

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1971

СОДЕРЖАНИЕ

П. Н. Кропоткин. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей)	3
Б. В. Смирнов. О распределении внутрислойных напряжений при формировании складчатости	13
М. А. Толстихина. Особенности палеотектонического строения территории СССР в кембрии	18
В. С. Войтович. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита	33
Д. А. Туголесов, В. К. Александров. Тектоника зоны сочленения Байкальской горной области и Сибирской платформы	43
Нгуен Динь Кат. Проблема возраста срединных массивов	56
Г. И. Амурский. Глубинное строение Копетдага	69
А. Е. Шлезингер. Сравнительно-тектонический анализ Восточно-Ферганского прогиба и грабена Большого Каратау	84
Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов, Р. А. Гафаров. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале	96
В. С. Буртман, В. Л. Клишевич. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань)	103

Краткие сообщения

В. Ф. Кривонос, Б. И. Прокопчук. Усунку-Сюнжюдинская зона глубинных разломов	118
--	-----

Критика и дискуссии

С. А. Захаров. О книге С. И. Субботина, Г. Л. Наумчика и И. Ш. Рахимовой «Мантия Земли и тектогенез» («Наукова Думка», Киев, 1968)	121
--	-----

Хроника

Н. А. Богданов. Вопросы тектоники Берингова моря и его обрамления	125
---	-----

GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1971 r.

CONTENTS

P. N. Kropotkin. Gravimetry and topography of the Moon (in comparison with the Earth)	3
B. V. Smirnov. On distribution of intralayer stresses during the formation of fold systems	13
M. A. Tolstikhina. Paleostuctural characteristics of the USSR territory in the Cambrian	18
V. S. Voytovich. On the nature of the Koyker dislocation zone of the Baltic shield	33
D. A. Tugolesov, V. K. Alexandrov. The structure of the conjunction zone between the Baikal mountainous region and Siberian platform	43
Nguyen Dinh Kat. The problem of the age of median masses	56
G. I. Amursky. The deep structure of Kopet Dagh	69
A. E. Schlesinger. Comparative structural analysis of the East Fergana trough and Greater Kara Tau graben	84
T. T. Kazantseva, M. A. Kamaletdinov, R. A. Gafarov. On the allochthonic occurrence of the Kraka ultrabasic bodies in the South Urals	96
V. S. Burtman, V. L. Klishevich. On the Variscian overthrust sheets in South and North Fergana (Tien Shan)	103

Short communications

V. F. Krivonos, B. I. Prokopchuk. The Usunku-Syungyudin zone of deep faults within the Lena diamond-bearing district (the northeastern part of the Siberian platform)	118
--	-----

Discussion

S. A. Zakharov. On «The Earth's mantle and tectogenesis» by S. I. Subbotin, G. L. Naumchik, and I. S. Rakhimova («Naukova Dumka», Kiev, 1968)	121
--	-----

Chronicle

N. A. Bogdanov. Structural problems of the Bering Sea and its framing	125
--	-----

УДК 523.3+528.2

П. Н. КРОПОТКИН

ГРАВИМЕТРИЯ И РЕЛЬЕФ ЛУНЫ (В СОПОСТАВЛЕНИИ С ЗЕМЛЕЙ)

Размах рельефа на Луне (12 км) близок к тому, который обнаружен на Марсе (13 км) и имел бы место на Земле при отсутствии воды и изостатическом поднятии дна океанов (14 км). Гравиметрия Луны выявляет различия в толщине коры между возвышенностями («материками») и округлыми депрессиями «морей», аналогичные различиям между материковой и океанической корой Земли. «Масконы» Луны интерпретируются как изостатические аномалии, сходные с аномалиями округлых депрессий в тектонически активных поясах Средиземноморья и других районов.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ. СРАВНЕНИЕ С МАРСОМ И ЗЕМЛЕЙ

Обычно, когда заходит речь о рельефе Луны, главное внимание обращается на ее многочисленные кратеры. Ими, в отличие от Земли, испещрена поверхность нашего спутника и с ними связана оживленная дискуссия о метеоритном или вулканическом происхождении рельефа Луны, которая идет уже в течение полувека. Принимая наиболее распространенную сейчас точку зрения, что крупные кратеры (кольцевые горы) представляют собой вулканические образования, тогда как среди мелких и некоторой части средних кратеров преобладают метеоритные воронки, я хочу в этой статье обратить внимание на другие, более крупные (по площади) особенности рельефа Луны и строения ее наружных слоев. В этих наиболее общих характеристиках обнаруживается большая аналогия с основными особенностями рельефа и строения земной коры (таблица).

Как известно, основными морфологическими типами поверхности Луны являются сравнительно светлые, зеленовато-серые возвышенности, испещренные многочисленными углублениями и кольцевыми валами кратеров, и темные, почти черные «моря», т. е. довольно ровные депрессии, полого погружающиеся к центру. Около круглых морей, имеющих в поперечнике от 300 до 900 км, обычно протягиваются — с одной или со всех сторон — дугообразные горные хребты альпийского типа, нередко состоящие из нескольких параллельных гряд. Это хребты Юра, Альпы, Кавказ, Карпаты и Апеннины вокруг моря Дождей, хребты Кавказ и Гемус, обрамляющие с запада и с юга море Ясности, полукруглый хребет Алтай около моря Нектара, высокий хребет к западу от моря Влажности и др. Гребни этих дугообразных хребтов поднимаются на 3000—6000 м над средним уровнем поверхности Луны. На них находятся высшие точки Луны, а их склоны, обращенные в сторону депрессий, настолько круты, что находят себе аналогию только на самых крутых ограничениях Анд, Альп и других величайших хребтов Земли. Вокруг бассейна Восточного (небольшого круглого моря на обратной стороне Луны) видно 5 гребней, концентрически окружающих депрессию.

«Моря» занимают 15—20% поверхности Луны и сосредоточены главным образом на видимой стороне Луны. На другой стороне имеется

только одно типичное, не очень большое, круглое море — море Москвы. Такая асимметрия, как отмечали многие авторы, напоминает асимметрию в распределении двух типов рельефа — материкового и океанического — между Тихоокеанским и материковым полушариями (Проблемы геологии Луны, 1969). Количество крупных кратерных углублений и кольцевых гор на поверхности лунных морей, отнесенное к единице площади, в 16 раз меньше чем на гористых возвышенностях — «материках».

Основные характеристики массы, размеров, амплитуды рельефа и аномалий силы тяжести Земли, Луны и Марса

Планета или спутник	Масса, % к земной	Экваториальный диаметр, % к земному	Амплитуда рельефа, км		Разность уровней максимумов, км	Аномалии силы тяжести		
			крайние значения	среденный рельеф ¹		Редукция Буге		Изоэватическая редукция
						диапазон, мгл	диапазон, мгл	
Земля ²	100,0	100	14,9	11,4	3,079	1000 (от -550 до +450 мгл)	380	1,0—3,5
Марс	11,1	53	—	13,3	—	—	—	—
Луна	1,2	27	11—12	9,0	3,040	820 (от -400 до +420 мгл)	330	0,6—2,5

¹ Средняя высота рельефа на участках поверхности, имеющих около 100 км в поперечнике.

² Для сопоставления с Марсом и Луной амплитуда рельефа Земли подсчитана согласно принципу изостазии, с заменой массы воды (с плотностью 1,03 г/см³) на равную массу оликатного материала (с плотностью 2,8 г/см³). Поэтому, если наибольшая высота суши составляет 8 км, а наибольшая глубина океана 11 км, то амплитуда $A = (8+11) \cdot \frac{11}{(2,8/1,03)} = 19 \cdot 4,1 = 14,9$ км.

Довольно ровная поверхность морей не является, однако, горизонтальной. Как правило, она полого погружается к центру морской депрессии на 1,5—3,5 км по сравнению с ее краями. На карте рельефа видимой стороны Луны (Болдуин, 1967; Фигура Луны..., 1968) видно, что низшие точки поверхности Луны, расположенные на 6 км ниже ее среднего уровня, находятся в центре депрессий округлых морей — моря Дождей, моря Влажности, моря Нектара и других.

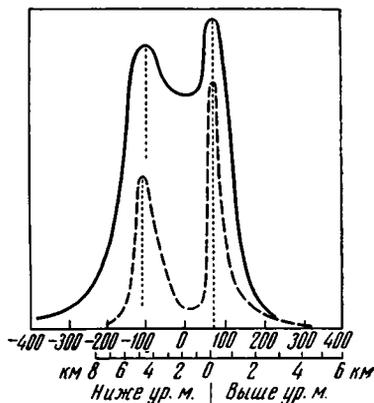
Таким образом, разница в уровне низших и высших пунктов достигает на Луне 12 км. Она не очень отличается от той величины (14,9 км), которая характеризовала бы размах земного рельефа, если бы на Земле не было воды. В этом случае, по закону изостазии, дно океанов поднялось бы на несколько километров выше современного уровня (подобно поднятию Фенноскандии после удаления ледниковой нагрузки), и самые глубокие впадины имели бы глубину 7 км вместо современного значения 10,5—11 км.

Пересчитывая подобным же образом гипсографическую кривую поверхности рельефа Земли с ее двумя максимумами — материковым (главным образом низменности и шельфы; максимум частоты встречаемости уровней соответствует 50 м над уровнем моря) и океаническим, мы обнаруживаем удивительное сходство с гипсографической кривой Луны. Океанический максимум приобретает в этом случае значение 3039 м ниже уровня моря вместо 4800 м, а разность уровней после такой трансформации, т. е. без воды, составляет $50 + 3039 = 3089$ м. Это очень близко к величине 3040 м, характеризующей разность уровней материков и морей на Луне, по П. Хедервари (Фигура Луны..., 1968; Hedervari, 1968, рис. 1).

При сравнении основных характеристик рельефа интересно сопоставление с Марсом, который по массе и размерам занимает промежуточное

положение между Луной и Землей (см. табл.). На Марсе также широко и неравномерно по площади, как и на Луне, распространены кратеры и кольцевые горы, начиная с наименьших размеров (2 км), различимых на снимках «Маринера-5» (1965 г.), «Маринера-6» (июнь 1969 г.) и «Маринера-7» (август 1969 г.), и кончая кратерами до 160—400 км в поперечнике. Радарные наблюдения, проведенные лабораторией Калифорнийского технологического института в 1969 г., дали осредненную характе-

Рис. 1. Гипсографические кривые Луны (сплошная линия; высота рельефа выражена в стотысячных долях лунного радиуса) и Земли (пунктир); земная кривая показана с пересчетом глубины впадин к тому уровню, на котором находилось бы дно океана по законам изостазии при отсутствии воды



ристику высоты рельефа Марса на 15 участках, имеющих около 100 км в поперечнике. Они расположены в приэкваториальной полосе Марса (до 10° с. ш.; Михайлов, 1970). Оказалось, что разница в уровне наиболее низких и высоких участков достигает 13,3 км. Темные области — марсианские «моря», которые, по аналогии с лунными морями, многие считали плоскими депрессиями, оказались в действительности наклонными поверхностями.

АНОМАЛИИ БУГЕ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Два типа рельефа и соответствующие им максимумы на гипсографической кривой связаны на Земле с наличием двух типов коры — материкового, с мощной (25—70 км) корой, наполовину состоящей из «гранитного» слоя и продуктов его разрушения, и океанического, со сравнительно тонкой «базальтовой» корой (5—15 км); ее толщина местами сокращается до 3 км. Эти различия связаны главным образом с неравномерным распределением более кислых (гранитных, андезитовых) дифференциатов подкорового вещества у поверхности Земли. Такая особенность, в свою очередь, объясняется неравномерностью глубинных магматических процессов и перемещением уже сформированных гранитных глыб в горизонтальном направлении при дрейфе материков (Гутенберг, 1963; Кропоткин, 1967).

Различие в строении материков и океанов особенно хорошо видно на гравиметрических картах, составленных в редукции Буге (Деменицкая, 1967; Гурарий, Соловьева, 1963). Изолинии аномалий, вычисленных в этой редукции, приблизительно соответствуют изогипсам поверхности Мохоровичича, которая отделяет земную кору (средняя плотность, включая осадочные породы — $2,8 \text{ г/см}^3$) от более плотного вещества верхней мантии ($3,2—3,3 \text{ г/см}^3$; ультраосновные породы типа перидотитов и дунитов). Во впадинах океанов, где этот плотный подкоровый слой подходит ближе к поверхности Земли, наблюдаются положительные аномалии от +300 до +450 мгл. На материковых глыбах близкие к нулю аномалии

характерны для низменностей и шельфов (от -50 до $+50$ мгл), а отрицательные аномалии до -200 , -400 мгл — для горных областей. Под Гималаями и плоскогорьями Памира и Гиндукуша, где кора имеет удвоенную толщину ($70-78$ км), отрицательные аномалии достигают -450 и даже -550 мгл.

Луна в целом, судя по ее плотности, сложена ультраосновным материалом того же типа, что и мантия Земли. Состав пород лунной поверхности, известный по результатам, полученным с автоматических станций

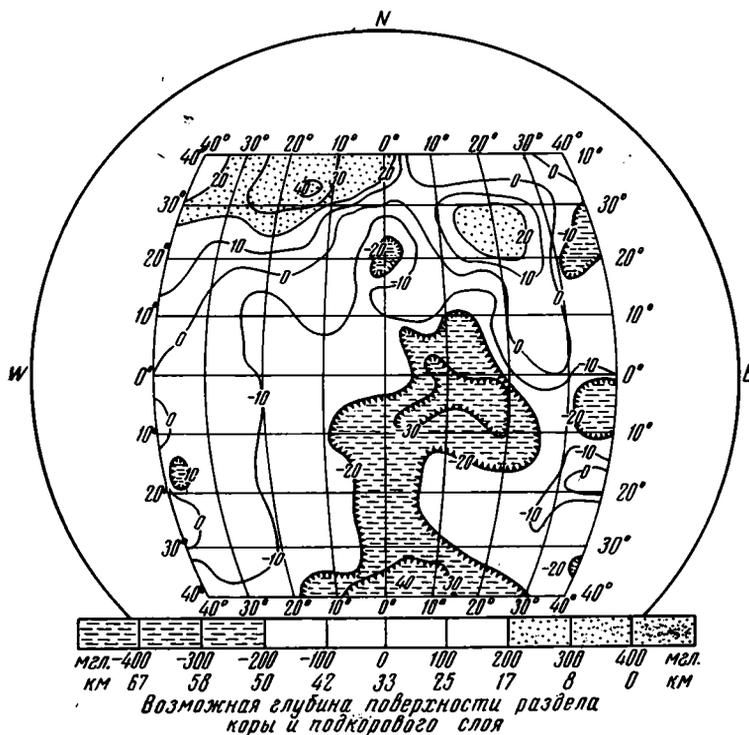


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести Луны в редукции Буге и возможная глубина залегания нижней границы «базальтовой» коры (км). Цифры на карте указывают десятки миллигал (по Дж. О'Кифу)

«Сервейор» (Бронштэн, 1969) и по анализам образцов, взятых американскими космонавтами (Предварительное изучение..., 1969; Виноградов, 1970), позволяет с уверенностью считать, что это — продукты магматической дифференциации, принадлежащие к категории основных пород. В них содержится значительно больше SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей (и соответственно таких минералов, как плагиоклазы и пироксены), чем в оливниновых ультраосновных породах. Не исключено, что в коре «материковых» возвышенностей Луны будут встречены более кислые породы, чем собранные до сих пор.

