду с изданными ко времени Конгресса также в м-бе 1:2 000 000 геологической и металлогенической картами Индии, является важнейшим научным обобщением современных данных о строении Индии. Поэтому вполне справедливым явилось присуждение д-ру Роу, автору тектонической карты Индии, премии имени Спендиарова, по традиции вручаемой одному из наиболее талантливых молодых геологов каждой из стран, в которых последовательно созываются сессии Международного геологического конгресса.

Первая тектоническая карта Индии, изданная Национальной геологической службой, сопровождается небольшой специальной брошюрой, содержащей краткое общее описание страны¹.

Одно из заседаний подкомиссии было специально посвящено рассмотрению материалов, представленных по тектонике Африки. Напомню, что впервые попытка составить тектоническую карту Африки была предпринята после Алжирского конгресса (1952 г.). По поручению Ассоциации геологических служб Африки известный французский геолог Раймонд Фурон занялся тогда составлением структурной карты материка в м-бе 1:10 000 000. Проект этой карты был им представлен XX сессии Международного геологического конгресса (1956 г., Мексика), а в 1958 г. карта была издана².

Во время XXII сессии конгресса (1960 г., Копенгаген) было решено вновь приступить Ассоциацию геологических служб Африки возобновить свои усилия по созданию тектонической карты Африки. Главными координаторами этой карты были избраны

¹ Tectonic Map of India (1:2 000 000), First Edition, Geological Survey of India, Calcutta, 1963 (карта и объяснительная записка).

² Esquisse structurale provisoire de l'Afrique. Echelle 1:10 000 000. Coordination générale de Raymond Furon. Association de Services Géologiques Africaines. Paris, 1958.

R. Furon et G. Dautain. Notice explicative. Paris, 1959. См. также А. А. Богданов. Новая тектоническая карта Африки. Ежегодник Большой Советской Энциклопедии, М., 1957.

Ю. А. Шуберт и Анна Фор-Мюре, представляющие геологическую службу Марокко. Под руководством этих геологов, поддерживавших тесный контакт с редакционным комитетом тектонической карты Европы и подкомиссией тектонической карты Мира, на протяжении четырех лет (1961—1964) была выполнена очень большая работа. Крупный коллектив геологов, представляющих геологические учреждения Африки, по единой программе систематизировал и обобщил существующие данные о тектонике Африки и создал графическое выражение этого синтеза в виде тектонической карты масштаба 1:5 000 000 (9 листов). Эта карта составлена с учетом геологической карты Африки, изданной в том же масштабе и на той же географической основе Ассоциацией геологических служб Африки (д-р Ломбар) в 1962 г.

Общий доклад о тектонике Африки и о представленном Конгрессу рукописным макете тектонической карты материка был сделан главными координаторами Ю. А. Шубертом и А. Фор-Мюре. В этом докладе ими, в частности, были охарактеризованы принципы составления карты (выделение складчатых комплексов, изображение чехла по глубине залегания фундамента и возрасту слагающих его пород, разделение разломов по величине и возрасту и т. д.) и была рассмотрена легенда ее.

В целом представленная карта Африки исключительно интересна и важна. На ней оригинально решены вопросы структуры как фундамента, так и платформенного чехла.

Среди докембрийских складчатых комплексов выделяются:

1) древнейшие образования (докембрий «D₂») — 2800—3000 млн. лет и более древние складчатости;

2) докембрийский цикл «D₁», завершающийся орогенцией — 2500—2650 млн. лет;

3) цикл «C₂» и «эбурнинская» орогенция — 1850—2100 млн. лет;

4) цикл «C₁» и «майобненская» орогенция — 1650—1800 млн. лет;

5) цикл «B» и орогенция «Кибара-Урунди» — 900—1200 млн. лет;

6) цикл «A», завершающийся «Катангской» орогенцией — 620 млн. лет.

Выделяемые в докембрии Африки тектонические комплексы достаточно легко коррелируются с докембрийскими складчатостями Балтийского щита и Украины, а также сопоставимы и со складчатостями докембрия Канадского щита.

Наиболее молодой, катангский (байкальский) комплекс выделен авторами карты как на юге Африки (Трансвааль), так и на ее северо-востоке (Красное море, Судан, свод Аравийского щита).

Доклад о Южной Африке был подготовлен Д. В. Бишопом, но прочтен Ван Иденом. В основу этого доклада был положен, несомненно, очень большой геологический материал. Однако использование геохимических данных об абсолютном возрасте горных пород иногда казалось достаточно формальным.

Мак-Кинлей представил доклад, подготовленный И. В. Паллистером, о строении восточной Африки. Эта сводка, охватывающая пространства области Великих Африканских разломов и территории к востоку от них, раскрывая ряд чрезвычайно интересных сторон структуры восточной Африки, одновременно выявляет и явно недостаточную изученность этой части континента.

Д-р Местро чрезвычайно интересно доложил новые данные о строении Центральной Африки. В этом докладе, наряду с весьма широко использованными данными о геологическом строении чехла (фации, структура), несколько формально и, кажется, иногда без должной критики излагались отрывочные и противоречивые геохимические данные о возрасте отдельных типов горных пород.

Проф. Сужи (Дакарский университет) сообщил о данных по строению западной Африки. Но главное внимание он обратил на свои расхождения с Шубертом в понимании структуры ряда важных районов западной Африки.

По Сужи, на востоке Сенегала и на западе Мали (восточные окраины пустыни Ферло, гряды Ассабо и др.) протягивается палеозойская складчатая зона, надвинутая на восток, в сторону палеозойских массивов западного Мали (плато Сахель). Этой складчатой зоне Сужи склонен придавать особое значение и рассматривать ее в виде западного палеозойского складчатого обрамления древних массивов западной Африки (Мавританского и Сиерра-Леоне). Несмотря на то, что построения Сужи не встретили большой поддержки, мне лично кажется, что продемонстрировавшиеся им подробные карты заслуживают самого серьезного внимания.

Л. Дюбертре представил макет тектонической карты Малой Азии, Аравии и крайнего северо-востока собственно Африки. Эта карта во многом дополняет наши прежние сведения о строении этих пространств, используя многие новые данные геологических, геофизических и буровых работ. Однако многих, вероятно, построения Дюбертре не могли вполне удовлетворить. В последние годы Дюбертре, знакомясь со строением палеозойских и более древних образований Малой Азии (включая Турцию и Иран), пришел к выводу об отсутствии собственно геосинклинальных образований в палеозое и мезозое не только на севере Аравийского массива, но и на значительных пространствах Турции и юга Ирана. На основании этого он решительно пересмотрел представления о природе Месопотамского прогиба (признав его за внутриплатформенную структуру), а также цепей Загроса, которые он склонен рассматривать в виде наложенных «шовных» образований и т. д. Границы древней Африканской платформы проходят, по его мнению, значительно севернее придававшегося им обычного положения, где-то в пределах Альпийской складчатой области, которая оказывается наложенной на древнюю платформу.

Построения Дюбертре настолько изменяют прочно сложившиеся представления о соотношениях Африканской платформы с Альпийскими складчатыми сооружениями, что Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре, после окончания конгресса, насколько я знаю, принуждены были поехать к Стоклину в Тегеран, для того чтобы лично ознакомиться с новыми данными по геологии Ирана.

Тектоническая карта Африки находится еще в работе. Сдана в печать она будет в текущем году и, можно думать, будет опубликована в 1966 г. Несомненно, в ней будет много противоречий, много неясных или спорных вопросов, но также несомненно и то, что она явится одним из важнейших обобщений по региональной тектонике, которому предстоит сыграть большую роль не только в развитии теоретических концепций о структуре Африки, но и закономерностей размещения в ней месторождений полезных ископаемых.

Тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000 и сопровождающая ее объяснительная записка («Тектоника Европы») были представлены сессии А. А. Богдановым на первом заседании. Эта карта явилась первым итогом, первым опытом проведения международных исследований в области региональной тектоники. Ко времени конгресса карта (16 листов) и книга были изданы как на русском, так и на французском и английском языках (издательства «Недра» и «Наука») и поступили в продажу. Насколько я могу судить, они были весьма сочувственно приняты участниками сессии и признаны одним из важнейших итогов деятельности подкомиссии тектонической карты Мира. Экземпляры карты и книги были вручены вице-президенту Индийской республики г-ну Закир Хуссейну, президенту конгресса д-ру Д. Н. Вадиа, Геологической службе Индии и ряду должностных лиц и ученых.

Во время заседаний подкомиссии был продемонстрирован ряд различных тектонических карт, составленных в геологических учреждениях СССР.

Л. И. Боровиков доложил о тектонической карте СССР, составленной во ВСЕГЕИ под руководством Т. Н. Спичарского в м-бе 1:2 500 000.

Ю. А. Косыгин доложил о работах по составлению палеотектонических карт (докембрий, мезозой) Сибири в м-бе 1:5 000 000.

М. В. Муратов представил макет тектонической карты Евразии м-ба 1:5 000 000, составленной коллективом сотрудников Геологического института АН СССР. На этой карте, как известно, впервые сделана попытка раскрыть структуру внутренних морей и океанических пространств, что очень заинтересовало участников конгресса.

Б. Х. Егизаров представил макет тектонической карты арктического сектора Земли в м-бе 1:5 000 000, на которой впервые дана интересная трактовка строения дна Ледовитого океана.

П. Н. Кропоткин представил тектоническую карту Тихоокеанского сегмента Земли, составленную им в Геологическом институте АН СССР.

Доклады наших геологов наглядно продемонстрировали тот размах, который приняли региональные тектонические исследования в нашей стране и те новые пути, исследование которых является необходимым для дальнейшего развития тектонической картографии. Особое внимание при этом привлекли к себе приемы выявления и изображения структуры океанических пространств (карты Евразии и Арктики), а также приемы создания палеотектонических карт (карта докембрия Сибири).

На заключительном заседании подкомиссии А. А. Богданов от имени группы геологов различных стран доложил о проекте создания тектонической карты Мира. Этот доклад сопровождался проектом географической основы, частью составленной карты и легендой. Этот проект, в разработке которого приняли участие Ф. Б. Кинг, Р. У. Фейбридж, Б. К. Хейзен, Ж. Шуберт, В. Е. Ханн, С. Г. Стоквелл, С. В. Черноок, Г. Б. Удинцев, А. А. Богданов и др., предусматривает создание тектонической карты Мира м-ба 1:15 000 000¹. Первый макет этой карты может быть представлен к XXIII сессии конгресса, которая состоится в 1968 г. в г. Праге. Составителями этой карты должны явиться представители всех главнейших геологических учреждений мира (см. ниже — решения подкомиссии).

Проект создания тектонической карты Мира, т. е. реализация той главной задачи, для решения которой в 1956 г. была учреждена подкомиссия тектонической карты Мира, стал теперь вполне реальным благодаря большим достижениям достигнутым в изучении тектоники всех континентов. Помимо этого, постепенно завоевали себе общее признание те принципы регионального тектонического районирования, которые на протяжении многих лет последовательно развивались рядом европейских геологов, у нас, в первую очередь, А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским и их учениками и сотрудниками. Тем самым завоевала себе признание вполне определенная концепция, без принятия которой в качестве отправной базы исследования, конечно, никакая большая коллективная региональная работа невозможна. Наконец, опыт большой подлинно международной работы над картой Европы, так же как и последующий опыт создания карт Африки и Северной Америки, убедил не только отдельных лиц, но и широкие круги геологов в действенности и большой научной продуктивности такого рода исследований. Я думаю, что в силу именно этих причин предложенный на сессии проект начала работ над Международной тектонической картой Мира был принят без каких-либо сговоров и возражений.

¹ Предварительный текст этого проекта был опубликован до конгресса в журнале «Советская геология», № 11, 1964.

Во время первой стадии работ над тектонической картой Европы подкомиссией тектонической карты Мира была начата подготовка материалов для создания международного словаря тектонических терминов. Эта работа продолжалась в течение ряда лет, но так и осталась не завершенной. Причиной этому явилось отсутствие разработанности или, во всяком случае, отсутствие надлежащей систематизированности тектонической терминологии на каждом из языков конгресса (английский, русский, французский, немецкий, испанский, итальянский).

В Нью-Дели была организована небольшая рабочая группа, которая всесторонне рассмотрела проблему создания международного тектонического словаря. Эта группа разработала проект составления тектонических словарей на каждом из языков Конгресса, которые должны явиться первым шагом на пути к созданию параллельного международного тектонического словаря. В основу этого проекта положен единый «словник» тектонических терминов, который был подготовлен подкомиссией и единая схема содержания терминологической картотеки.

Будущее покажет, насколько принятый проект окажется жизненным. Очевидным является одно — международный словарь тектонических терминов не может быть создан путем простого перевода на все языки конгресса словаря, составленного для любого, но одного из языков. Параллельный словарь должен отражать не только языковое разнообразие терминов, используемых в различных языках, но и их смысловые изменения, которые оказываются чрезвычайно глубокими и всегда имеющими определенные исторические корни.

А. А. Богданов

**РЕШЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ КОМИССИЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МИРА,
ПО РАБОТАМ ПОДКОМИССИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ
(НЬЮ-ДЕЛИ, XXII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КОНГРЕССА, ДЕКАБРЬ, 1964 г.)**

На основании предложений подкомиссии тектонической карты Мира, докладов, заслушанных во время ее заседаний, и материалов, представленных для рассмотрения, комиссия геологической карты Мира приняла следующие решения.

1. Отметить большие успехи, достигнутые геологами всех стран мира в изучении проблем региональной тектоники всех континентов. При этом особенно большое значение имеет полное завершение первого издания Международной тектонической карты Европы, а также создание первых макетов международных тектонических карт Африки и Северной Америки.

Комиссия выразила благодарность Академии наук СССР и Геологическому комитету СССР, которые обеспечили создание и издание первой Международной тектонической карты Европы.

Комиссия благодарит Ассоциацию геологических служб Африки и Геологическую службу Марокко, содействовавших успешным работам по созданию первой Международной тектонической карты Африки.

Комиссия выразила благодарность Геологической службе США, взявшей на себя организацию создания первой Международной тектонической карты Северной Америки.

Перечисленные три карты имеют очень большое научное и методическое значение, являя собой образцы карт континентов подобного типа. Поэтому комиссия отмечает важность быстрее издания карт Африки и Северной Америки и распространения их среди широких кругов геологов всех стран.

2. Рекомендовать редакционному комитету тектонической карты Европы провести необходимые подготовительные мероприятия к созданию второго издания Международной тектонической карты Европы.

Для этого необходимо просить геологические общества и учреждения европейских стран обсудить первое издание карты и высказать свои рекомендации и критические замечания. Кроме того, редакционному комитету следует провести сессии рабочих групп, на которых в первую очередь обсудить вопросы дальнейшего совершенствования легенды карты с целью ее применения к изображению строения различных территорий.