Предположение о том, что здесь имеется «базальтовая» (по типу магматических дифференциатов), а частью, может быть, и более легкая кора, прекрасно согласуется с картиной гравиметрии Луны (рис. 2). Из анализа ускорений в движении искусственного спутника Луны «Лунар-Орбитер-5» по 74 меридиональным орбитам, с контролем по широтной орбите («Лунар-Орбитер-3») построена гравиметрическая карта в редукции, аналогичной редукции в свободном воздухе. Она охватывает 60% видимой поверхности Луны (Müller, Sjogren, 1968). Те же данные были пересчитаны с учетом высоты рельефа (h) таким образом, чтобы полу-

чить карту аномалий силы тяжести в редукции Буге. Плотность вещества возвышенностей была при этом принята равной $d=3,0 \text{ г/см}^3$, соответствующая поправка $\Delta g = -110 \text{ мгал}$ (h выражено в километрах). Если принять плотность $d=2 \text{ г/см}^3$, то выводы, полученные при такой трансформации наблюдаемых значений, почти не изменятся.

Как видно на рис. 2, аномалии Буге варьируют на Луне от -400 до $+420 \text{ мгал}$ в диапазоне 820 мгал , т. е. почти в тех же пределах, что и на Земле. Положительные аномалии выше $+200 \text{ мгал}$ приурочены к депрессиям моря Дождей и моря Ясности, отрицательные ниже -200 мгал — к главным возвышенностям в средней и южной частях видимой стороны Луны. Как справедливо заключает Дж. О'Киф, который произвел эти подсчеты, карта в редукции Буге доказывает применимость общего принципа изостазии к распределению масс на Луне. По-видимому, пренебрегая деталями, можно считать, что чем выше уровень поверхности, тем толще лунная кора, сложенная более легкими породами, чем ультраосновной материал ее внутренних, подкорковых частей. В наиболее прогнутых, глубоких частях депрессий, в центре круглых морей, плотный подкорковый слой вероятно подходит почти к поверхности Луны. «Для того чтобы создать наблюдаемый размах аномалий в 600 мгал , необходимо, чтобы на возвышенностях кора имела толщину в несколько десятков километров, если ее толщина на морях равна нулю. Если кора на возвышенностях имеет плотность на 10% меньше, чем внутренние слои Луны, то она должна иметь толщину в 50 км , если меньше на 20% — то 25 км .

Отсюда следует, что возвышенности не могут состоять из ультраосновных пород» (Mascons interpreted., 1968, стр. 1406).

В свете новейших данных о составе и плотности лунных пород, интерпретируя аномалии Буге по гипотезе Эри, можно думать, что в центральных частях морей Ясности и Дождей толщина коры составляет от нуля до 5 км , тогда как под крупными и большими по площади возвышенностями (у экватора между $0-20^\circ$ в. д. и $0-10^\circ$ ю. ш.; у южного полюса) — более 60 км , как на Земле (Wise, 1970).

ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ ЛУНЫ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ЗЕМЛИ

Еще более интересные аналогии выясняются при сравнении гравиметрических аномалий, полученных по движению спутника Луны, с земными аномалиями силы тяжести, подсчитанными в изостатической редукции (Марков, Суханов, 1970; Артемьев, 1966). «Лунар-Орбитер-5» двигался на высоте около 100 км , и наблюдения были пересчитаны Мюллером и Сьогреном к этому уровню. На такой большой высоте аномалии в свободном воздухе соответствуют изостатическим аномалиям (Люстих, 1957).

Карта, полученная этими авторами, показывает, что хотя в целом на Луне господствует изостазия и суммарная компенсация рельефа составляет, по-видимому, почти 90% , там имеются, как и на Земле, большие местные нарушения изостазии. Иными словами, под единицей площади (например, в конусе с поверхностью 1000 км^2 и вершиной, совпадающей с центром Луны) суммарное количество масс оказывается не одинаковым, а следовательно, на уровнях поверхностей внутри Луны должны быть заметные отклонения от средней величины гидростатического давления, достигающие 100 кг/см^2 (Kaula, 1969).

Исходя из требований суммарной компенсации масс на большой площади, освещенной гравиметрическими исследованиями и равной $1/4$ всей поверхности Луны, следует признать, что нуль, принятый Мюллером и Сьогреном при отсчете положительных и отрицательных аномалий, был выбран неправильно. Аномалии на составленной ими карте варьируют от -100 мгал (у экватора, на 6° в. д., 5° ю. ш.) и -85 мгал (на возвышенностях, протягивающихся к югу от хребта Гемус по 17° в. д.) до

+100 мгл в центре моря Нектара, +180 мгл в центре моря Ясности и +230 мгл в средней части моря Дождей. Такая оцифровка линий аномалий приводит, с учетом занятой ими площади, к неоправданно большому перевесу положительных значений над отрицательными. Если же рассматривать аномалии Мюллера и Сьогрена как изостатические, то избыток и дефект масс у поверхности Луны должны быть взаимно скомпенсированы. В этом случае за нулевые изолинии должны быть приняты те, которые на их карте отмечены, как +20 мгл или соответствуют еще более высоким значениями.

При такой корректировке значений изостатических аномалий они варьируют от -120 до +210 мгл; площади, охарактеризованные положительными аномалиями выше +60 мгл и отрицательными, имеющими значение ниже -60 мгл, оказываются приблизительно равны. Наряду с «масконами» — участками концентрации масс, т. е. резкими положительными аномалиями, отчетливо выделяются и районы дефекта (минимума) масс. Это отрицательные аномалии, которые можно было бы назвать «масминами» (рис. 3,А).

При сравнении с рельефом Луны видно, что положительные изостатические аномалии приурочены главным образом к округлым морям — трем уже перечисленным, а также к морю Кризисов (+60 мгл) и морю Влажности (+40 мгл) и к району Центрального залива (+90 мгл). Отрицательные аномалии связаны с широкой возвышенностью, протягивающейся от хребта Гемус к северо-западному концу гор Алтай, с хребтами Юра (-80 мгл) и Кавказ (-40 мгл), окаймляющими с двух сторон море Дождей, и с возвышенностями, расположенными севернее моря Ясности (-90 мгл) и южнее моря Влажности, а также к востоку от моря Познанного и к западу от огромного кратера Птолемей, который нередко сравнивают с круглыми морями.

В целом достаточно четко выявляется связь с рельефом поверхности Луны и структурными формами поверхности подкорового слоя, предполагаемыми на основании аномалий Буте (см. рис. 2). «Масмины» тяготеют к окраинам «масконов» точно также, как на Земле изостатические минимумы молодых складчатых хребтов и дуг и их передовых прогибов (или желобов) тяготеют к округлым максимумам тыловых депрессий Эгейского, Тирренского, Японского морей, моря Банда в Индонезии или Венгерской низменности (рис. 3,Б; Артемьев, 1966).

Наибольший градиент изменения величины изостатических аномалий (0,6—2,5 мгл/км) близок к тому, что наблюдается в подвижных поясах Земли (1—3,5 мгл/км) и приурочен к окраинам округлых морей и к склонам хребтов (Гемус, Юра и др.), обрамляющих эти депрессии. В общем, сравнивая карты рельефа и аномалий, можно заметить, что зоны наиболее крутых уклонов поверхности почти всегда совпадают с зонами высоких градиентов изостатических аномалий или проходят параллельно вблизи них.

Как известно, то же самое наблюдается, в общем, и на подвижных поясах Земли, причем зоны наибольших изостатических градиентов и уклонов земной поверхности часто бывают связаны с активными сейсмичными глубинными разломами. За пределами тектонически активных зон уже не наблюдается значительных нарушений изостази.

Кривые изменения изостатических аномалий при переходе от тыловых депрессий к окаймляющим эти впадины альпийским складчатым хребтам и островным дугам (см. рис. 26 в книге: Артемьев, 1966) очень похожи на аналогичные кривые, которые можно построить на профилях, пересекающих с северо-запада на юго-восток хребет Юру, море Дождей и Апеннины, или с севера на юг, от 50° с. ш., через море Ясности и горы Гемус.

Так же как и на Земле, эти кривые свидетельствуют о разности давлений на подкоровых уровнях поверхностях (эквипотенциальных по-

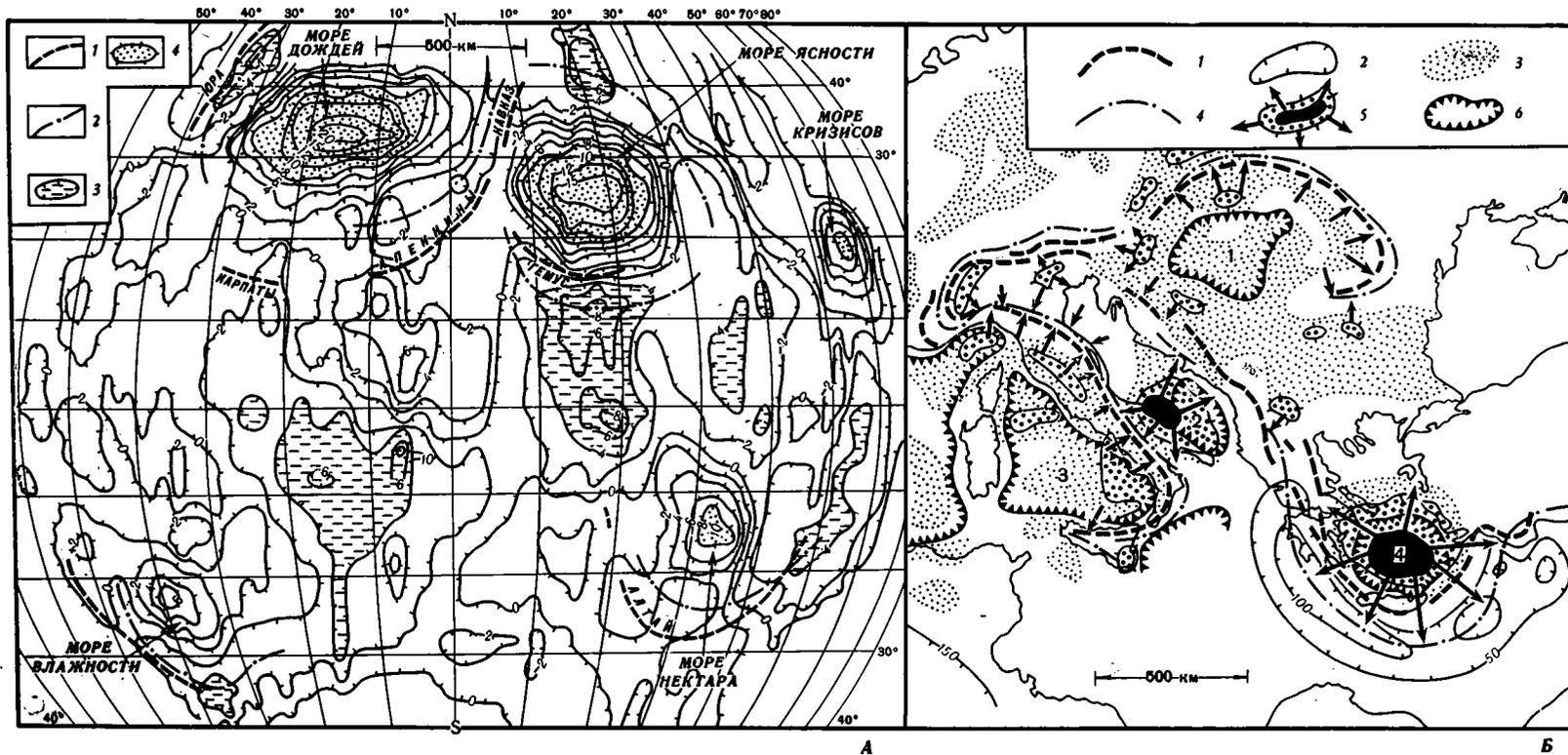


Рис. 3. Сравнение изостатических аномалий силы тяжести на Земле и на Луне

А — Аномалии силы тяжести Луны (в редукции, близкой к изостатической, по Мюллеру и Сьогрену). Цифры — десятки миллигал. 1 — хребты; 2 — оси некоторых отрицательных аномалий; 3 — отрицательные аномалии от -120 до -60 мгл («маскины») при изостатической корректировке (нуль соответствует изолинии $+20$ мгл карты П. Мюллера и У. Сьогрена); 4 — положительные аномалии выше $+60$ мгл («масконы»). Б — «Маскны» и альпийские хребты Средиземноморья. 1 — хребты; 2 — изолинии аномалий -100 , -50 , $+50$ и $+100$ мгл, штрихи обращены от положительных аномалий к отрицательным; 3 — аномалии от $+25$ до $+50$ мгл; 4 — оси отрицательных изостатических аномалий; 5 — положительные аномалии выше $+50$ мгл, черное — выше $+100$ мгл, стрелки — направление подкорковых компенсационных течений; 6 — области неоген-четвертичного оседания. Цифры на карте: 1 — Венгерская низменность; 2 — Адриатическое море; 3 — Тирренское море; 4 — южная часть Эгейского моря

верхностях гравитационного поля Земли или Луны) и, следовательно, о наличии сил, направленных от + к — аномалиям, от максимума к минимуму давлений, от центра депрессии или от вогнутой стороны горной дуги — к ее внешней, выпуклой стороне. Такие силы, если они вызывают движение не только подкорковых слоев (так называемые компенсационные течения, восстанавливающие изостатическое равновесие), но и самой коры, должны приводить, с одной стороны, к растяжению тыловой депрессии и понижению уровня ее центральных частей, с другой — к сжатию в зонах минимумов, в дугообразных хребтах.

Ориентировка горизонтальных осей сжатия и растяжения в эллипсоиде деформаций у краев тыловой депрессии и в окаймляющей ее дуге определяется в этом случае достаточно просто. В случае земных структур она вполне согласуется с данными структурной геологии и сведениями об ориентировке напряжений в очагах землетрясений (Кропоткин, 1967; Введенская, 1969).

Такую же, по-существу, ориентировку напряжений и перемещения масс предполагал Р. Болдуин на основании анализа особенностей рельефа Луны. По его мнению, все огромные лунные цепи являются частями колец и окаймляют круговые моря. «Где бы на Луне ни находилось основное образование (типа круглого моря — П. К.) вокруг него расположено от одного до семи таких колец, но обычно два» (Болдуин, 1967, стр. 62). Алтайские горы, окаймляющие депрессию моря Нектара, он сравнивает с огромной волной, устремившейся наружу и затем застывшей в таком положении. Отмечая, таким образом, что структуры дугообразных валов связаны со сжатием и движением, происходившим по направлению от центра депрессии к выпуклой стороне вала, он приводит и признаки соответствующего растяжения по длине дугообразного вала. Это образование грабенподобных долин, расположенных радиально. «Прекрасным примером системы, связанной с морем Дождей, является долина Альп. Радиально к морю Нектара расположено несколько огромных долин» (Болдуин, 1967, стр. 63).