3. Рекомендовать геологическим учреждениям и обществам Южной Америки провести в 1965 г. специальную сессию, посвященную созданию Международной тектонической карты Южной Америки. Просить президента комиссии г-на Ж. Марсэ, вице-президента по Южной Америке д-ра А. Р. Ламега и генерального секретаря подкомиссии тектонической карты Мира д-ра А. Богданова взять на себя организацию этой сессии.

4. Рекомендовать подготовку к изданию тектонической карты Африки завершить в 1965 г. В 1966 г. издать как карту, так и возможно более подробную объяснительную записку к ней.

5. Рекомендовать д-ру Александеру, координирующему работы по созданию тектонической карты Южной Азии и Дальнего Востока, войти в контакт с геологическими учреждениями Афганистана, Бирмы, Индонезии, Пакистана и ряда других стран

с тем, чтобы иметь возможность представить следующей сессии Комиссии (1966) полный макет тектонической карты этой части Азии.

6. Просить геологические учреждения и общества Австралии приступить к созданию второго издания тектонической карты Австралии. При этом просить при создании карт Океании обратить особое внимание на согласование легенд и методов изображения с геологами, занятыми аналогичной работой в Юго-Восточной Азии.

7. При последующих работах по созданию международных тектонических карт материков просить взять на себя обязанности координаторов следующих геологов: Америка Северная — д-р Кинг; Америка Южная — координатор должен быть избран в 1965 г. во время сессии Геологических служб; Африка — д-ра Шуберт и Фор-Мюре; Австралия — д-р Хилс; Азия Южная и Дальний Восток — д-р Александер; Антарктида — д-р Эди; Европа — д-р Богданов; СССР — д-р Муратов; Океанические пространства — д-р Хейзен, Удинцев.

8. Комиссия пришла к выводу, что общее состояние изученности тектоники континентов позволяет начать работы по созданию тектонической карты Мира. Подтверждая и развивая свои решения, принятые в декабре 1962 г. в Париже, комиссия:

а) принимает проект географической основы карты Мира, предложенной Академией наук СССР, и заранее выражает ей свою признательность за изготовление и распространение этой основы среди членов редакционного комитета, координаторов и авторов будущей карты;

б) одобряет проект создания Международной тектонической карты Мира и ее легенды, предложенные А. А. Богдановым, Ж. Шубертом, Ф. Б. Кингом, Р. У. Фейрбриджем, Б. К. Хейзенем, С. Дж. Стаблфильдом, С. Г. Стоквеллом, В. Е. Ханном, С. В. Черноок, Г. Б. Удинцевым; предложенная легенда позволяет уже сейчас начать работы по созданию первой Международной тектонической карты Мира; уточнение содержания легенды, в частности выделение и синхронизация эпох складчатостей, должно быть произведено в процессе работы над картой;

в) просит всех региональных координаторов войти в состав редакционного комитета Международной тектонической карты Мира; кроме того, обращается с просьбой к д-рам Г. Штилле, Д. Н. Вадиа, В. Е. Ханну, Р. У. Фейрбриджу, С. Дж. Стаблфильду, С. Г. Стоквеллу, Ф. У. Даннингу, Ж. Гогелю, В. В. Белоусову, Г. фон Гертнеру войти в состав редакционного комитета и содействовать созданию Международной тектонической карты Мира; общая организация работ по созданию этой тектонической карты и деятельность ее редакционного комитета поручается д-ру А. А. Богданову;

г) просит избранный редакционный комитет представить на рассмотрение комиссии первые макеты тектонической карты Мира или ее отдельных частей к следующей сессии, которая намечается в 1966 г. в Париже.

9. Комиссия отметила исключительную важность создания общего международного словаря тектонических терминов. Для дальнейшего развития этой работы была предложена следующая программа: первоначально создаются словари на языках Конгресса по следующей методике:

а) картотека терминов составляется по разработанному подкомиссией словнику, который должен быть прокорректирован комитетами по каждому из языков.

б) картотека составляется по единому плану (происхождение каждого термина, толкование его разными авторами, примеры с рисунками); рекомендуется в течение 1965 г. подготовить карточки 25—30 терминов на каждом из языков.

в) работа по созданию словарей должна проводиться по общему плану одновременно на всех языках; для этой цели комиссия просит следующих лиц взять на себя функции координаторов по отдельным языкам: английский — д-ра Деннис и Даннинг; французский — д-ра Гогель, Марсэ, Делани; немецкий — д-ра Моравский и Тешке; русский — д-ра Шульц, Ханн, Косыгин; испанский — д-ра Ллопис-Лладо и Салас; итальянский — д-ра Бенео, Манфредини и Селли;

г) общую координацию всей работы по созданию словарей комиссия просит взять на себя генерального секретаря комиссии д-ра Делани, ей же поручается войти в контакт с лицами, выполнявшими ранее аналогичные работы (Роже, Верманн, Ситтер и др.);

д) поручает своему президенту г-ну Марсэ войти в контакт с ЮНЕСКО с тем, чтобы выяснить возможность поддержки этой организацией подготовки создания словарей.

СИМПОЗИУМ СОВЕЩАНИЯ ПО «ПРОЕКТУ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ»

16—18 декабря 1964 г. в Пленарном зале Вигьян Бхаван состоялся симпозиум по «Проекту верхней мантии». Всего было три заседания, которые были посвящены общим вопросам, тектонике и петрологии. Симпозиум был организован Международным союзом геологических наук и имел очень большой успех. На всех трех заседаниях в зале присутствовало не менее 200 человек.

На первом заседании В. В. Белоусов сделал вступительный доклад о геологических аспектах «Проекта верхней мантии». Затем Р. Аффен (Канада) высказал гипотезу о биологическом (эволюционном) значении инверсий магнитного поля Земли.

М. Ботт (Великобритания) в своем сообщении связал глубинное строение океанических хребтов с процессом частичного плавления в верхней мантии. Г. Менард (США) докладывал о возможном тектоническом влиянии движений в верхней мантии.

На втором заседании, посвященном вопросам тектоники, председатель рабочей группы по тектонике Международного комитета по верхней мантии Ж. Гогель (Франция) изложил проект тектонических исследований в связи с проектом верхней мантии. Этот проект включал изучение рифтовых депрессий, больших сдвигов и хронологии тектонических процессов. Из последовавших докладов наибольший интерес представило сообщение М. Горан (Япония) о развитии островных дуг в западной части Тихого океана.

На третьем заседании, посвященном петрологии и вулканизму в проекте верхней мантии, Г. Куно (Япония) — председатель соответствующей рабочей группы — в своем вступительном докладе изложил ряд очень интересных соображений о происхождении глубинных магм и о методах их изучения. Новые идеи заключались в соображении Т. Мацумото (Япония), который обосновал возможность выплавления кислой магмы на глубине до 300 км. Ряд сообщений был посвящен вопросу происхождения эглогитов, а также значению перидотитовых включений в базальтах.

Каждая серия докладов сопровождалась дискуссией о состоянии соответствующей отрасли геологии и о направлении дальнейших исследований.

В заключение была принята резолюция, подчеркивающая важность участия геологов в проекте верхней мантии и, особенно, в таких его разделах, как глубинное бурение, петрология и вулканизм, тектоника, геология морского дна. В резолюции привлекалось внимание геологов к изучению окраин материков и островных дуг, а также мировой системы грабенов. В резолюции содержался призыв к организации национальных комитетов по проекту верхней мантии совместно с геофизиками и геохимиками.

Эта резолюция была затем утверждена как Советом Международного союза геологических наук, так и Советом и Ассамблеей Геологического конгресса.