Связывая все эти особенности рельефа с горизонтальным движением масс под действием ударов огромных гипотетических метеоритов, якобы упавших в центре каждого круглого моря, Р. Болдуин признает, однако, что механизм образования этих опромных долин и кольцевых складок, окружающих круговые моря, не вполне понятен.

Концентрические разломы типа сбросов по периферии моря Влажности и в других местах уже давно рассматриваются как указание на растяжение и оседание поверхности во внутренней части округлых морских депрессий. Как мы видели, распределение гидростатического давления в подкорковых слоях, которое должно быть в зонах изостатических аномалий, согласуется с этими данными о растяжении дна в центральных частях круглых морских депрессий и о движении масс по радиусу от центра лунных морей, с образованием дугообразных хребтов в обстановке горизонтального сжатия. Возможно, при этом возникают взбросы и складки коры, ориентированные концентрически.

Хотя любое нарушение изостазии будет ликвидироваться на Луне (где сила тяжести в 6 раз слабее) гораздо медленнее, чем на Земле, самый факт наличия крупных нарушений изостазии свидетельствует, по аналогии с Землей, об активных тектонических процессах, формирующих крупные черты рельефа нашего спутника.

На рис. 3,Б показаны приблизительно в том же масштабе, что и на карте Луны (рис. 3,А), «масконы» Средиземноморья — положительные изостатические аномалии депрессий, а также определяемое контурами аномалий направление подкорковых течений и ориентировка соседних гравитационных минимумов и складчатых горных хребтов.

Не переоценивая степени сходства структур Луны и Земли в этом отношении, мы не можем, однако, пройти мимо указанных аналогий. Ок-

руглые морские депрессии в поясе молодой складчатости Земли не связаны с той системой срединных океанических хребтов и рифтовых долин, которая определяет основные черты дрейфа материков и распределения суши и моря (Гутенберг, 1963; *The History Earth's cr.*, 1968). По-видимому, механизм их образования, хотя и связан с растяжением дна, имеет иной характер. На Луне может быть действует именно этот второстепенный процесс тектонического преобразования структур коры; основной механизм горизонтального перемещения коры несомненно отсутствует.

Говоря о гравиметрии Луны, необходимо упомянуть о другой, наиболее распространенной интерпретации масконов (*Mascons interpreted...*, 1968). Обычно они рассматриваются, как гравитационный эффект тех гипотетических огромных (20—100 км в поперечнике) плотных железных метеоритов, которые, по представлениям Г. Юри и Р. Болдуина, падали на Луну и при своем падении вызывали радиально распространяющуюся волну перемещения поверхностных масс. Это перемещение затем зафиксировалось в форме круглого моря и его кольцевого вала. Предполагается, что такие тела (планетезимали) углублялись внутрь Луны на 50—200 км и «застреливали» там, проявляя себя в дальнейшем только в максимумах силы тяжести, наблюдаемых у поверхности Луны.

Такая точка зрения связана, по нашему мнению, с неправильным выбором нуля при подсчете аномалий. При том выборе, который сделали Мюллер и Сьопрен, отрицательные аномалии были настолько уменьшены по абсолютной величине, что их стали вообще сбрасывать со счетов. При рассмотрении же одних положительных аномалий оказалось возможным подобрать значения возмущающих масс в соответствии с метеоритной гипотезой (Kaula, 1969).

Однако если рассматривать кривые, характеризующие изменение силы тяжести не только над максимумами, но и над минимумами, такое одностороннее решение вопроса оказывается уже неудовлетворительным. Ведь мы не можем предположить, что в зонах минимумов внутрь Луны пробились сверхлегкие (например, ледяные) метеориты! Пространственное тяготение максимумов и минимумов друг к другу совершенно необъяснимо в этой гипотезе. Но оно находит себе аналогию в распределении изостатических аномалий на Земле, связанных с тектоникой.

Другие возражения против метеоритной гипотезы были отмечены Дж. О'Кифом. При скоростях соударения в несколько десятков километров в секунду, соответствующих скорости тех метеоритов, которые падают в настоящее время, их кинетическая энергия настолько велика, что вместо углубления цельной массы метеорита внутрь Луны должны происходить взрывы, мгновенное раздробление и испарение метеорита. Это подтверждено как экспериментами, так и расчетами К. П. Станюковича и В. В. Федынского.

Если же допустить, что погружившиеся метеориты были «нагоняющими» и падали на Луну с относительной скоростью в несколько километров в секунду, то остается неясно, каким образом такие большие и тяжелые массы могут удерживаться, не погружаясь, на значительной глубине от поверхности Луны. Избыток давления под таким метеоритом должен достигать 8000 кг/см^2 . «Масса такого рода продавит себе путь до центра Луны» — пишет О'Киф (*Mascons interpreted...*, 1968).

* * *

Резюмируя, можно сказать, что не следует преувеличивать внешние различия между Луной и Землей. Вероятно, они меньше бросались бы в глаза уже в том случае, если бы на Земле не было воды и процессов эрозии и седиментации,

Все вулканы, существовавшие на ней с начала архея, сохранились бы тогда до нашего времени в почти первозданном виде; рельеф поверхно-

сти был бы вулканическим. В характере же дифференциации, величине разности уровней рельефа, соответствующих материковому и океаническому максимумом, в толщине коры и ее вариациях от депрессий к возвышенностям, в нарушениях изостазии и вероятном механизме образования дугообразных высоких и узких хребтов выявляется несомненное сходство между Луной и Землей. Если эти выводы подтвердятся, то дальнейшее изучение структуры гравиметрии и сейсмичности Луны сможет, в свою очередь, пролить новый свет на механизм тектонических процессов Земли.

На существование не релаксированных напряжений в коре Луны указывают интересные факты, зарегистрированные в самое последнее время. При сбрасывании на ее поверхность частей ракет «Аполлонов» 12 и 13, установленный на Луне сейсмограф отметил продолжительные серии колебаний — искусственных афтершоков. По-видимому, они связаны с постепенным снятием таких же напряжений, какие проявляются на Луне в нарушениях изостатического равновесия.

Литература

- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», 1966.
- Болдуин Р. Что мы знаем о Луне? Изд-во «Мир», 1967.
- Бронштэн В. А. Физика Луны и планет. Природа, № 6, 1969.
- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. Изд-во «Наука», 1969.
- Виноградов А. П. К происхождению лунных пород. Геохимия, № 1, 1970.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Стрoение земной коры по геофизическим данным. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 98, 1963.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Недра», 1967.
- Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 38, 1957.
- Марков М. С., Суханов А. Л. Масконы впадин лунных морей. Природа, № 3, 1970.
- Михайлов В. В. Марс перед объективами телевизионных камер. Земля и Вселенная, № 1, 1970.
- Предварительное изучение лунных образцов, доставленных «Аполлоном-11», Природа № 12, 1969.
- Проблемы геологии Луны (статьи М. С. Маркова, А. Л. Суханова и др.), Изд-во «Наука», 1969.
- Фигура Луны и проблемы лунной топографии. Сборник статей. Изд-во «Наука», 1968.
- Hédervári P. Similar tectonic patterns on Earth and Moon. An. geofis. v. 21, № 1, 1968.
- Kaula W. M. Interpretation of lunar mass concentrations. Phys. of the Earth and Planet. Interiors, v. 2, № 2, 1969.
- Mascons interpreted. Science, v. 162, № 3860, 1968.
- Müller P. M., Sjögren W. L. Mascons: Lunar mass concentrations. Science, v. 161, № 3842, 1968.
- The History of the Earth's crust. A symposium. Ed. K. A. Phinney. Princeton Univ. Press, 1968.
- Wise D. U. Mascons as structural relief on a lunar «Moho». J. Geophys. Res., v. 75, № 2, 1970.

УДК 551.240.089

Б. В. С М И Р Н О В

**О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ВНУТРИСЛОЙНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТОСТИ**

В статье излагается методика теоретического исследования напряженного состояния слоев горных пород, подвергаемых поперечному изгибу. Результаты теоретического анализа представлены в виде схемы линий главных напряжений. Отмечается возможность применения метода при иных вариантах нагрузки, с учетом геостатического давления, межслоевого трения и т. п.

От распределения механических напряжений, возникающих в слоях горных пород при складкообразовании, во многом зависят морфологические особенности и характер локализации разрывных нарушений, тектонической трещиноватости и других деформаций различного порядка вплоть до изменения кристаллических решеток минералов. Сведения о направлении главных напряжений в слоях, подверженных поперечному и продольному изгибу, приведены в работе М. В. Гзовского (1963), применившего методы моделирования на оптически активных материалах. Эта же задача решалась нами на основе сочетания поляризационно-оптического моделирования с расчетными и графоаналитическими методами, что позволило установить закономерности пространственного изменения как направления, так и величины главных напряжений. В качестве примера приводится анализ напряженного состояния слоистой толщи, подверженной поперечному изгибу.

Как известно, в любой момент действия механических нагрузок общая деформация твердого тела складывается из условно мгновенной упругой деформации, упругого последствия и пластической деформации (Белоусов и Гзовский, 1964). Пластическая (остаточная) деформация геологических тел под влиянием длительно действующих тектонических нагрузок постепенно возрастает и уже в первое время после выхода слоя из первоначального положения и зарождения складок может значительно превышать упругую. В связи с наличием остаточной деформации первоначально плоский слой превращается в необратимо изогнутый и реагирует на внешние нагрузки уже как тело криволинейной формы. Поэтому для анализа «мгновенных» полей напряжений могут быть применены методы расчета кривых стержней (Беляев, 1956).

Разрез идеализированной складки поперечного изгиба, являющейся объектом теоретического исследования, изображен на рис. 1. Предполагается, что складка формируется под действием ограниченного по размерам «штампа», выдвигающегося вертикально вверх в ее осевой зоне. В реальных геологических условиях роль такого «штампа» могут играть воздымающиеся блоки фундамента, ядра диапиров и т. п.

Исходя из допущения, что интенсивность и направление нагрузки, создаваемой «штампом», а также мощности слоев, предварительно подвергшихся пластическому изгибу, неизменны в направлении простираения складки, напряженное состояние можно с достаточной полнотой охарактеризовать картиной распределения главных напряжений в кривых

стержнях, заключенных между взаимно параллельными сечениями, проведенными перпендикулярно шарниру на расстоянии $b=1$ одно от другого.

Для простоты построений распределенная нагрузка, обусловленная действием штампа, аппроксимируется сосредоточенной нагрузкой P , приложенной к шарнирной части слоя. Сила P должна уравновешиваться реакциями, противоположно направленными по отношению к ней силами

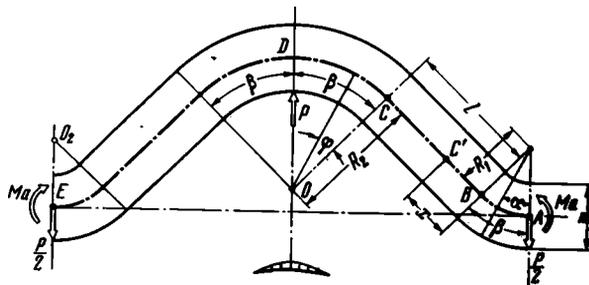


Рис. 1. Схема идеализированной складки поперечного изгиба

$\frac{P}{2}$ и опорными моментами M_a , приложенными в местах «зашемления» — сечениях A и E (см. рис. 1), где изогнутая часть стержня сопрягается с недеформированными прямолинейными участками.

Пользуясь приемами механики твердого тела, для любого из сечений, перпендикулярных к продольной оси рассматриваемого стержня, можно определить значения моментов пары сил M , нормальных сил N и поперечных, срезающих сил Q , являющихся статическим эквивалентом внешней нагрузки. Формулы для их вычисления приведены в таблице, а условные обозначения — на рис. 1.

Участки стержня	Моменты пары сил M	Нормальные силы N	Поперечные силы Q
AB	$-M_a + \frac{P}{2} R_1 \sin \alpha$	$+\frac{P}{2} \sin \alpha$	$+\frac{P}{2} \cos \alpha$
BC	$-M_a + \frac{P}{2} (R_1 \sin \beta + x \cos \beta)$	$+\frac{P}{2} \sin \beta$	$+\frac{P}{2} \cos \beta$
CD	$-M_a + \frac{P}{2} (R_1 \sin \beta + l \cos \beta + R_2 \sin \beta - R_2 \sin (\beta - \varphi))$	$+\frac{P}{2} \sin (\beta - \varphi)$	$+\frac{P}{2} \cos (\beta - \varphi)$

В данном случае одних лишь уравнений статики недостаточно для определения M , N и Q , в связи с чем для решения задачи приходится воспользоваться теоремой Максвелла — Мора (Беляев, 1956). Согласно указанной теореме

$$\int_0^S \frac{M}{EI} dS = 0, \quad (1)$$

где E — модуль упругости породы, J — момент инерции сечения относительно нейтральной оси, а S — длина стержня по той же оси.

Подставив в уравнение (1) значения M , приведенные в таблице для разных участков, и решив его относительно M_a , можно определить M , N и Q для любого поперечного сечения стержня.

Изгибающие моменты M и нормальные составляющие N должны уравновешиваться нормальными, а силы Q — касательными напряжениями по сечениям стержня, для которых они вычислены.

Нормальные напряжения σ_M от изгибающего момента M в любой точке поперечного сечения определяются из выражения

$$\sigma_M \approx \frac{12MRz}{m^3\rho}, \quad (2)$$

где R — радиус кривизны средней линии слоя в данном сечении, m — мощность слоя, ρ — радиус кривизны элементарного слоя, для которого определяется σ_M , z — расстояние от точки, в которой определяется напряжение, до нейтральной поверхности (берется со знаком «+» для вогнутой и со знаком «-» — для выпуклой частей стержня).

Следует учитывать, что в кривых стержнях нейтральная поверхность смещается от осевой линии к центрам кривизны на расстояние

$$z_0 = \frac{m^2}{12R}. \quad (3)$$

Напряжение σ_N , компенсирующее нормальную составляющую внешней нагрузки, определяется из выражения

$$\sigma_N = \frac{N}{m} \quad (4)$$

Таким образом, суммарное нормальное напряжение в любой из точек поперечных сечений стержня.

$$\sigma_\alpha = \frac{12MRz}{m^3\rho} + \frac{N}{m}. \quad (5)$$

Поперечная сила Q компенсируется касательными напряжениями τ_Q по тем же сечениям.

$$\tau_Q = \frac{3Q}{2m} \left(1 - \frac{4z_1^2}{m^2} \right). \quad (6)$$

где z_1 — расстояние от средней линии стержня до точки, в которой определяется τ_α .

При образовании складок изгиба со скольжением возникают касательные напряжения на контактах слоев и реактивные по отношению к ним касательные напряжения в плоскостях, перпендикулярных контактам. Межслоевое трение отсутствует лишь в шарнирах складчатых структур. С известной долей приближения абсолютная величина касательных напряжений межслоевого трения определяется из уравнения

$$\tau_k = -k_f \gamma H, \quad (7)$$

где k_f — коэффициент трения на контакте, γ — усредненный объемный вес вышележащей толщи, H — глубина залегания слоя.

Произведение γH выражает нормальное напряжение на контактах при допущении, что на больших глубинах нагрузка от веса вышележащих пород распределена гидростатически (Айзаксон, 1961).

Алгебраическим сложением τ_Q и реактивных касательных напряжений $\tau_k^1 = -\tau_k$ можно определить суммарное касательное напряжение τ_α в любой точке любого из поперечных сечений стержня.

От нормальных и касательных тектонических напряжений σ_α и τ_α можно перейти к главным напряжениям в любой точке нагруженного

криволинейного стержня. Величина и направление главных напряжений легко определяются графически, путем построения кругов Мора (Беляев, 1956).

Чтобы учесть все важнейшие силовые факторы, действующие на слой, к главным напряжениям тектонического происхождения необходимо добавить гидростатически распределенные напряжения от веса вышележащих пород ($-\gamma H$). При этом будут получены суммарные главные напряжения σ_1 , σ_3 и τ_{max} .

Результаты теоретического анализа напряженного состояния слоя, изображенного на рис. 1 и подверженного поперечному изгибу при $P=1$,

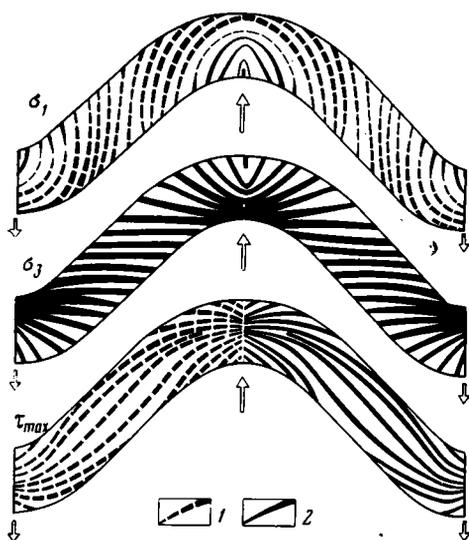


Рис. 2. Поле внутрислойных напряжений при формировании складки поперечного изгиба 1 — линии главных напряжений с положительными значениями; 2 — линии главных напряжений с отрицательными значениями (толщина линий пропорциональна абсолютной величине главных напряжений)

$k_f=1$, $\gamma H=2$ показаны на рис. 2 в виде линий главных напряжений¹ — кривых, касательные к которым соответствуют направлению главных напряжений в точках касания. Толщина линий пропорциональна абсолютной величине главных напряжений. Напомним, что главное напряжение σ_1 соответствует наибольшему растягивающему или, если растяжение отсутствует, наименьшему сжимающему нормальному напряжению, а σ_3 — наибольшему сжимающему или (при отсутствии сжатия) — наименьшему растягивающему напряжению в той или иной точке. Для построения линий наибольших касательных напряжений τ_{max} используется соотношение

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \quad (8)$$

Правильность теоретических построений проверялась экспериментально, с применением поляризационно-оптического моделирования. При этом была установлена высокая степень сходства полей напряжений, построенных аналитически, и полученных в результате интерпретации картины изоклин.

На основе графоаналитического метода можно анализировать поля внутрислойных напряжений и при иных вариантах нагрузки, геометрических особенностях, глубине залегания слоев и т. п. При этом представляется возможным с достаточной детальностью оценивать и такие факторы, экспериментальное воспроизведение которых зачастую связано со значительными трудностями. В данном случае имеются в виду геостатическое давление, взаимодействие смежных слоев и т. п.

Сведения о напряженном состоянии геологических тел могут быть, в свою очередь, использованы для теоретических построений, позволяющих установить закономерности деформации слоев в процессе развития складчатости. Так, например, рассмотрение поля напряжений в складках поперечного изгиба приводит к выводу о возможности зонального распределения внутрислойных разрывных нарушений различных геомет-

¹ В современной литературе линии главных напряжений неудачно именуются траекториями, что не соответствует смыслу указанного термина, обозначающего путь движущейся точки.

рических типов по отношению к элементам складчатых структур (Смирнов, 1969), что нашло подтверждение при детальном изучении мелкой тектоники угольных пластов и вмещающих их отложений в восточной части Донбасса (Шахтинско-Несветаевская, Лиховская, Углеродовская, Сулино-Садкинская синклинали, Северная антиклиналь и др.). Установленные особенности изменения векторов главных напряжений позволяют объяснить зачастую наблюдаемую в Донбассе S-образную форму внутрислойных разрывов и их затухание по мере удаления от контактов. Задаваясь разными значениями γH , нетрудно прийти к выводу о том, что по мере увеличения глубины складкообразования различия в ориентировке разрывов у нижней и верхней поверхности изгибаемых слоев должны постепенно уменьшаться.

Литература

- Айзаксон Э. Давление горных пород в шахтах. Госгортехиздат, 1961.
Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. Изд-во «Недра», 1964.
Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Гос. изд-во технико-теоретич. лит., 1956.
Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV, Изд-во АН СССР, 1963.
Смирнов Б. В. Межслоевые и внутрислойные тектонические нарушения и способы их прогнозирования. В сб. «Материалы по геологии и разведке углей Донбасса», Изд-во «Недра», 1969.

Донбасская научно-исследовательская
лаборатория
Министерства геологии СССР

Статья поступила
20 января 1969 г.

УДК 551.24(47+57)

М. А. ТОЛСТИХИНА

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ТЕРРИТОРИИ СССР В КЕМБРИИ

Приводится описание двух палеотектонических карт СССР, составленных для раннего и среднего — позднего кембрия. К началу кембрийского периода в пределах территории Советского Союза сформировались, а в течение кембрия продолжали развиваться крупные регионы, отличавшиеся друг от друга типом тектонического режима и историей своего развития.

В основу палеотектонических обобщений положены результаты анализа нового геолого-геофизического материала, полученного автором при составлении палеотектонических карт для «Атласа литолого-палеогеографических карт Советского Союза». Для кембрийского периода составлены две палеотектонические карты территории СССР, из которых первая соответствует раннекембрийскому этапу ее развития, а вторая — этапу, охватывавшему весь средний и поздний кембрий. В масштабе 1 : 7 500 000 они публикуются в этом «Атласе...».

Выводы, изложенные автором в настоящей статье, иллюстрируются мелкомасштабными палеотектоническими схемами, составленными на основе упомянутых карт.

Статья написана с использованием опубликованных материалов Л. И. Боровикова (1965), Л. И. Боровикова и Б. И. Борсука (1958, 1961), Л. И. Боровикова, Т. Н. Спизарского и Н. Е. Чернышевой (1960), В. В. Волкова (1966), Ф. К. Волколакова (1965), Ф. К. Волколакова, Ю. П. Бутова и др. (1966), А. П. Глушкова и Г. Ю. Лагздиной (1966), М. А. Жаркова (1966), М. А. Жаркова и В. В. Хоментовского (1965), Н. С. Иголкиной (1961, 1963, 1968), Б. М. Келлера (1966), Б. М. Келлера, В. Г. Королева и др. (1968), А. Г. и О. А. Кондиайн (1968), В. Г. Королева (1965, 1967), Ю. А. Косыгина (1962), Ю. А. Косыгина и А. К. Башарина (1965), Ю. А. Косыгина, А. К. Башарина, Н. А. Берзина и др. (1968), Л. И. Салопа (1966, 1968), М. А. Семихатова (1962), Т. Н. Спизарского (1961, 1964), Т. Н. Спизарского и Л. И. Боровикова (1965), М. А. Толстихиной (1967_{1,2}, 1968_{1,2}), Э. Э. Фотиади (1963, 1967₁₋₃), Э. Э. Фотиади и др. (1965), Н. М. Чумакова (1959), М. М. Язмира (1967), Э. Н. Янова (1964, 1966), А. Л. Яншина (1965_{1,2}) и многих других работ, в которых дается описание тектоники и истории развития отдельных регионов Советского Союза или всей его территории в целом.

Работу по реконструкции палеотектонической обстановки кембрийского времени облегчило также использование Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией А. А. Богданова (1965), Тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А. Л. Яншина (1966) и Тектонической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Т. Н. Спизарского (1965), на которых наряду с другими данными обобщены и данные о мощности, магматизме и структурных особенностях кембрийских отложений.

Несмотря на то, что основные структурные единицы, слагавшие территорию Советского Союза в раннем кембрии, заложились еще в протерозое и венде, ранний кембрий может рассматриваться и как самостоятельный этап в истории развития территории СССР. Именно в это время регрессия моря, начавшаяся в конце позднего докембрия на большей части площади, сменилась трансгрессией, которая достигла своего максимума в ленском веке раннего кембрия.

К началу кембрийского периода в пределах территории Советского Союза сформировались крупные регионы, отличавшиеся друг от друга типом тектонического режима и историей своего развития. Основу структурного плана составляли Восточно-Европейская и Сибирская платформы и окружающие их геосинклинальные системы и области, находившиеся на разных этапах развития. На прилагаемой палеотектонической схеме (рис. 1) показаны Крымско-Кавказская, Тянь-Шаньская, Казахстанская, Алтае-Саянская, Енисейская, Байкальская, Монголо-Амурская, Сихотэ-Алиньская области, испытывавшие геосинклинальное развитие; Тимано-Печорская, Уральская и Верхоянско-Чукотская эпигеосинклинальные орогенные области; Таймырская — переходная от орте-на к платформе область.

В центральной части Западной Сибири, в районе современной акватории Карского моря и к югу от Урала намечаются наиболее значительные по площади области докембрийской стабилизации: Тобольский, Карский и Усть-Юртский срединные массивы.

Восточно-Европейская платформа в кембрийское время представляла собой крупную тектоническую единицу земной коры, разрез которой характеризовался наличием двух структурных этажей: фундамента, сформированного дорифейскими складчатыми образованиями, и платформенного чехла. В строении верхнего этажа участвовали осадочные, почти не метаморфизованные и слабо дислоцированные отложения, соответствующие платформенному этапу развития. Они отделялись от фундамента крупным региональным перерывом.

Формирование осадочного чехла на Восточно-Европейской платформе началось в позднем докембрии с начала образования полесской серии и ее аналогов — сердобской и нижнебавлинской серий. В раннекембрийский этап развития сформировались отложения балтийской серии.

Площадь, которую занимала Восточно-Европейская платформа в кембрийское время, была несколько меньше, чем теперь, но границы ее так же определялись зонами глубинных разломов, которые имели прямолинейный характер и протягивались на многие сотни и тысячи километров, уходя далеко за пределы территории СССР. На юге платформа была ограничена системой краевых швов, отделявшей ее от Крымско-Кавказской геосинклинали, на востоке к ней примыкала Уральская, а на севере Тимано-Печорская эпигеосинклинальные орогенные области. На северо-западе Восточно-Европейская платформа также по зоне глубинных разломов граничила с геосинклинальной системой норвежских каледонид.

Основные структурные элементы осадочного чехла платформы сложились еще на ранних стадиях ее развития, когда под влиянием тектонических процессов, которые происходили в окружающей платформу геосинклинальных и орогенных системах, возникли древние щиты и поднятия, свободные от осадочного покрова, и начали формироваться прогибы внутри платформы и по ее краям.

После перерыва в осадконакоплении на границе волынского и валдайского веков произошла крупная перестройка тектонического плана платформы, а в раннем кембрии (балтийский век) продолжалось его дальнейшее преобразование. Обращают на себя внимание изменения, ко-

торые произошли в юго-восточной и восточной частях платформы, где значительно расширились площади Украинско-Воронежского и Волго-Камского поднятий; прекратил свое развитие Предуральский краевой прогиб, замкнулся Пачелмский грабенообразный прогиб, заполненный докембрийскими отложениями. Одновременно с этим начинают проявляться общие широтные простирания платформенных структур. В начале кембрия усилилось погружение Балтийского щита, открывшее свободный доступ трансгрессии со стороны европейских морей в Балтийско-Московскую синеклизу, которая и в раннем кембрии продолжала оставаться основной областью осадконакопления. Общий характер структуры ее в кембрии по сравнению с вендом изменился мало. Она по-прежнему представляла собой широкую, погружающуюся на северо-восток впадину (Брунс, 1956, 1964; Брунс, Гейслер, Иголкина, Толстихина, 1960). Мощность балтийской серии, представленной песчаниками и глинисто-песчаными с глауконитом отложениями, постепенно возрастает с запада на северо-восток от Прибалтики к Тиману от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Распределение фациальных типов осадков в Балтийско-Московской синеклизе в общем совпадает с их распределением в предыдущем — вендском этапе развития. Песчано-глинистые и песчаные фации опресненного бассейна приурочены к восточной части синеклизы, причем крупно- и грубокластические осадки распространены в прибортовых частях ее и в прогибе у подножия Тиманского поднятия. Карбонатно-терригенная платформенная формация распространена лишь на крайнем западе Балтийско-Московской синеклизы у границы со Швецией и Норвегией. В пределах погруженной части Балтийского щита накапливались главным образом кварцевые пески.

К юго-западу и западу от Украинско-Воронежского поднятия располагались Львовско-Кишневская и Брестская впадины, амплитуда погружения которых не превышала 200 м. Эта часть региона по типу отложений и их мощности подобна западной части Московско-Балтийской синеклизы.

В целом дифференциация тектонических движений на платформе в начале раннего кембрия была значительно менее выражена, чем в позднем докембрии (венде).

Во второй половине раннего кембрия началось интенсивное поднятие Восточно-Европейской платформы, сопровождавшееся регрессией моря. В ленском веке вся территория платформы была выведена из-под уровня моря и представляла собой единый приподнятый массив — Балто-Сарматский щит, — в пределах которого осадконакопления не происходило.

К югу от Восточно-Европейской платформы — в Крыму, в области современного Кавказа и Закавказья на палеотектонической схеме раннего кембрия показана Крымско-Кавказская геосинклинальная область. Недостаточное количество фактических данных не позволяет нам с уверенностью реконструировать ее простирание, развитие и особенности тектонического режима. Известно лишь, что в раннем кембрии (ленский век) в этой области накапливались очень мощные, преимущественно терригенные и в меньшей степени вулканогенные отложения. Крымско-Кавказская геосинклиналь на западе соединялась со Свентокшишской геосинклиналью, а на востоке с Тянь-Шаньской и системой геосинклиналей Казахской области.

Рис. 1. Схематическая карта структурных элементов территории СССР в раннем кембрии. Составила М. А. Толстихина, 1968

I — платформы: *1* — впадины и прогибы; *2* — поднятия, амплитуда которых не превышает 300 м; *3* — поднятия с амплитудой более 300 м. *II* — геосинклинальные системы и области: *1* — прогибы; *2* — поднятия. *III* — эпигеосинклинальные орогенные области: *1* — впадины и прогибы; *2* — поднятия с амплитудой до 500 м; *3* — поднятия с амплитудой свыше 500 м. *IV* — области, переходные от орогена к платформе: *1* — прогибы; *2* — поднятия. *V* — срединные массивы: *1* — низкие и погруженные под уровень моря; *2* — слабо приподнятые; *3* — относительно высокие. *VI* — зоны глубинных разломов

Казахстанская область в раннем кембрии также переживала геосинклинальный режим. На северо-востоке и востоке Центрального Казахстана в это время обособилась Еременьтау-Чингизская зона, включающая Южно-Кокчетавский, Восточно-Кокчетавский, Селетинский, Чингиз-Тарбагатайский и другие прогибы; на западе Улутау-Каратауская зона, прослеживающаяся от бассейна р. Ишим вплоть до Таласского Алатау в Северном Тянь-Шане. Эти зоны достаточно резко различались особенностями тектонического режима (Боровиков, 1965). Между ними располагался регион, обладавший промежуточным характером тектонического развития. На карте здесь показан срединный массив.