Кроме симпозиума, состоялись совещания двух рабочих групп Комитета по верхней мантии, петрологии и тектоники.

На совещании петрологической группы под председательством Г. Куно (Япония) была разработана программа исследований, организуемых на международной основе. В программу были включены следующие вопросы.

1. Геологические термометры, барометры и восстановление древних температур и давлений в земной коре для разных геологических эпох.

2. Количественное изучение вулканизма в зоне Тихого океана, включая как его периферию, так и острова.

3. Типы и условия образования эглогитов.

4. Экспериментальное изучение процесса выплавления базальтов из перидотитов.

По первому вопросу на осень 1965 г. намечен симпозиум в Копенгагене.

На совещании тектонической группы под председательством Ж. Гогеля (Франция) была утверждена предложенная им программа, включающая типизацию рифтов, регистрацию крупных сдвигов и сбор материалов по хронологии тектонических движений.

В целом следует констатировать очень большой интерес среди мировой геологической общественности к «Проекту верхней мантии» и стремление принять в нем самое активное участие. На фоне этого интереса усилила, предпринимаемые в этом направлении в СССР, представляются недостаточными, хотя инициатива в организации проекта верхней мантии исходила от советских ученых. В США, Канаде, Японии и некоторых других странах научная общественность сумела привлечь к этому проекту большое внимание правительственных кругов и получить специальные средства для проведения исследований. В СССР ничего подобного до сих пор не произошло и выполняются лишь те исследования, которые и раньше имелись в программах научных учреждений. В связи с этим уже сейчас намечается наше отставание по некоторым важным направлениям работ по проекту верхней мантии, в особенности от США. Такими направлениями являются:

- а. Глубинное бурение. В США, Японии и ФРГ ведутся работы по разработке новых методов глубинного бурения. В США ведется подготовка к новому туру бурения на верхнюю мантию с океанического дна. Разработка советского проекта глубинного бурения на «базальтовый» слой материковой коры ведется медленно и неорганизованно.

- б. Изучение свойств горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. В США и ФРГ ведутся интенсивные и на высоком научном и техническом уровне исследования физико-химических процессов в силикатах при высоких давлениях и температурах. В СССР до сих пор нет такой геофизической лаборатории, которая по своему уровню могла бы сравниться с соответствующими лабораториями США.

- в. Региональные геофизические исследования в океанах. Учеными США ведутся огромные по размаху региональные исследования строения коры и верхней мантии в океанах. Поскольку океаны покрывают 70% поверхности Земли, эти исследования дают основной материал для познания глубинного строения нашей планеты. Исследования в этом направлении, проводимые советскими учеными, сравнительно крайне малы.

г. Геотермические исследования. Изучение тепловых потоков в связи со строением земных недр получили широкое развитие в США, Великобритании, Канаде. Они находятся в СССР на самой начальной стадии своего развития.

д. Геофизическое приборостроение. Несмотря на отдельные существенные достижения отечественного геофизического приборостроения в целом дело конструирования и изготовления геофизических приборов в СССР надлежащим образом не организовано и не централизовано. Новые приемы автоматизации и телемеханики вводятся медленно. Счетно-вычислительная техника для обработки данных применяется недостаточно.

Перечисленные недостатки в развитии советской науки о недрах Земли имеют далеко не академическое значение. Они создают обстановку, когда другие страны могут скорее получить более полные знания о составе, строении и развитии глубоких слоев коры и подстилающей ее верхней мантии, что в свою очередь позволит им более эффективно выявлять и использовать минеральные и энергетические богатства земных недр.

В. В. Белоусов

КОМИССИЯ ПО СВЯЗИ ГЕОЛОГИИ С ГЕОФИЗИКОЙ

Комиссия, организованная на XXI сессии Международного геологического конгресса, собралась 21 декабря под председательством Ж. Гогеля (Франция). По предложению председателя была принята резолюция, утвержденная затем Конгрессом, согласно которой Комиссия, во избежание дублирования, прерывает свою деятельность на время действия Международного Комитета по верхней мантии. Этот вопрос будет снова поднят на следующей сессии МГК.

В. В. Белоусов

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ, ОБСУЖДАВШИЕСЯ НА XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

В дополнение к данным, касающимся вопросов тектоники во время работы Международного геологического конгресса в Дели в декабре 1964 г., которые публикуются в номере, я приведу некоторые сведения о работе стратиграфической комиссии, комиссии по изучению верхней мантии, Международной экспедиции по изучению Индийского океана и секций «Граница мела и палеогена», «Деформация горных пород и тектоника», «Геология докембрия» и «Гималайский и альпийский орогенез». Поскольку мне более известны результаты работ в области тектоники, и в частности материалы экскурсий и докладов по геологии Гималаев, основное внимание будет уделено тектоническим проблемам (шарьяжи, сдвиги, доказательства крупных горизонтальных движений земной коры), которые рассматривались на Конгрессе.

Стратиграфическая комиссия Конгресса смогла выполнить только небольшую часть намеченной программы, так как многие специалисты, возглавлявшие ее работу, не могли прибыть в Дели из Кашмира, где они участвовали в экскурсии (перед конгрессом). Из результатов работы стратиграфов следует отметить, что в 1965 г. должно закончиться издание Международного стратиграфического словаря. Будет публиковаться 8-й том этого лексикона, включающий планетарные стратиграфические сопоставления и подразделения.

Из докладов стратиграфического содержания, заслушанных на секции «Граница мела и палеогена», большой интерес для советских геологов представляло сообщение Т. Матсумото (Япония). В восточной части о. Хоккайдо обнаружен фаунистический комплекс, в котором представлены аммониты маастрихта и фораминиферы датского яруса. На внутренней стороне Японской дуги выделяются три цикла вулканической активности, относящиеся к меловому периоду и кайнозою. Последний из них охватывает палеоген. Таким образом, намечается аналогия с развитием вулканизма в Приморском крае на восточном склоне хребта Сихотэ-Алинь.

Оживленной и плодотворной была работа комиссии по изучению верхней мантии Земли. Была одобрена программа широких геофизических работ, намеченная канадскими и советскими (чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусов и др.) учеными. По существу, здесь были поддержаны предложения, принятые на Генеральной ассамблее международного геофизического и геодезического союза осенью 1963 г. Составлены рабочие группы по проектам глубокого бурения (до так называемого базальтового слоя и до поверхности Мохоровичича), по изучению вулканизма, по подводной геологии и по другим вопросам.

Также оживленно проходили заседания симпозиума, посвященного результатам Международной экспедиции по изучению Индийского океана (доклады П. Л. Безрукова о работе научно-исследовательского судна «Витязь» и Б. Хейзена, Р. фон Герцена, А. Лофтона, Д. Мэттьюса и др. об американских и англий-

ских геолого-геофизических исследованиях последних лет). В обобщающем докладе Б. Хейзена была подчеркнута роль разломов северо-северо-восточного направления в структуре дна Индийского океана. С ними связан прямолинейный Восточно-Индийский хребет, протянувшийся на 4900 км около меридиана 90° в. д. Такое же простирание имеют восточные крутые склоны поднятий о. Мадагаскара и о-вов Чагос и Мальдивских, желоб Чагос к востоку от одноименных островов (с глубиной до 5408 м) и ряд других структур. Сейсмичные зоны вдоль срединно-океанических подводных хребтов (Западно-Индийского, Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического) принадлежат, по Б. Хейзену, к мировой системе тех расколов растяжения, из которых развились впадины Индийского и Атлантического океанов. Эти зоны соединяются со Средним Атлантическим хребтом на западе и с разломами и грабенами восточной Африки (Аденский залив, Красное море) на севере. Указываются сдвиги северо-восточного направления, по которым отдельные звенья Аравийско-Индийского хребта смещены друг относительно друга. Разломы северо-северо-восточного и северо-восточного направления рассматриваются как предполагаемый след движения Индийской платформы при ее отодвигании от Африки.

Результаты магнитной съемки, о которых сообщалось в другом докладе, подтверждают предположения о крупных разломах, пересекающих дно океана. Измерения теплового потока, идущего из недр Земли (Р. фон Герцен), показали, что на некоторых участках срединных хребтов геотермический поток имеет аномально повышенное значение, но в среднем по Индийскому океану примерно таков же, как и на других океанах ($1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек).

На секции «Геология докембрия» большой интерес для тектонистов и стратиграфов представлял доклад Ф. Ахмада (Индия), озаглавленный «Индо-Африканская геосинклиналь в докембрии». В прежних своих работах Ф. Ахмад проследил тектонические связи и стратиграфические аналогии (от верхнего архея до мела) между юго-восточной Индией и северо-западной Австралией. Он пришел к выводу, что обе эти платформы в течение долгого времени представляли собой единое целое и были разобщены вследствие дрейфа материков только к концу мезозоя в связи с образованием Индийского океана¹. В докладе, сделанном на конгрессе, Ф. Ахмад показал, что такая же тесная связь существовала и между докембрийскими структурами Африки и Индии. Из Африки в Индию переходят три орогенических пояса, которые по определению абсолютного возраста гранитов и пегматитов могут быть датированы цифрами 1200—1500 млн лет, 1050 млн лет и 850 млн лет. Из них первый, т. е. пояс Мафинги, соответствует Аравалли в Индии, второй (Карагве) — Биджавару и третий (Дамара) — Деллийскому поясу в Индии. Палеогеография позднего докембрия Африки (системы Трансвааль и Катанга-Ломагунди) имеет много общего с Виндийским бассейном, располагавшимся к югу от Дели. Оба бассейна, судя по контурам изопакит, оборваны береговой линией и, по мнению Ахмада, при реконструкции дополняют друг друга. Возраст складчатости, затронувшей отложения Катанга-Ломагунди в Африке и Виндийской системы в Индии, определяется в 630 млн лет, что близко ко времени так называемого байкальского или ассинтского орогенеза.

На секции «Деформация горных пород и тектоника» общие проблемы развития земной коры рассматривались в докладах В. В. Белоусова и М. В. Муратова. В. В. Белоусов в своем докладе обосновал необходимость широкой программы геохимического и геофизического изучения верхних слоев мантии Земли и высказал предположение, что образование океанов может быть объяснено процессами базификации ранее существовавшей материковой земной коры. М. В. Муратов в докладе о стадиях развития геосинклинальных складчатых поясов показал, что в большинстве складчатых поясов могут быть выделены три структурных комплекса: 1) фундамент (включающий в себя рифей, т. е. верхний протерозой; в мезозойских и кайнозойских складчатых поясах он включает также и палеозойские отложения), 2) главный геосинклинальный комплекс, 3) молассовый комплекс. Эти комплексы соответствуют начальной, главной и конечной стадиям развития геосинклиналей и возникающих в них складчатых поясов. Доклад вызвал большой интерес у индийских геологов, до сих пор мало использовавших идеи стадияльного развития геосинклиналей в своей исследовательской работе.

К. М. Худолее и Х. Сольсона (Куба) представили интересный доклад о зональной тектонической структуре о. Куба. Молодой складчатый пояс ограничен здесь на севере древней Багамской платформой, которая включает в себя банку Багамских островов и п-ов Флориду. На юге он ограничен глубокой впадиной Барлетт. Интрагеосинклинальная зона о. Кубы заполнена меловыми и кайнозойскими отложениями; по границе с платформой протягивается краевой прогиб, перспективный в отношении нефтеносности.

Горизонтальные движения типа крупных сдвигов рассматривались в докладах У. Гамильтона (США) и Г. Веллмана (Новая Зеландия). У. Гамильтон в своем докладе («Антарктика и тектоника Тихоокеанских областей») подчеркнул, что в южном полушарии имеется много данных о больших перемещениях и о преж-

¹ F. Ahmad. Records of the Geolog. Survey of India, v. 86, part 4, 1960; F. Ahmad. Memoirs of the Geolog. Survey of India, v. 90, Delhi, 1961.

нем материке Гондвана, существовавшем в палеозое. Сдвиги у периферии Тихого океана связаны с дрейфом различных частей Гондваны, расколотых и расползавшихся в разные стороны. В Западной Антарктиде и в цепи островов, связывающей ее с Южной Америкой, он указывает правосторонние сдвиги, более или менее параллельные Тихоокеанскому кольцу. Такие же сдвиги отмечаются им в зоне Чилийских землетрясений (по данным П. Аманда), в Калифорнии и других районах. В то же время на отрезке от о. Тайваня до Австралии Тихоокеанский пояс характеризуется левосторонними сдвигами. Таким образом, концепция У. Гамильтона существенно отличается от известных представлений Г. Бениоффа о вращении всей центральной части Тихого океана против часовой стрелки по отношению к окружающим материкам и имеет общие черты с представлениями Г. Д. Аджирей о генетической связи сдвигов и тангенциальных напряжений, формирующих складчатость¹.

Г. Веллман сделал доклад о возрасте так называемого Альпийского разлома, протягивающегося на 600 км в северо-восточном направлении через Южный остров и ближайшую часть Северного острова Новой Зеландии вдоль хребта Южные Альпы. Смещение типа правобокового сдвига доказывается путем сопоставления фаций и по обрыву полос палеозойских и мезозойских отложений, которые наискось подходят к разлому с юго-востока в южной части Южного острова и снова появляются с таким же простиранием по другую сторону разлома в северной части того же острова. Нижний и верхний палеозой и триасовые отложения сдвинуты на 480 км, а породы и долины четвертичного возраста — на расстояние от 0,4 до 13 км; имеются и геологические доказательства смещений, продолжающихся в настоящее время. На основании того, что миоценовые отложения также затронуты смещением и сматы у линии разлома, Г. Веллман считает, что в основном этот сдвиг произошел за сравнительно короткое время — в течение неогена и четвертичного периода.

На секции «Гондвана» Ф. Ахмад (Индия) продемонстрировал палеогеографические карты нижнепермской и верхнепермской эпох для территории Индии. Гондванские отложения заполняют две грабенообразные депрессии юго-восточного простирания в теле Индийской докембрийской платформы (по р. Годавари и севернее, в штатах Орисса и Мадхья Прадеш). Еще один грабен или авлакоген, имеющий широтное направление, существовал западнее Калькутты. М. Састри и С. Шах (Индия) в своем докладе показали, что в нижней перми со стороны океана Тетис в Индию проникли вплоть до этих грабенов морские трансгрессии, охарактеризованные фауной *Eurydesma* и продуктид. Эти отложения известны теперь в Центральной Индии и в Раджастане. Таким образом, установлена тесная связь морских и угленосных континентальных отложений с ледниковыми отложениями — тиллитами из базальных слоев гондванской системы. Как могли убедиться участники экскурсии в Центральной Индии, в тиллитах Талчира действительно присутствуют (в количестве не менее 20%) валуны с типичной ледниковой штриховкой.