Интенсивное погружение прогибов в Еременьтау-Чингизской зоне и в восточной части северного Тянь-Шаня сопровождалось расколами фундамента и излияниями лав, главным образом основного и среднего состава. В Улутау-Каратауской зоне вулканические процессы были значительно более слабыми.

Конец протерозойской эры на Урале совпал с инверсией, существовавшей до этого единой Урало-Тиманской геосинклинали и перестройкой структурного плана региона. И Урал и Тиманское поднятие, так же как и расположенный к северу от него Печорский массив, в раннем кембрии представляли собой эпигеосинклинальную орогенную область, расчлененную глубинными разломами на блоки, которые испытывали различную, преимущественно небольшую скорость восходящих движений. Вследствие этого здесь возникали сравнительно невысокие складчатые сооружения, выравнивание которых шло быстрыми темпами.

Геосинклинальный режим сохранился в районе Северо-Земельского прогиба, где накапливались мощные флишоидные карбонатно-терригенные толщи.

На восточном склоне Урала в начале ленского века образовался меридиональный прогиб (Санарская зона). Опускание фундамента в нем сопровождалось расколами, по которым происходило излияние базальтовых лав. К концу ленского века Санарская зона Урала вновь стала испытывать тенденцию к поднятию.

Реконструкция палеотектонической обстановки осадконакопления в кембрийское время на территории современной Западно-Сибирской низменности связана с большими трудностями. Фундамент ее, сложенный допалеозойскими и палеозойскими складчатыми образованиями, скрыт под мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений, что способствует появлению различных точек зрения на его строение. Все же интерпретация геологического и геофизического материала наряду с экстраполяцией данных по геологии и тектонике окружающих Западно-Сибирскую низменность складчатых регионов позволяют не только установить основные черты современного строения ее фундамента (Сурков и др., 1968), но и сделать предположение относительно истории его тектонического развития в самом начале палеозойской эры.

К концу позднего докембрия земная кора на территории Западно-Сибирской низменности была уже в значительной степени дифференцирована. В процессе предкембрийских этапов развития в центре низменности сформировался крупный массив, получивший название Тобольского, который по своему режиму, положению и истории развития был близок к структурам типа срединных массивов. Тобольский массив со всех сторон был окружен геосинклиналями, находящимися на ранних стадиях развития, и испытывал их сильное влияние, в результате чего в его пределах возникло много разломов большой глубины заложения. Эти разломы раскололи срединный массив на блоки, которые были вовлечены в колебательные движения, различные по скорости и знаку.

К востоку от Тобольского срединного массива располагалась Енисейская геосинклиналь, отделявшая его от Сибирской платформы. На участке от Красноярска до Туруханска простирается этой геосинклинали было

близким к меридиональному, но дальше, оно менялось на северо-западное в результате чего Енисейская геосинклиналь, пересекая северную часть Западно-Сибирской низменности, соединялась с Новоземельской ветвью Уральской геосинклинальной области.

Анализ имеющихся геофизических материалов по северной части Западно-Сибирской низменности (Фотиади и др., 1965; Сурков и др., 1968) показывает, что на данном участке низменности прослеживаются северо-западные простирания магнитных аномалий, которые, возможно, отражают аналогичные простирания окладчатых комплексов Енисейской геосинклинали, слагающих докембрийский фундамент этого района низменности. Однако следует иметь в виду, что показанное на палеотектонической схеме (см. рис. 1) северо-западное простирание Енисейской геосинклинали гипотетично и отражает лишь один из возможных вариантов тектонического строения северной части Западно-Сибирской низменности в кембрийскую эпоху.

Согласно другим представлениям (Спижарский, 1964; Спижарский, Боровиков, 1965; Косыгин и др., 1968) Енисейская ветвь Байкальской геосинклинали севернее г. Туруханска поворачивает на северо-восток и выклинивается на границе с Таймырской эпигеосинклинальной областью. Автору представляется наиболее правильным отнести Хантайский грабенообразный прогиб к платформенной структуре — авлакогену, сформировавшемуся на входящем угле Енисейской геосинклинали.

Южнее Тобольского срединного массива располагалась Алтае-Саянская геосинклинальная область, которая на западе соединялась с Казахской областью геосинклинального режима, а на востоке с Байкальской и Монголо-Амурской. Последняя протягивалась в широтном направлении до Сихотэ-Алиня.

Алтае-Саянская геосинклиналь заложилась в позднем докембрии (Янов, 1964, 1966). Сформировавшаяся при ее заложении сеть глубинных разломов обусловила глыбовое строение этой области. Геосинклинальное развитие ее началось общим прогибанием с накоплением карбонатных и кремнисто-вулканогенных толщ большой мощности. В результате разнонаправленных тектонических движений уже в начале кембрия в Алтае-Саянской области обособились внутргеосинклинальные поднятия и прогибы. В ленском веке они продолжали развиваться и значительно расширились.

К приразломным зонам были приурочены мощные излияния эффузивов, среди которых преобладающим развитием пользовались спилитовая и спилито-кератофировая формации. Интрузивные комплексы были представлены ультрабазитами, габбро-пироксенитами и габбро-плагιοгранитами (Мусатов, 1964).

В Восточном Саяне, вдоль границы с Байкальской геосинклинальной областью, вступившей в стадию инверсионного развития, формировались Манско-Агульский и Боксон-Сархойский прогибы. Вулканизм в Восточном Саяне локализовался главным образом вдоль Кизирского глубинного разлома.

Усиление восходящих движений в конце раннего кембрия привело к тому, что значительная часть территории Алтае-Саянской области была заметно приподнята. В пределах Тувинско-Монгольского срединного массива в раннем кембрии установился режим, приближающийся к платформенному.

В начале кембрийского периода восходящие движения приобрели большой размах в Байкальской геосинклинали, которая в результате интенсивной складчатости и внедрения колоссальных масс гранитов вступила в инверсионную стадию геосинклинального развития еще в конце позднего докембрия. В ее пределах и в Енисейской геосинклинали вдоль границы с Сибирской платформой возникли линейные, иногда значительные по площади развития, но сравнительно невысокие поднятия, с кото-

рых обломочный материал сносился в платформенные прогибы. В раннем кембрии во внутренней части байкалид располагалась остаточная геосинклиналь (Салоп, 1966), сообщавшаяся с геосинклинальными прогибами Монголо-Амурской геосинклинальной области. В области Байкало-Витимского поднятия в это время началось формирование межгорных впадин, приуроченных к грабенам и зонам разрывных нарушений более древнего заложения.

Вулканическая деятельность этого периода была связана с глубинными разломами, проходящими по границе Байкальской и Монголо-Амурской геосинклинальных систем. Здесь происходили мощные излияния основных и кислых лав.

Во второй половине раннего кембрия (ленский век) значительная часть Байкальской области, особенно примыкающая к Сибирской платформе, была вовлечена в опускание и захвачена морской трансгрессией. Заметно опустилась и северная часть Патомского нагорья, где мощность ленского яруса достигает нескольких сот метров.

Наиболее широко распространенными типами осадков в Байкальской геосинклинальной области были красноцветные терригенные и терригенно-карбонатные, а также различные эффузивные образования (ряд геосинклинальных формаций). По литологическим особенностям и тектоническим условиям формирования кембрийские образования межгорных впадин Байкало-Витимского поднятия напоминают раннюю моласу — континентальные красноцветные отложения.

Раннепалеозойская история развития Монголо-Амурской геосинклинальной области изучена недостаточно хорошо. Известно, что в раннем кембрии входящие в ее состав прогибы испытывали интенсивные опускания, компенсированные мощными вулканогенно-терригенными накоплениями (Амантов, 1963). В соответствии с тектоническим режимом проявлялись и магматические процессы. В западной части Монголо-Амурской области вулканизм был сравнительно сильный, но к концу раннего кембрия извержения резко сократились. В Сихотэ-Алине следов вулканической деятельности не установлено.

Осадочные отложения в раннекембрийских прогибах Монголо-Амурской области представлены наряду с вулканогенными формациями карбонатно-терригенными и терригенными флишоидными и флишевыми формациями.

В Забайкалье — район Селенгино-Яблоневого прогиба — в раннем кембрии резко обособилась Удино-Витимская зона, где также наряду с образованием флишоидных карбонатно-терригенных толщ накапливались вулканогенные осадки. Характерно, что здесь среди разломов, различных по глубине заложения и морфоструктурным особенностям, преимущественно развиты глубинные разломы близкого к широтному простирания, влиявшие на структурный план этого региона и обусловившие расчленение Монголо-Амурской области на отдельные внутригеосинклинальные прогибы и поднятия, различные структурно-фациальные области. Сихотэ-Алинскую геосинклинальную систему характеризовали простирания разломов и других структурных элементов, близкие к меридиональным.

Главные черты раннекембрийского структурного плана Сибирской платформы, так же как и Восточно-Европейской, определились еще в начальные стадии ее развития, когда под воздействием тектонических процессов, протекавших в окружающих ее геосинклиналях, началось формирование платформенного чехла.

Сибирская платформа со всех сторон была ограничена зонами разрывных нарушений глубокого заложения, отделявшими ее от примыкающих геосинклинальных и складчатых систем. На западе платформу ограничивала Енисейская геосинклиналь, на юге — Байкальская и Монголо-Амурская, на востоке — Верхояно-Чукотская эпигеосинклинальная

орогенная область и на севере Таймырская область, которая по своему тектоническому режиму соответствовала области, переходной от эпигеосинклинального орогена к платформе.

Тектонический режим и развитие окружающих платформу геосинклинальных и складчатых областей в кембрийское время оказали сильное влияние на формирования структурных форм осадочного чехла Сибирской платформы.

Тектонический режим и развитие окружающих платформу геосинклинальных и складчатых областей в кембрийское время оказали сильное влияние на формирования структурных форм осадочного чехла Сибирской платформы.

В раннем кембрии значительные по площади участки Сибирской платформы испытывали погружение. Этими движениями была охвачена большая часть платформы. Максимальной амплитудой опускания характеризовались прогибы, приуроченные к грабенам, возникшим на продолжении входящих углов геосинклинальных систем (Хантайском, Уринском), и прогибы, развивавшиеся по краям платформы вдоль границ с окружающими ее геосинклиналями. Области поднятий и антеклизы (Алданская, Анабарская и Тунгусско-Катангская) отличались небольшой амплитудой погружения.

К концу раннего кембрия (ленский век) по краям Сибирской платформы оформились заложившиеся ранее Приенисейский, Присаянский, Прибайкальский, Березовский, Юдомский и Ленский прогибы, в центре ее — Центральный внутриплатформенный прогиб. Постепенно начал проявляться и Суханский прогиб, разделяющий Анабарскую и Оленекскую антеклизы. Достаточно хорошо были выражены как положительные структурные формы осадочного чехла Анабарская, Оленекская, Алданская антеклизы, Мунское и Тунгусско-Катангское поднятия.

Наибольшим распространением в раннем кембрии на Сибирской платформе пользовались эвапоритовые формации — соленосная и сульфатно-карбонатная, — получившие развитие в южной, юго-западной, западной и центральной частях платформы, где располагался солеродный полузамкнутый бассейн. Преимущественно в областях, примыкающих к геосинклинальному и складчатому обрамлению, сравнительно узким шлейфом протягивалась полоса, занятая отложениями терригенной и карбонатно-терригенной формаций. На севере и востоке платформы были широко развиты формации карбонатных пород, представленные главным образом различными известняками. А в относительно глубоких впадинах — Суханском и Юдомском прогибах — получила распространение формация битуминозных известняков и горючих сланцев, которая сформировалась, видимо, в условиях неполной компенсации прогибания осадконакоплением.

Тектонический режим Верхоянско-Чукотской области в кембрии остается во многом невыясненным, так как фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения имеют там крайне ограниченное распространение. Но, судя по тому, что примыкающий к ней край Сибирской платформы уже в раннем кембрии активно погружался, о чем свидетельствует мощность карбонатно-терригенных отложений в Хараулахе и особенно в Юдомском прогибе и Южном Верхоянье, достигающая нескольких сотен метров, сопряженная с платформой часть Верхоянско-Чукотской области поднималась, причем восходящие движения, вероятно, охватывали здесь гораздо большие площади, чем в венде, когда еще имели место значительные прогибания отдельных частей Верхоянско-Чукотской области. Гранулометрический состав осадков нижнего кембрия, накопившихся в Ленском и Юдомском прогибах, свидетельствует о том, что в северной части Верхоянско-Чукотского орогена — у границы с Сибирской платформой, амплитуда поднятия не была значительной, тогда как на юге она достигала нескольких сотен, возможно, и более тысячи метров.

С амгинского века среднего кембрия в стадию эпигеосинклинального орогенного развития вступили Монголо-Амурская и Сихотэ-Алиньская геосинклинальные системы, а также значительная часть Алтае-Саянской геосинклинальной области.

Нисходящие движения в среднем кембрии широко проявились в Казахстанской геосинклинальной области, в западной части и в отдельных прогибах на востоке Алтае-Саянской области, на западе и севере Сибирской платформы и в некоторых других регионах.

В самом начале этой эпохи (амгинский век) прогибания захватили и центральную часть Восточно-Европейской платформы, но здесь они в скором времени сменились поднятием. Временное погружение было связано с подвижками, происходившими в каледонской геосинклинальной системе и с общей, обширной в Европе, среднекембрийской трансгрессией моря. Судя по мощности толщи ижорских песчаников, достигающей в наиболее прогнутой части Балтийско-Московской синеклизы всего 160 м, амплитуда нисходящих движений была незначительной.

Ижорская трансгрессия была кратковременной. Вслед за ней восходящие движения вывели всю платформу из-под уровня моря и на ее площади наступил длительный континентальный перерыв в осадкообразовании.

На территории современного Крыма, Кавказа и Закавказья в среднем и позднем кембрии сохранялся геосинклинальный режим. Видимо, здесь по-прежнему происходило накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ. Несколько усилившаяся дифференциация тектонических движений привела к расширению внутригеосинклинальных поднятий.

Уральский эпигеосинклинальный ороген также в среднем кембрии испытывал движения положительного знака. Но здесь возникли сравнительно невысокие поднятия. Возможно, что к востоку от осевой части Урала, в области, погруженной в настоящее время под осадочный покров Западно-Сибирской низменности, располагался геосинклинальный прогиб, который отделял Урал от Тобольского срединного массива, и заложился еще в раннем кембрии или венде.

На Новой Земле в результате интенсивного прогибания в среднем и позднем кембрии продолжал развиваться геосинклинальный прогиб. В нем шло образование мощных терригенных флишоидных толщ.

Расположенная к северу от Восточно-Европейской платформы Тимано-Печорская область окончательно консолидировалась и примкнула к платформе. На палеотектонической схеме, составленной нами для средне- и позднекембрийского этапа развития (рис. 2), она рассматривается как платформенное поднятие, амплитуда которого в отдельных его частях не превышала нескольких сотен метров.