В докладе Р. Л. Боуэна (Австралия) было показано, что верхнекаменноугольные и нижнепермские ледники Австралии распространялись из двух центров, находившихся в северо-западной Тасмании и в северо-восточной части Нового Южного Уэльса. Двигаясь в разные стороны, ледники материкового типа покрывали всю южную половину Австралии и некоторые другие районы. В северных и западных районах Австралии получают распространение озерно-гляциальные отложения.

Таким образом, новейшие результаты изучения верхнего палеозоя Индии и Австралии показывают, что мощные ледники материкового типа формировались и распространялись здесь на большой территории, спускаясь вниз (в депрессии у г. Талчир, по р. Годавари и др.) до уровня прибрежных озер и болотистых низменностей, на котором происходило накопление угленосных толщ. В некоторые из этих депрессий проникали трансгрессии моря. Следовательно, как подчеркнул председатель гондванской секции Э. Пламстед (Южная Африка), палеоклиматические данные по верхнему палеозою Австралии и Индии вполне аналогичны таковым по Южной Африке, Антарктиде и Южной Америке и указывают на то, что все эти материкИ располагались близко друг от друга вокруг южного полюса. Это подтверждается также исключительной близостью пермской флоры Южной Африки, Антарктиды, Индии и Австралии, изученной Э. Пламстед. Типичные тиллиты обнаружены теперь и во многих частях Антарктиды. По-видимому, сейчас уже нет оснований поддерживать точку зрения Л. Б. Рухина и Н. М. Страхова о различном генезисе ледниковых отложений перечисленных частей Гондваны, а именно о том, что оледенение в Южной Африке и Южной Америке формировалось в околполярной зоне как материковый ледниковый покров, тогда как Индия и Австралия принадлежали к экваториальной тропической зоне верхнего палеозоя, а известное здесь оледенение было связано только с локальными горными ледниками. Очевидно, все следы горного оледенения тропической зоны, подобного, например, современному ледникам Гималаев, были бы уничтожены эрозией одновременно с размывом самих горных хребтов.

Интересные новые факты, указывающие на прежнее единство Африки и Южной Америки, были приведены в докладе Р. Маака (Бразилия) «Проблемы материка Гондваны в связи с горизонтальными движениями земной коры». Советским читателям известен его доклад по палеогеографии Гондваны, опубликованный в сборнике

¹ Г. Д. Аджирей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.

переводов докладов зарубежных геологов на предыдущей сессии Конгресса в 1960 г. После этого в 1960 и 1962 гг., Р. Маак провел дополнительные полевые исследования на побережье Бразилии между 28 и 30° ю. ш. и в местности Каоковелд на берегу юго-западной Африки между 20 и 22° ю. ш. Эти два района оказываются расположенными друг против друга при мобилистских реконструкциях, основанных на совпадении контуров обоих материков. Гондванские отложения (система Карру) Каоковелда рассматриваются Р. Мааком как краевые фации гондванских отложений синеклизы р. Параны (Южная Америка), срезанных береговой линией между 28 и 30° ю. ш. В результате геологического картирования обеих прибрежных зон Р. Маак пришел к выводу о полном тождестве стратиграфии гондванских отложений (от верхнекаменноугольных тиллитов до мелафиров траппового покрова, принадлежащих к верхнему триасу — нижней юре) по обе стороны Атлантического океана, причем по фациям и полноте разреза (например, наличию верхнетриасовых песчаников) район Каоковелда обнаруживает больше сходства с синеклизой Парана, чем с синеклизой Карру в Южной Африке. На берегах юго-западной Африки Р. Маак обнаружил остатки доледниковых и ледниковых верхнепалеозойских долин, заполненных тиллитами и флювиогляциальными отложениями. Борозды, оставленные ледником, указывают на его движение в северо-западном направлении. В Бразилии также имеются тиллиты, не отличимые от африканских; движение ледника происходило здесь со стороны Атлантического океана, в направлении, вполне соответствующем направлению движения африканских ледников в такой реконструкции.

Р. Маак подчеркнул, что сходство разреза Южной Бразилии и юго-западной Африки прослеживаются с докембрия до середины мела. В середине мела образовался грабен, постепенно заполнявшийся сначала континентальными, а затем морскими отложениями. Складчатость позднего докембрия в районе Рио-де-Жанейро и в Африке параллельна; увязываются контуры верхнепалеозойских трансгрессий с *Eurydesma* на обоих материках. Меловой грабен рассматривается как эмбриональная рифтовая структура, из которой при дальнейшем раздвижении частей Гондваны образовалась впадина Атлантического океана.

На заседаниях секции «Гималайский и альпийский орогенез» и в работе экскурсий, происходивших на южном склоне Гималаев в районе г. Сямлы, г. Дехра-Дун и г. Дарджилинг, большое место занимала проблема покровного строения и надвигов в Гималаях и Гиндукуше. А. Дэзио в докладе «Тектонические взаимоотношения Каракорума, Памира и Гиндукуша» обосновал особенности зонального строения этой области. Он выделяет три зоны, различающиеся по фациям, стратиграфическому разрезу и стилю тектоники — северную (в районе Читрала) и две более южных. Все зоны и подзоны сильно изогнуты и пережаты, с образованием сдвигов в районе Пенджабского синтаксиса, обязанных движению Индийской платформы, перемещавшейся на север. Граниты Каракорума и Гиндукуша относятся, главным образом, к верхнему мелу и палеогену, но есть и более молодые интрузии. В стратиграфическом разрезе выделяются силурийские и девонские отложения, охарактеризованные фауной.

А. Ф. Филиппов (СССР) в своем докладе о геологии Памира отметил, что и на советской территории имеются доказательства этого движения масс в северном направлении.

Индийский геолог К. С. Вольдия, ранее опубликовавший две работы по геологии Кумаун-Гималаев, т. е. района, лежащего непосредственно к западу от Непала, представил конгрессу два доклада. Один доклад касался стратиграфии немых толщ. В нижней карбонатной серии Вольдия обнаружил строматолиты *Collenia*, указывающие на верхнепротерозойский возраст. В другом докладе, озаглавленном «Очерк тектоники Гималаев между рр. Инд и Брампутра», он сделал интересную попытку обобщить как старые данные, полученные Дж. Оденем, Дж. Вестом, А. Геймом, Д. Вадиа и др., так и результаты новейших исследований К. Ганссера, Ф. Бертельсена и индийских геологов. От края Индийской платформы до Каракорума и Тибета К. Вольдия выделяет пять параллельных зон:

1. Автохтонная зона Сиваликских холмов, сложенная, главным образом, верхнетретичными отложениями. Для этой зоны характерна полуплатформенная складчатость типа складчатости Юрских гор — широкие открытые складки, рассеянные крупными сбросами. Тектоника автохтонной зоны аналогична тектонике молассовой зоны Альп; мы назвали бы ее типичной для внешних (примыкающих к складчатому сооружению) зон краевых прогибов.

2. Паравтохтонная зона Малых Гималаев, которая, в основном, сложена палеогеном. Здесь развиты сильно сжатые складки, разбитые разломами, ориентированными по простиранию складчатости. Хорошо развитая в северо-западной Индии и Пакистане, эта тектоническая зона ныряет под надвиг Кроль восточнее 78° в. д., т. е. недалеко от г. Дели, и снова появляется в Ассаме.

3. Система так называемого Крольского надвига, состоящая, по крайней мере, из двух, а местами — из четырех покровных чешуй. Эта зона включает пояс надвигов Кашмира и так называемые покровы Навакот в Непале. Породы, слагающие структуры Крольского надвига, слабо метаморфизованы и образуют серию отложений от верхнего протерозоя (документированного находками строматолитов) и нижнего палеозоя до верхнего палеозоя (так называемые валунные слои Блайни, параллелизуемые с тиллитами Талчира, и выше лежащие слои инфраколь и нижний и средний

Кроль), триаса (верхний Кроль) и юры — мела (слои Таль). Стратиграфическая датировка палеозоя и мезозоя почти не подтверждена палеонтологически и основывается на сопоставлении с разрезами Индийской платформы и так называемых Гималаев Тетиса и различиях в степени метаморфизма.

4. «Кашмирская» система надвигов, которая включает покровы Кашмир, Юты (около г. Симлы), Гарвал, Катманду (в Непале) и Кумбу. Эти надвиги построены из кристаллических докембрийских пород (от гнейсов до серицитовых сланцев включительно) и характеризуются развитием огромных лежачих складок. Сииклинали, сложенные кристаллическими породами и ограниченные снизу по всему внешнему краю поверхностями разрыва, залегают поверх более молодых пород Крольского надвига. Это отмечено в ряде мест в районе Малых Гималаев (у г. Симлы, г. Чакрата, г. Масури, к востоку от г. Дехра-Дун) и в Кумаун-Гималаях. Они представляют собой отторженцы размером 10—18 км (у г. Симлы), 20—50 км (на р. Ганг перед ее выходом из гор к северо-востоку от г. Хардвар), некогда составлявшие, по мнению К. Вольдия, части единого Кашмирского покрова. Он сопоставляет этот покров, сейчас разобщенный эрозией на отдельные лоскуты, с Пеннинским покровом Альп; Крольский надвиг находит себе аналогю в Гельветских покровах.

5. Гималаи Тетиса — полоса фаунистически охарактеризованных морских отложений, от кембрия до мела или эоцена включительно, протягивающаяся в районе главной цепи Гималаев от г. Нанга-Парбат и Кашмирской долины (окрестности г. Сринагара) через район Спити к северному склону г. Джомолунгма (Эверест)¹. Эта зона характеризуется тектоническим раздроблением и состоит из резко отграниченных друг от друга надвиговых пластин, усложненных дополнительной складчатостью.

Северная граница Гималайской системы представляет собой эггеосинклинальный прогиб, заполненный флишем и интродуцированный офиолитовыми породами. Здесь проходит глубинный разлом, который отделяет ее от Тибетско-Каракурумской зоны древних кристаллических пород (палеозой — докембрий), включающей в себя и Трансгималаи. Поверхность надвига, развившегося на границе обеих систем, наклонена на юго-запад: здесь наблюдается движение масс в направлении, противоположном направлению движения Гималайских надвигов.

Таким образом, в целом структура Гималаев рассматривается как сложно построенное, многоярусное покровное сооружение, возникшее в результате поддвигания Индийской платформы под складки и надвиги, нагроможденные у ее внешнего края. Такие же выводы, подтверждающие первоначальные наброски Э. Аргана, А. Гейма, В. Веста, Д. Вади и других геологов, делают и другие исследователи Гималаев, работавшие здесь в течение последних 10—15 лет.

Участники экскурсий, проходивших в хорошо обнаженных районах около Симлы и Дехра-Дуна (в том числе советские геологи Г. Д. Ажгирей, О. С. Вялов, П. Н. Кропоткин и др.), имели возможность осмотреть некоторые структуры Крольского и Гарвалского (Кашмирского, по Вольдию) покровов на южном склоне Гималаев. Так, например, на р. Ганг к северо-востоку от г. Хардвар можно было видеть налегание комплекса метаморфизованных сланцев (хлоритовых, серицитовых и др.), филлитов и кварцитов, вероятно принадлежащего по возрасту к нижнему палеозою, на почти не измененные верхнепалеозойские и мезозойские породы Крольского покрова и даже на эоцен (так называемые пуммулитовые слои). Детальные новейшие съемки (рис. 1) показывают такие соотношения по всему внешнему краю Гарвалского покрова; ширина этого изолированного отторженца достигает 20 км, длина — более 50 км. Слон Крольского покрова образуют сравнительно пологие складки с углами падения 20—40°, а иногда и меньше 10°. На первый взгляд возникает мысль: нельзя ли трактовать вышеописанный выход древних толщ, который показан в нижней части карты и продолжается далеко на юго-восток, как антиклинальный выступ, осложненный надвиганием на более молодые отложения на обоих крыльях? Однако детальные (1 : 127 000) новейшие съемки показывают, что подобная трактовка была бы неправильна. Дело в том, что подстилающие толщи вместе с метаморфизованным Гарвалским комплексом образуют не антиклиналь, а синклинали. По своей оси она осложнена узкой антиклинальной складкой северо-западного простирания, так называемой антиклиналью Джогана. Эта узкая складка подразделяет Гарвалский комплекс на две чешуи — юго-западную (Амри) и северо-восточную (Бийни). Она протягивается почти до центра отторженца (рис. 2). Будучи размыта, антиклиналь Джогана вскрывает ниже лежащие, более молодые комплексы (до эоцена включительно) в средней части покрова и таким образом как бы заменяет собой контрольную скважину, которая подтвердила бы здесь наличие шарьяжа, а не антиклинального выступа древних пород. Этот крупный отторженец Гарвалского покрова лежит почти у подножья Гималаев. Поэтому его можно было бы при желании истолковать как результат гравитацион-

¹ В китайской печати только что опубликованы результаты работ экспедиции, подымающейся на гору Госаинтан (Шиша-Пангма) высотой 8012 м на границе Непала и Тибета, подтверждающие указанную зональность. На северном склоне горы были найдены остатки гигантской морской рептилии, отнесенные к триасу. Вершина горы сложена метаморфическими породами, имеющими абсолютный возраст 13—38 млн лет.

в районе Симлы и севернее, а также у г. Чакрата и в Кумаун-Гималаях, обнаруживают такие соотношения высотных отметок подошвы надвига, которые исключают подобную трактовку. Не остается сомнения в том, что в своей основе это были надвиги негравитационного типа, двигавшиеся по пологой поверхности срезания снизу вверх или горизонтально на юго-запад, и лишь перемещение их фронтальных частей, опускавшихся к подножью хребта, могло облегчаться гравитационным скольжением.