Казахстанская и Тянь-Шаньская области в среднем и позднем кембрии продолжали свое геосинклинальное развитие. Но их тектонический режим был различным. Наиболее ярко в среднем кембрии геосинклинальные процессы проявились в Еременьтау-Чингизской зоне Казахстана и восточной части Северного Тянь-Шаня (Боровиков, Борсук, 1958, 1961). Здесь после кратковременного перерыва, по-видимому не повсеместного, в конце раннего — начале среднего кембрия вновь усилились нисходящие движения, которым сопутствовал довольно сильный вулканизм, особенно в Чингиз-Тарбагатайском прогибе, где амплитуда погружения была наибольшей. Там изливались лавы преимущественно основного и среднего состава. Севернее интенсивность прогибания постепенно уменьшалась, ослабевали и вулканические проявления. По-прежнему в условиях своеобразного тектонического режима находилась западная — Улуту-Каратауская зона Казахстана. Здесь прогибания почти не сопровождались вулканическими извержениями.

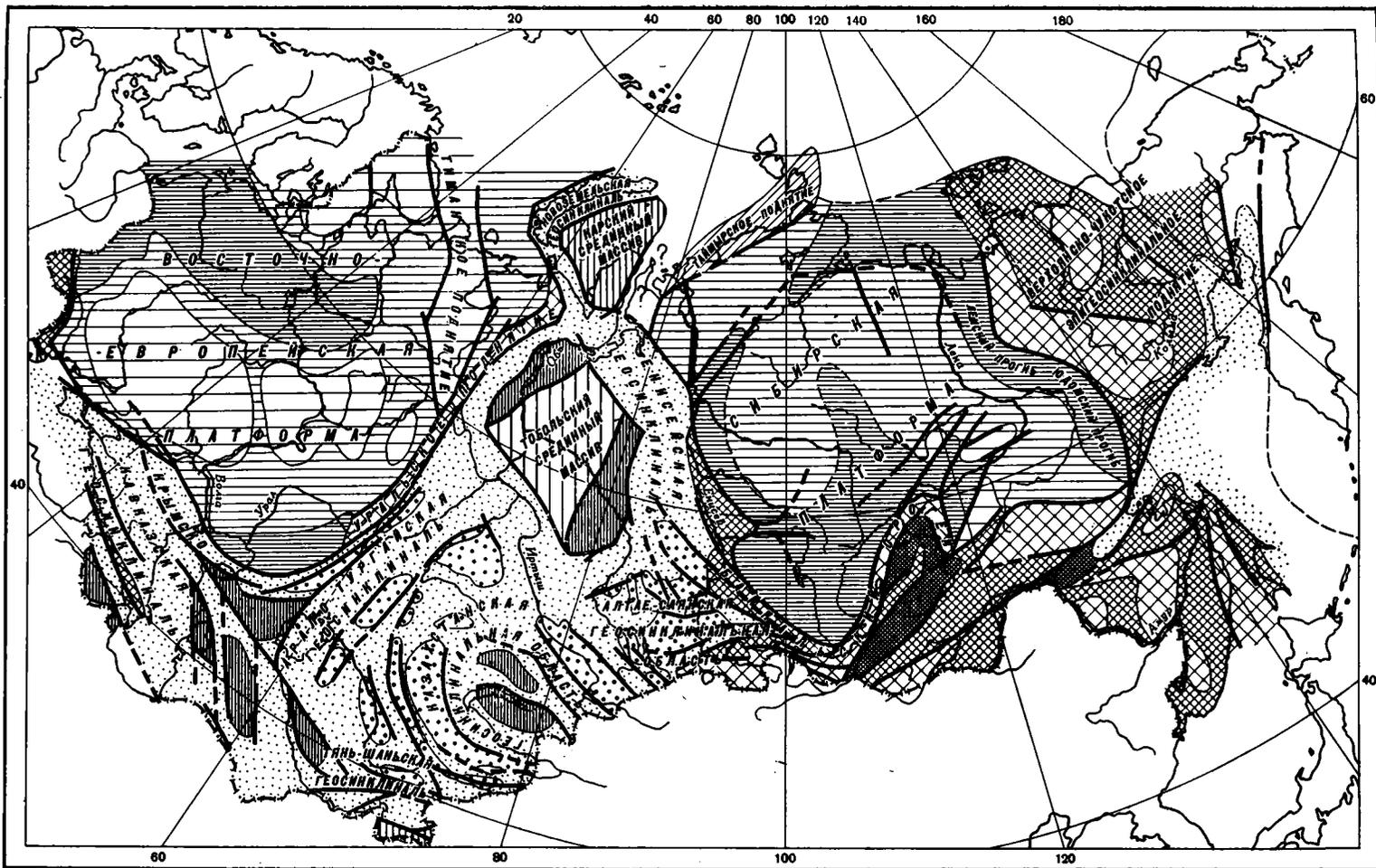


Рис. 2. Схематическая карта основных структурных элементов территории СССР в среднем — позднем кембрии. Составила М. А. Толстихина, 1968.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

В Тянь-Шаньской геосинклинальной области, а также в пределах современной Туранской низменности продолжали развиваться внутригеосинклинальные прогибы, заложившиеся еще в докембрии. Одновременно усилилась контрастность тектонических движений, вызвавшая образование линейных поднятий. В Южном Тянь-Шане тектонические подвижки в начале среднего кембрия сопровождались сравнительно слабыми вулканическими процессами. Возможно, что в конце позднего кембрия погружения в ряде районов Тянь-Шаня сменились восходящими движениями, чем был обусловлен размыв кембрия в предсилурийское время.

В среднем и позднем кембрии тектонические движения, унаследованные от предыдущего этапа, продолжали развиваться и в Западной Сибири. В результате усилившейся дифференциации тектонических движений подверглись неравномерному опусканию отдельные блоки Тобольского срединного массива и сам он несколько сократился по площади. К северу от Енисейской геосинклинали, в пределах территории, занимаемой в настоящее время Карским морем, отчетливо оформился Карский срединный массив, еще в позднем докембрии отколовшийся от западной части Таймырской, переходной от орогена к платформе области.

В Енисейской геосинклинали появились зоны относительно высоких поднятий, выступавших над уровнем моря, с которых сносился обломочный материал в прогибы, формирующиеся по краю Сибирской платформы.

В Алтае-Саянской области общая тенденция к поднятию, проявившаяся уже в самом конце раннего кембрия, продолжала развиваться и в среднем кембрии, что было связано с салаирской фазой складчатости, достигшей максимума в первой половине среднего кембрия. Наиболее активно поднимались восточные районы Алтае-Саянской области, где возникли довольно высокие поднятия, в пределах которых на границе раннего и среднего кембрия осадконакопления не происходило. В Кузнецком Алатау, Салаире, Горном Алтае эти движения проявились локально. В геосинклинальных прогибах, продолжавших развиваться в средней части Алтае-Саянской области, формировались мощные вулканогенно-осадочные толщи. Вулканическая деятельность, связанная с возникновением и развитием внутригеосинклинальных поднятий, проявилась очень интенсивно почти во всех районах Алтае-Саянской геосинклинальной области. Во второй половине среднего кембрия восходящие движения в Алтае-Саянской области приобрели еще больший размах, особенно на востоке и северо-востоке ее — в районе, примыкающем к Байкалидам. Но в Горной Шории, Кузнецком Алатау и Горном Алтае на протяжении всего кембрия сохранялись геосинклинальные прогибы, в которых продолжалось накопление мощных толщ осадочно-вулканогенных отложений. В зонах максимального прогибания и в позднем кембрии накапливались карбонатно-терригенные флишеидные толщи. Но в это время уже большая часть Алтае-Саянской области испытывала восходящие движения, в результате которых площади поднятий значительно расширились. Продолжалось инверсионное развитие геосинклинальной области. Амплитуда перемещения отдельных блоков на востоке и юго-востоке Алтае-Саянской области достигла нескольких тысяч метров. В отличие от других эпох в позднем кембрии здесь резко сократилась вулканическая деятельность. Лишь в Салаире в первую половину позднего кембрия происходили небольшие излияния лав и выброс пеллового материала. Примесь туфогенных частиц в породах наблюдается и в некоторых других районах.

В Байкальской геосинклинали в среднем кембрии широкий размах приобрели восходящие движения заключительной стадии геосинклинального развития, знаменующие ее превращение в эпигеосинклинальную орогенную область. В начале среднего кембрия в эпигеосинклинальном

бассейне во внутренней области байкалид все еще накапливались карбонатные толщи пород, но во второй половине среднего кембрия существенное значение приобрели терригенные и молассовые формации. Среднекембрийская эпоха закончилась фазой складчатости, охватившей всю территорию байкалид. Байкальская геосинклиналь замкнулась (Салоп, 1966, 1968; Спижарский, 1961).

В позднем кембрии на большей части Байкальской складчатой области осадкообразования не происходило. Продолжалась стадия орогенного развития. Лишь в отдельных межгорных впадинах формировались красноцветные толщи, близкие к молассовым формациям. На более древних отложениях они залегают с угловым, а иногда и азимутальным несогласием, свидетельствуя об очень глубоком размыве (Салоп, 1966).

В Монголо-Амурской и Сихотэ-Алиньской областях в начале среднего кембрия в связи с резким усилением восходящих движений происходила общая регрессия моря. С этого времени и эти системы вступают в стадию орогенного развития. Восходящие движения в Сихотэ-Алиньской и Монголо-Амурской областях продолжались в течение всего среднего и позднего кембрия, в результате чего на их месте возникло высокогорное складчатое сооружение.

Во второй половине позднего кембрия тектонические движения отдельных блоков Монголо-Амурского орогена носили более дифференцированный по скорости движения, амплитуде и знаку характер, что способствовало образованию в Приамурье прогиба широтного простиранья, в котором накопились сотни метров карбонатно-терригенных и терригенных отложений. По глубоким разломам, в грабенах, залежились отдельные межгорные впадины, наиболее четко оформившиеся уже в ордовике.

Тектонические движения, проявившиеся в начале среднего кембрия на Сибирской платформе, в основном наследовали движения предыдущего этапа, поэтому особых изменений и в расположении платформенных структур для этого времени не наблюдается. В пределах платформы под влиянием инверсионного развития обрамляющих ее с запада, юга и востока геосинклинальных систем активно развивались прогибы, амплитуда погружения которых достигала многих сотен метров. Опускания происходили в северной, восточной и центральной частях платформы. В конце среднего кембрия на северо-востоке платформы — северо-западный склон Оленекской антеклизы, Мунокое поднятие и др. — отдельные блоки фундамента были приподняты на такую высоту, что возникли кратковременные перерывы в осадкообразовании между средним и верхним кембрием (Спижарский, 1964).

В пределах Алданской антеклизы опускалась не только западная, но и ее северо-восточная часть, примыкающая к Южному Верхоянью — Юдомский прогиб. В начале позднего кембрия нисходящие движения прекратились почти на всей площади Алданской антеклизы, за исключением Юдомского прогиба. Очень интенсивно в майском веке опускалась вся северо-западная часть Сибирской платформы, где мощность майского яруса превышает 1000 м.

В позднем кембрии в результате изменения направления тектонических движений происходила перестройка структурного плана Сибирской платформы. В северо-восточной части ее — районы Анабарской и Оленекской антеклиз и Суханского прогиба — к концу кембрийского периода погружения сменились поднятием. В течение почти всего позднего кембрия поднимался и Алданский щит. Амплитуда прогибания в отдельных краевых прогибах достигала более 1000 м. В целом область максимального прогибания и осадконакопления в позднем кембрии располагалась в западной половине платформы.

Формационный состав отложений на Сибирской платформе в среднем — позднем кембрии очень разнообразен, хотя общие закономерности

сти размещения осадочных формаций в общем остаются теми же: на юге, у границы с воздымающейся Байкальской областью, преимущественным развитием пользуются красноцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения, близкие к молассоидным формациям, отвечающим орогенному этапу развития байкалид (верхоленская свита). Во внутренних частях платформы и на ее северо-западной окраине распространены соленосные или карбонатные формации. На северо-востоке — в районе Суханского прогиба и в Юдомском прогибе в начале этапа (первая половина среднего кембрия) продолжают накапливаться битуминозные и горючие сланцы, которые позже сменились карбонатными отложениями.

На Таймыре в среднем — позднем кембрии установился режим, близкий к платформенному. Эта территория испытывала главным образом погружение, амплитуда которого не превысила 300—400 м. Фациальный состав отложений, накопившихся здесь в этот промежуток времени, близок к такому северной части Сибирской платформы, где осаждались главным образом карбонатные илы. Нисходящие движения геосинклинального режима в этот период развития проявились на Северной Земле и в районе о. Беннета, где мощность средне- и верхнекембрийских отложений более 500 м.

В Верхоянско-Чукотской эпигеосинклинальной орогенной области, медленно продолжающей подниматься, в позднем кембрии наметилась некоторая контрастность тектонических движений, что, возможно, привело к возникновению в конце кембрия прогибов, в которых накапливались континентальные отложения. В ордовике эти прогибы были уже достаточно хорошо выражены.

Литература

- Амантов В. А. Стратиграфия и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». Изд-во АН СССР, 1963.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., т. 6, Госгеолтехиздат, 1955.
- Боровиков Л. И. Западная часть Центрального и Южный Казахстан. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 3, Кембрийская система. Изд-во «Недра», 1965.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Казахстанская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 41, Госгеолтехиздат, 1961.
- Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н., Чернышева Н. Е. Стратиграфия и палеогеография кембрия территории СССР. Международн. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Probl. 8. В сб. «Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
- Брунс Е. П. История развития Припятского прогиба в палеозое. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 14, Госгеолтехиздат, 1956.
- Брунс Е. П. История развития Русской платформы в позднем докембрии. Международн. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Probl. 10. Изд-во «Недра», 1964.
- Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. Позднекембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. Международный геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол., Probl. 8. В сб. «Стратигр. позднего докембрия и кембрия», Изд-во АН СССР, 1960.
- Волколаков Ф. К. Геологическое развитие южной части Восточного Саяна в нижнем палеозое. Автореф. канд. дис., 1965.
- Волколаков Ф. К., Бутов Ю. П., Ивойлов Ю. А., Приходько В. П., Хлыстов П. А. Основные условия формирования нижнекембрийских карбонатных отложений территории Бурятии и их бокситоносность. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР», вып. X, Улан-Удэ, 1966.
- Глушков А. П., Лагздина Г. Ю. Кембрий. Юго-восток Сибирской платформы и ее перикратонные прогибы. В кн. «Геологическое строение сев.-зап. части Тихоокеанск. подвижн. пояса». Изд-во «Недра», 1966.

- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. Сов. геология, № 2, 1966.
- Жарков М. А., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 9, № 1, 1965.
- Иголкина Н. С. Докембрийские отложения осадочного чехла на севере Русской платформы. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 43, Госгеолтехиздат, 1961.
- Иголкина Н. С. Ранние этапы формирования северо-западного крыла Московской синеклизы. В сб. «Материалы по геологии Европейской территории СССР». Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., т. 91, Госгеолтехиздат, 1963.
- Иголкина Н. С. Доордовикские отложения осадочного покрова восточной части Восточно-Европейской платформы. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., Пробл. 9, Изд-во «Наука», 1968.
- Келлер Б. М. Вопросы стратиграфии и палеогеографии докембрия. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 41, № 3, 1966.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., Пробл. 4, Изд-во «Наука», 1968.
- Кондаин А. Г. и Кондаин О. А. Тектоника, магматизм и металлогения Урала. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., Пробл. 2, Изд-во «Наука», 1968.
- Королев В. Г. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. «Стратиграфия СССР». т. III, Кембрийская система. Изд-во «Недра», 1965.
- Королев В. Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. В сб. «Проблемы геол. Средней Азии и Казахстана». Изд-во «Наука», 1967.
- Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии. Геология и геофизика, № 7, 1962.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К. Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1965.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. П., Вотах О. А., Парфенов Л. М. Структура ограничений докембрийских платформ. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., Пробл. 4, Изд-во «Наука», 1968.
- Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. Редактор А. А. Богданов. АН СССР. Госгеолком СССР, Изд-во ГУГК, 1964.
- Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития Енисейско-Алтае-Саянского складчатого пояса. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. Изд-во «Недра», 1966.
- Салоп Л. И. Докембрий СССР. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., Пробл. 4, Изд-во «Наука», 1968.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. геол. ин-та, вып. 68, Изд-во АН СССР, 1962.
- Спижарский Т. Н. Байкальская складчатая система, ее геологическое строение. В кн. «Природные условия Красноярск. края». Госгеолиздат, 1961.
- Спижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. В кн. «Вопросы сравнит. тектоники древних платформ». Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве, Изд-во «Наука», 1964.
- Спижарский Т. Н., Боровиков Л. И. Палеогеография. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 3, Кембрийская система, Изд-во «Недра», 1965.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской низменности. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол., Пробл. 5, Изд-во «Наука», 1968.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд-во «Наука», 1967.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Под редакцией А. Л. Яншина. Изд-во ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Под редакцией Т. Н. Спижарского. Изд-во ГУГК, 1965.
- Толстихина М. А. Тектоническая обстановка осадконакопления на Сибирской платформе и смежных территориях в венде, раннем, среднем и позднем кембрии. Тез. докл. V сессии. Научн. сов. по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1967₁.
- Толстихина М. А. К истории развития Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в позднем докембрии. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 112, Изд-во «Недра», 1967₂.
- Толстихина М. А. Палеотектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 7 500 000. Ранний кембрий. В Атласе лит.-палеогеогр. карт СССР, т. 1, Изд-во «Наука», 1968₁.
- Толстихина М. А. Палеотектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 7 500 000. Средний — поздний кембрий. В Атласе лит.-палеогеогр. карт СССР, т. 1, Изд-во «Наука», 1968₂.

- Фотиади Э. Э. Структура земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Фотиади Э. Э. Развитие геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Геология и геофизика, № 10, 1967₁.
- Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минеральн. сырья, вып. 57, Госгеолтехиздат, 1967₂.
- Фотиади Э. Э. (гл. редактор). Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Изд-во «Наука», 1967₃.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. Геология и геофизика, № 10, 1965.
- Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилуйской впадины. В кн. «Тектоника СССР», т. 4, Изд-во АН СССР, 1959.
- Язмир М. М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии. В кн. «Материалы к конференции, посвящ. 50-летию Сов. власти и 10-летию БГУ». Книжн. изд-во Улан-Удэ, 1967.
- Янов Э. Н. Сравнительная характеристика тектоники Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатых областей. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области. Советская геология, № 8, 1966.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 11, № 5, 1965₂.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
10 октября 1968 г.

УДК 551.24(470.22)

В. С. ВОЙТОВИЧ

О ПРИРОДЕ КОЙКАРСКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Данные детальных исследований в районе северо-западной окраины Онежской впадины позволяют выделить Койкарскую линеаментную (шовную) зону в нижне- и среднепротерозойских отложениях, протягивающуюся в субмеридиональном направлении более чем на 80 км при ширине до 10 км. В северной части она представлена в основном цепочкой отдельных грабен-синклиналей, рассекающей выступ архей-нижнепротерозойских гранито-гнейсов. Койкарская зона характеризуется выдержанными субмеридиональными простираниями пликативных дислокаций, которые повсеместно осложнены большим числом продольных разрывных нарушений типа взбросов, сбросов и взбросо-сдвигов. Структурные формы приурочены к зоне крупного разлома, их нельзя относить к категории магматогенных.

Тектоника среднепротерозойских структур Балтийского щита в последние годы привлекает внимание ряда исследователей, тем более, что к ним приурочены докембрийские рудоносные кварцевые конгломераты.

Интерес к изучению этих структур особенно возрос после недавних работ А. С. Новиковой и В. Г. Чахмачева (Новикова, 1965, 1969; Новикова, Чахмачев, 1967 и др.), которые высказали оригинальные взгляды о магматогенном происхождении ряда дислокаций (некоторые из них, например, связывают с зонами подводящих каналов вулканитов). Для такого рода дислокаций, по данным названных исследователей, не характерны складки и особенно их замыкания; при этом предполагается широкое распространение магматогенных структур, к которым отнесена, в частности, Онежско-Сегозерская система дислокаций.

Значительный интерес для понимания особенностей строения и формирования среднепротерозойских структурных форм представило их изучение в пределах Койкарской (или Койкарско-Кумчезерской, по К. О. Кратцу, 1963) грабен-синклинальной зоны, которая является частью Онежско-Сегозерской системы дислокаций и как бы ответвляется от Онежской впадины в ее северо-западной части. Она протягивается в субмеридиональном направлении почти на 100 км при ширине до 3—10 км (рис. 1). Обобщенная характеристика и история развития Койкарской зоны в связи с проблемой золотоносности докембрийских конгломератов изложены в особой статье автора (Войтович, 1968), однако строение наблюдающихся здесь дислокаций в среднепротерозойских отложениях оставалось слабо изученным. В последние годы эти дислокации были разбурены, а вслед за тем они исследовались автором; результаты проведенных работ позволили выявить некоторые важные особенности морфологии структурных форм, представляющие значительный интерес для понимания их природы.

В строении Койкарской зоны дислокаций принимают участие отложения ятулийского отдела среднего протерозоя, которые с резким несогласием перекрывают интенсивно дислоцированные и прорванные интрузиями нижнепротерозойские образования.

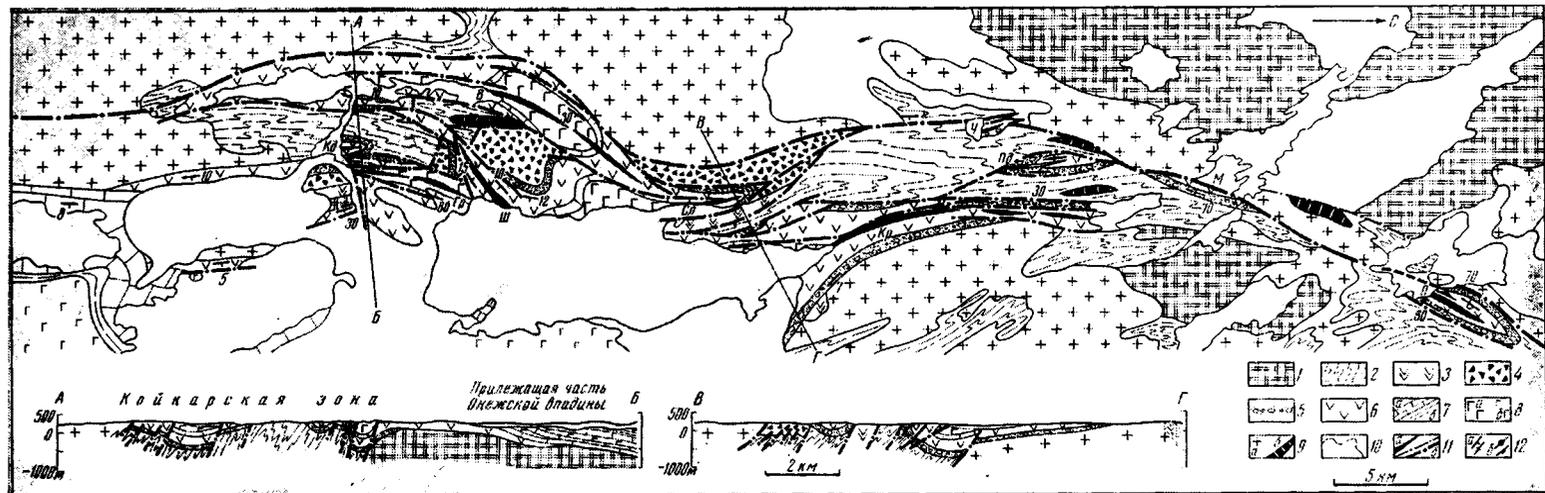


Рис. 1. Схема строения Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита (составлена с использованием материалов В. А. Соколова, Л. Я. Харитоновой, В. В. Яковлевой и наблюдений автора)

1 — архейские гранито-гнейсы; 2, 3 — нижний протерозой: 2 — бергаульская свита: филлитовидные и зеленые сланцы, 3 — тунгудско-надвоинская свита: метапорфириты, их туфы; 4 — средний протерозой, сариолий: полимиктовые конгломераты и конгломерато-брекчин; 5—7 — средний протерозой, ятулий: 5—6 — янгозерская свита; 5 — нижняя подсвита: кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты, 6 — верхняя подсвита: метапорфириты с маломощным горизонтом кварцито-песчаников; 7а — туломозерская свита: мраморизованные известняки и доломиты, сланцы, в основании кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты, 7б — зонажская свита: сланцы; 8 — габбро-диабазы; а — силл Койкарской зоны, сопровождающийся титано-магнетитовым оруденением, б — прочие; 9а — нижнепротерозойские гранитоиды; 9б — ультрабазиты; 10 — четвертичные отложения и озера; 11а — оси синклиналей; 11б — разрывные нарушения, жирной линией показан Главный взбросо-надвиг; 12 — элементы залегания: а — слоев, б — сланцеватости.

Синклинали, грабен-синклинали и моноклинали Койкарской зоны: В — Викшоэзерская, Кд — Кедри-Ламби, Гр — Гирвасская, Ш — Шарги-Ламби, Сл — Салвиламбинская (Святнаволоцкая), Кр — Карташинская, Пд — Педроварская, Ч — Чумойгоринская, М — Мяндусельская, П — Покровская

Нижнепротерозойские отложения представлены разнообразными по составу метаморфизованными сланцами и вулканогенными образованиями, которые смяты в сжатые, близкие к изоклинальным складки и прорваны гранитоидами; совместно с выступающими из-под них архейскими гнейсами они образуют жесткий фундамент Онежской впадины. Ее чехол, который в районе Койкарской зоны сложен ятулием, вероятно, следует именовать протоплатформенным, в понимании Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964). Как бы промежуточное положение между фундаментом и чехлом занимают образования сариолийского отдела среднего протерозоя, представленные грубообломочными полимиктовыми конгломератами. Ряд исследователей рассматривает их как базальные образования ятулийских отложений. Однако сариолийские конгломераты развиты на ограниченной площади, обычно лишь в отдельных блоках, где чаще всего залегают с крутыми, близкими к вертикальным углами наклона слоев. От лежащих выше ятулийских отложений они отделены резким несогласием и не участвуют в строении образованных последними структурных форм, рассматриваемых в статье. По всей видимости, они образуют самостоятельный — орогенный структурный ярус. Впрочем этот вопрос еще недостаточно изучен.

В составе ятулийских отложений выделяются (снизу вверх): 1) янгозерская свита, состоящая из двух подсвит — нижней, представленной толщей кварцито-песчаников и конгломератов (q_1) — 30—130 м, и верхней, подразделяемой на три толщи: а) эпидотизированных метапорфиритов (p_1) — 75 м, б) кварцито-песчаников (q_2) — до 30 м, в) миндалекаменных метапорфиритов (p_2) — 100—150 м; 2) туломозерская свита, также состоящая из двух подсвит — нижней, образованной толщей кварцито-песчаников (q_3) — до 50 м, и верхней, известняково-сланцевой (i), которая в Койкарской зоне представлена лишь нижней частью мощностью до 30—50 м; верхняя подсвита прорвана мощным (до 150—160 м) силлом габбро-диабазов. Перечисленные свиты, подсвиты и толщи, а также силл габбро-диабазов разрушены и повсеместно прослежены, что облегчает изучение сложенных ими структурных форм.

Структурные формы в Койкарской зоне большей частью зажаты в тектонических клиньях. Обычно наблюдается либо моноклинальное залегание слоев ятулийских отложений, либо чаще, синклинали, в свою очередь разбитые разрывными нарушениями. Причем отдельные блоки нередко различаются по строению. В районе сел Койкары — Святаволок выявлены следующие синклинали: Виксозерская, Кедри-Ламби, Гирвасская, Шарги-Ламби, Салвиламбинская (Святаволокская) и Карташинская (рис. 1), в строении которых участвуют отложения янгозерской и туломозерской свит. Севернее, между селами Чумой-гора — Мяндусельга-Покровское, в строении ятулийских структурных форм принимают участие отложения только янгозерской свиты.

В целом дислокации Койкарской зоны прослеживаются вдоль ограничивающего ее с запада крупного разлома — Главного взбросо-надвига. Он повсеместно сопровождается мощной, шириной в несколько сот метров зоной интенсивного смятия и рассланцевания, развившейся по доятулийским и ятулийским образованиям. Местами наблюдаются характерные для приразломных зон смятия мелкие, вплоть до плйчатости, сжатые изоклинальные складки течения, на отдельных участках распространены дайки кислого, среднего и основного состава, ультрабазиты и кварцевые жилы. Сланцеватость приразломной зоны рассланцевания и сместитель Главного взбросо-надвига большей частью характеризующиеся крутыми (65—85°) наклонами к западу, однако наблюдающиеся местами изгибы в плане линии разлома (см. рис. 1), возможно, указывают на выполаживание плоскости сместителя на отдельных участках.

Особенности строения дислокаций Койкарской зоны наиболее хорошо выражены на примере детально изученных и разбуренных синклиналей Кедр-Ламби, Салвиламбинской и Карташинской.

Синклиналь Кедр-Ламби расположена в основном на левом берегу р. Суны, где наблюдаются ее крылья и северное округлое в плане центриклинальное замыкание, образованное кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами (q_1), прослеживающимися здесь в виде непрерывных выходов (рис. 2). Синклиналь несколько асимметрична: ее западное крыло более крутое (до $40-50^\circ$), чем восточное (около $20-30^\circ$) (см. рис. 2, по АБ). Наблюдается большое число осложняющих продольных взбросов и сбросов, большей частью, прослеживающихся на местности в виде прямолинейных ложбин, либо уступов в рельефе и сопровождающихся зеркалами скольжения и зонами рассланцевания; плоскости сместителей, как правило, круто ($70-80^\circ$) наклонены к западу.