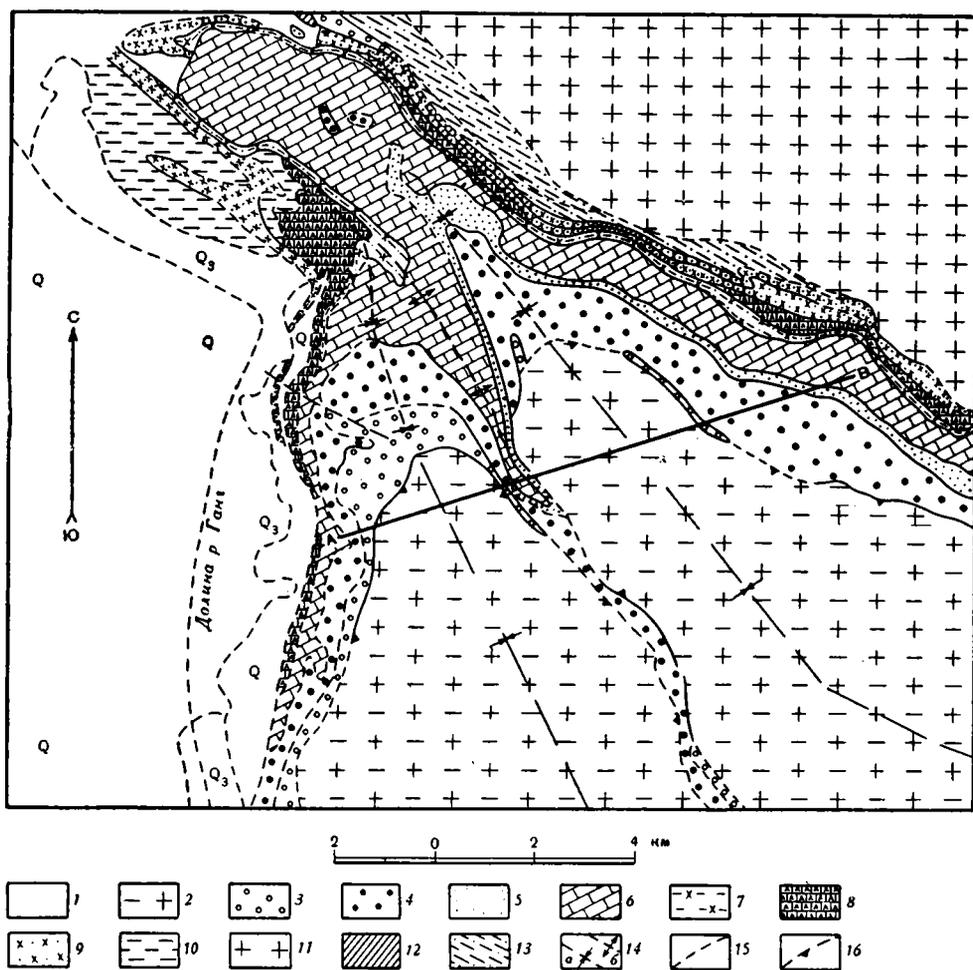


Рис. 1. Геологическая карта района, расположенного на р. Ганг к восток-северо-востоку от г. Хардвар на южном склоне Гималаев (по материалам съемок Геологической службы Индии, предоставленным участникам Международного геологического конгресса):

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — породы Гарвалского покрова — метаморфизованные сланцы и кварциты (нижний палеозой?); 3 — эоцен Pg; 4 — кварциты (слои верхний Таль — Сг?); 5 — глинистые и песчаные сланцы (Нижний Таль — J?); 6 — известняки (верхний Кроль — Т?); 7 — красные сланцы (средний Кроль); 8 — известняки (нижний Кроль — P?); 9 — валунные слои Блайни и известняки (Сг?); 10 — сланцы Блайни (Сг?); 11 — кварциты Джаунсар (Pz₁—Pz₂); 12 — сланцы, филлиты и кварциты (Pz₁—Pz₂); 13 — метаморфизованные сланцы Симла (верхний протерозой P₁?); 14 — оси синклинальных (a) и антиклинальных (б) складок; 15 — сбросы; 16 — надвиги (зубцы у линии сместителя указывают направление в сторону надвинутого блока). Породы от протерозойских до нижнетретичных (обозначения №№ 2—13) входят в состав Крольского покрова.

Таким образом, суммируя основные итоги работы конгресса в области тектоники, можно отметить следующее. Во-первых, большой прогресс в области составления тектонических карт мелкого масштаба (карты Европы, СССР, Евразии, Арктики, Северной Америки, Африки, Индии, Кубы). Большой вклад в этой области сделав советскими геологами — Н. С. Шатским и другими исследователями.

Во-вторых, необходимо отметить, что зарубежные геологи придадут гораздо большее значение изучению структуры, созданных крупными горизонтальными движениями земной коры — надвигов, шарьяжей, сдвигов, рифтов и др., чем это делается в большинстве наших работ. Многие участники конгресса — А. Ганссер (Швейцария),

К. Вольдия и другие индийские исследователи Гималаев, А. Кодарча (Румыния) подчеркивали, что покровная структура молодых складчатых гор является характернейшей особенностью альпийского и гималайского орогенеза. У. Гамильтон и Г. Веллман привели доказательство крупных (до 500 км) сдвиговых перемещений в зоне Тихоокеанского подвижного пояса. Индийские геологи предполагают сдвиг на 250 км по

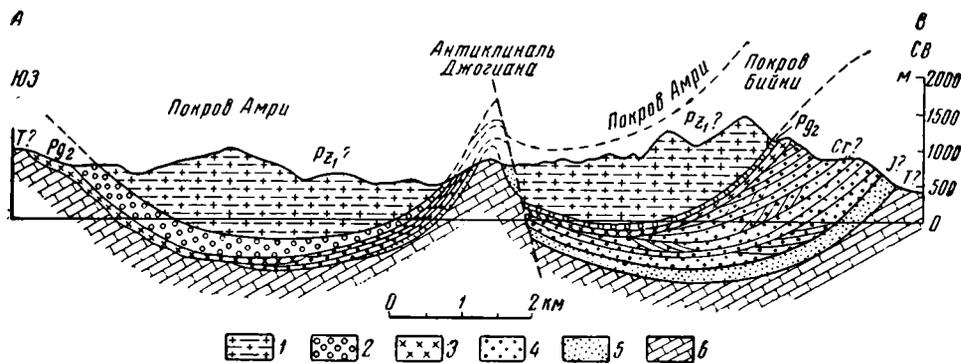


Рис. 2. Профиль по линии АВ; масштаб вдвое крупнее, чем на рис. 1. Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:1

- 1 — породы Гарвалского покрова — метаморфизованные сланцы и кварциты (нижний палеозой);
- 2 — эоцен Рg₂; 3 — известковые песчаники (слои верхний Таль—Сг?); 4 — кварциты (Таль—Сг?);
- 5 — глинистые и песчаные сланцы (нижний Таль—J?); 6 — известняки (верхний Кроль—Т?)

южному краю массива Шиллонг, генетически связанный с формированием складок Индокитая и Гималаев.

Идеи мобилизма получили новую поддержку в результате детального изучения палеоботаники (Э. Пламстед) и палеоклиматов верхнего палеозоя Гондваны (Ф. Ахмад, Р. Боуэн), сравнения разрезов и тектоники докембрия Индии, Африки и Южной Америки (Ф. Ахмад, Р. Маак) и скрупулезного сопоставления геологических разрезов и данных о направлении движения палеозойских ледников юго-западной Африки и Бразилии, выполненного Р. Мааком. Близкие представления о формировании впадин Индийского и Атлантического океанов вследствие растяжения и расширения рифтов развивал в своем докладе известный американский океанолог Б. Хейзен. Общие высказывания в поддержку теории дрейфа материков были сделаны при обсуждении проекта изучения верхней мантии (Ж. Гогель, Франция), тектонических карт и пр. Принципы мобилизма с успехом применяются, например, при изучении геологии Арктики (У. Харленд, Англия). Создается впечатление, что очень значительная, может быть, даже большая часть зарубежных геологов симпатизирует этим взглядам.

Как мне представляется, в противоположность успехам, сделанным в области составления тектонических карт, советская геология имеет некоторое отставание в части исследования структур, созданных горизонтальными движениями земной коры. Продолжается недооценка работ, посвященных изучению шарьяжей, сдвигов и дрейфа материков, а подчас проявляется и некоторая тенденциозность в подходе к этим вопросам или полное незнакомство с методикой исследований такого рода. По-видимому, широкое ознакомление с опытом работы наших зарубежных коллег может способствовать более широкому и всестороннему подходу к изучению геологии нашей страны и тектонических процессов в целом.

П. Н. Кропоткин

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» будет освещать общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статьи соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, l и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 отписков.

57