Местами по разрывным нарушениям возникли своеобразные новейшие «тектонические щели» — прямолинейные ущелья с отвесными стенками шириной до 1—3 и глубиной до 2,5 м. Наиболее крупная щель, названная местными жителями «Финским разрезом», протягивается почти на 200 м, располагаясь как бы на северном продолжении узкого прямолинейного озера Кедр-Ламби. Ограничивающие ее отвесные стенки круто, под углом около 75° , наклонены к западу, что соответствует углу наклона плоскости сместителя, по данным бурения. Скважина, пройденная к западу от линии разлома (см. рис. 2, по АБ), вскрыла под силлом габбро-диабазов верхнюю известняково-сланцевую (i) и нижнюю кварцито-песчаниковую (q_3) подбиты туломозерской свиты, на глубине 80 м от устья ею пересечена плоскость сместителя, сопровождающаяся слюдисто-хлоритовыми динамосланцами. В противоположном боку разлома выходят кварцевые конгломераты и кварцито-песчаники низов нижней подбиты (q_3), что указывает на сбросовое смещение (определенное графически), близкое к 50 м. Амплитуды вертикальных смещений по другим разрывным нарушениям варьируют от нескольких до 100—120 м.

По некоторым наиболее крупным продольным разломам наряду с вертикальными устанавливаются также горизонтальные перемещения. Один из таких разломов проходит в 0,5 км к западу от оз. Кедр-Ламби, смещая выходы кварцито-песчаников (q_1) западного крыла синклинали по ходу часовой стрелки почти на 250 м. Это смещение невозможно объяснить вертикальными движениями, поскольку приподнятым является западный блок. Сходный правый взбросо-сдвиг прослеживается в 0,3 км к востоку от оз. Кедр-Ламби и пересекает перекинутое окончание узкой антиклинальной складки между Гирвасской и Кедриламбинской синклиналями, амплитуда сдвига достигает 300 м, вертикальное перемещение — не более первых десятков метров, причем приподнят западный блок. К этому взбросо-сдвигу с востока прилегает узкий (до 50—100 м) тектонический блок, выраженный в рельефе в виде гряды (сельги) высотой до 10—20 м и сложенный кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами (q_1), которые интенсивно рассланцованы с раздавливанием кварцевых галек и превращены в тектониты.

Вдоль ряда других разрывных нарушений также развиты зоны рассланцевания шириной от нескольких до 50—100 м (см. рис. 2); в их пределах метапорфириты янгозерской свиты интенсивно, но неравномерно рассланцованы до состояния тонколистоватых биотит-хлоритовых динамосланцев, а кварцито-песчаники превращены в кварцитовые сланцы с blastomylonitовой структурой.

В целом синклиналь Кедр-Ламби характеризуется слабой вергентностью, выраженной асимметрией поперечного профиля и преобладающими наклонами сместителей продольных разломов к западу.

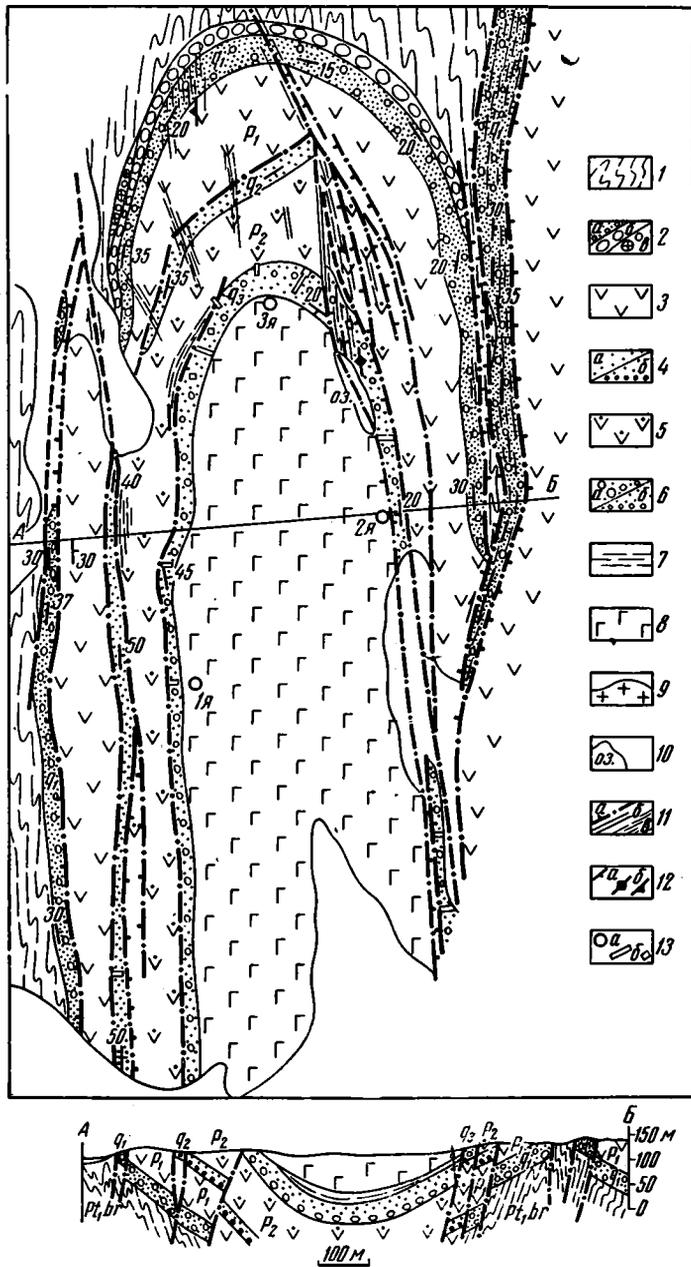


Рис. 2. Синклиналь Кедри-Ламби (схема составлена с использованием материалов Л. П. Болдовой, О. С. Сухановой, В. В. Яковлевой и наблюдений автора)

Нижний протерозой. 1—бергаульская свита: филлитовидные и зеленые сланцы. Средний протерозой, ятулий, 2—5—янгозерская свита: 2—нижняя подсвита: кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты (а), базальные валуново-галечные кварц-кварцитовые (б) и кварц-гранитные (в) конгломераты; 3—5—верхняя подсвита: 3—эпидотизированные метапорфириты, 4—кварцито-песчаники (а), кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты и гравелиты на разрезе (б), 5—миндалекаменные метапорфириты; 6—7—туломозерская свита: 6—нижняя подсвита: кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты (а—на карте, б—в разрезе), 7—верхняя подсвита: сланцы, мраморизованные известняки. Интрузивные образования. 8—силл габбро-диабазов; 9—дайки среднего и основного состава. Прочие обозначения: 10—четвертичные отложения и озера; 11—разломы (а), тектонические щели (б) и зоны расланцевания (в), бергштрихами показаны уступы в рельефе, стрелками—направленне сдвигов; 12—элементы залегания слоев (а) и сланцеватости (б); 13—скважины и их номера (а), каналы и шурфы (б)

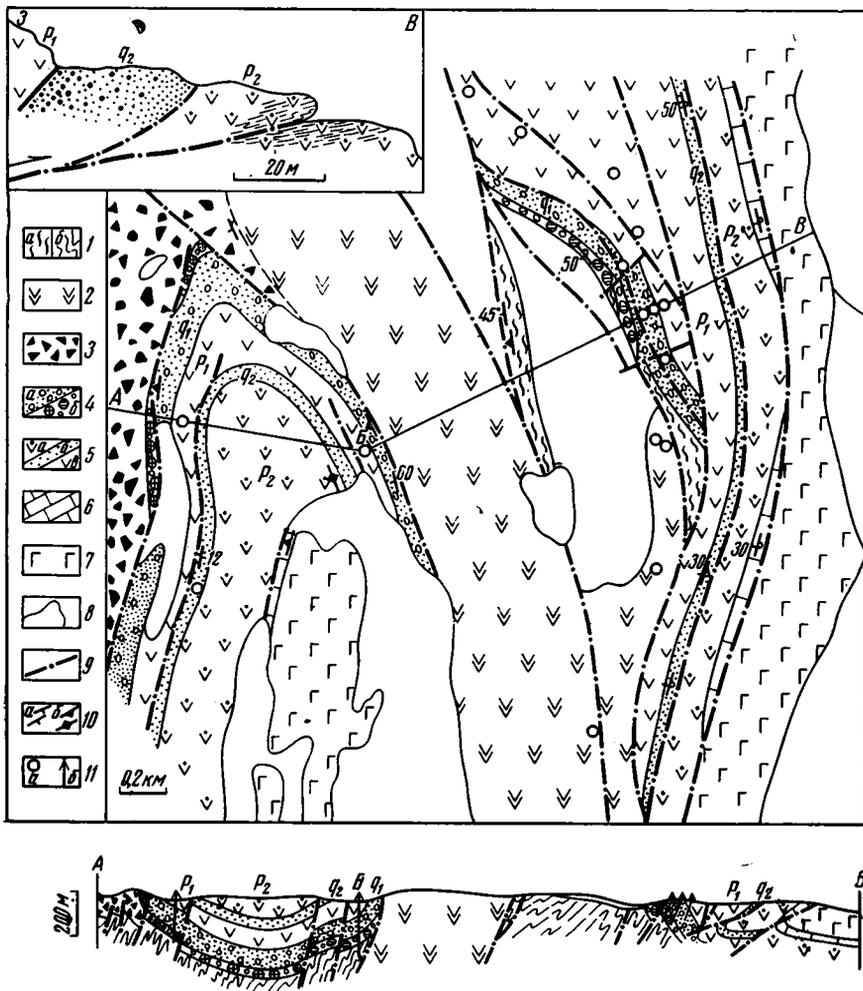


Рис. 3. Салвиламбинская и Карташинская синклинали в районе озер Пальезеро — Салви-Ламби — Педая-Ламби (составлена с использованием материалов С. Н. Немцова, Э. П. Степнова, И. К. Стороженко, В. А. Шкворова и наблюдений автора). Нижний протерозой. 1 — бергаульская свита: филлитовидные и зеленые сланцы (а — на карте, б — на разрезе); 2 — тулундско-надвоицкая свита: метапорфириты, их туфы, полимиктовые конгломераты. Средний протерозой, сариолий. 3 — полимиктовые конгломераты и конгломерато-брекчии. Средний протерозой, ятулий. 4–5 янгозерская свита: 4 — нижняя подсвита: кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты (а), базальные олигомиктовые кварц-гранитные и кварц-сланцевые конгломераты (б); 5 — верхняя подсвита: а — миндалекаменные метапорфириты (р₁), б — кварцито-песчаники (q₂), в — эпидотизированные метапорфириты (р₂), б — туломозерская свита: кварцито-песчаники, сланцы, мраморизованные известняки. Интрузивные образования. 7 — силлы габбро-диабазов. Прочие обозначения. 8 — четвертичные отложения и озера; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания слоев (а) и сланцеватости (б); 11 — скважины (а — на карте, б — на разрезе). На врезке дана зарисовка надвига, осложняющего Карташинскую синклинали (объяснения см. в тексте)

Сходным строением характеризуется Салвиламбинская синклинали (рис. 3); ее западное крыло пологое (15–20°), восточное — суженное и более крутое до (40–50°), широко развиты продольные взбросы обычно с крутыми наклонами сместителей к западу; северное центриклинальное замыкание складки, образование кварцито-песчаниками и конгломератами (q₁), повсеместно хорошо обнажено. Здесь нужно заметить, что в работе, посвященной тектонике магматогенных структур Восточно-Европейской платформы, А. С. Новиковой (1969) высказано мнение, что в районе Пальезера, где расположены Салвиламбинская и Карташинская синклинали, структурные формы в ятулий-

ских отложениях относятся к категории магматогенных, и их формирование было обусловлено процессами вулканизма; по этим представлениям, кварцито-песчаники и конгломераты образуют здесь моноклинали, зажатые среди вулканитов; существование складок и особенно их замыканий отрицается. Однако структура Салвиламбинской синклинали подтверждена бурением, ее северное центриклинальное замыкание очень хорошо выражено на местности, а образующие его кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты прослеживаются непрерывными выходами и повсеместно опробованы при проведении поисково-разведочных работ.

Кроме того, представляются необоснованными взгляды о постятулийском, суйсарском возрасте вулканогенной толщи, развитой между Салвиламбинской и Карташинской синклиналями (см. рис. 3). Эта толща вулканитов перекрыта сариолийскими полимиктовыми конгломератами относится, вероятнее всего к нижнепротерозойской тунгудско-надвоицкой свите. При этом даже независимо от возраста вулканитов, который пока все же в какой-то мере спорен, их невозможно рассматривать в качестве фактора, обусловившего формирование среднепротерозойской структуры, тем более, что они развиты на небольшой площади и на значительном протяжении пространственно разобщены с ятулийскими складками.

В строении Карташинской синклинали гораздо резче выражена вергентность. Осложняющие эту синклинали продольные взбросы на отдельных участках выполаживаются, переходя в надвиги, а складчатые дислокации приобретают резко выраженную асимметрию. Названная синклинали в целом отличается сложным, гетерогенным внутренним строением. Ее восточное крыло характеризуется пологим ($5-15^\circ$) моноклиналим падением слоев. Западное крыло разбито продольными взбросами и надвигами на узкие блоки, в которых зачастую наблюдаются крутые, близкие к вертикальным, а иногда опрокинутые залегания слоев ятулийских отложений. Местами наблюдаются пологие надвиги, между которыми развиты лежащие осложняющие складки (см. рис. 3, по АБ). Так, фрагмент лежащей складки и ограничивающий ее надвиг четко выражены на обрывистых склонах безымянной высоты в 6 км к северо-востоку от оз. Педая-Ламби (см. врезку на рис. 3). В висячем боку надвига развиты кварцито-песчаники (q_2) мощностью около 25 м, залегающие между массивными эпидотизированными метапорфирами (p_1) и миндалекаменными метапорфирами (p_2), причем контакт с последними сорван по малоамплитудному оперяющему взбросо-надвику; повсеместно наблюдаются опрокинутые залегания слоев ятулийских отложений с углами падения от 30 до 70° к западу. В лежащем боку надвига развиты миндалекаменные метапорфиры (p_2). Плоскость сместителя залегает почти горизонтально, сопровождаясь интенсивным тонколистоватым расщеплением и мелкими (около 0,2—0,7 м в поперечнике) лежащими изоклиналими складками.

Повсеместно по продольным взбросам и надвигам, осложняющим Карташинскую синклинали, наблюдается надвигание блоков к востоку. Амплитуды перекрытия по отдельным дизъюнктивным нарушениям достигают 0,5—1,5 км.

Остальные складки южной части Койкарской зоны изучены с меньшей степенью детальности.

Наиболее крупная из них — Викшозерская синклинали (см. рис. 1) длиной свыше 20 км и шириной до 2,5—3 км характеризуется пологим ($10-25^\circ$) восточным крылом, местами выполаживающимся почти до горизонтального за счет плавных флексуробразных перегибов; ее западное крыло несколько круче (до $25-30^\circ$); развиты осложняющие продольные взбросы и сбросы, благодаря чему на от-

дельных участках сорваны и не выступают на поверхность толщи кварцито-песчаников (q_1, q_2, q_3).

Гирвасская синклиналь также осложнена большим числом продольных разломов, причем вдоль них местами наблюдаются узкие, шириной в несколько десятков метров, тектонические линзы, в пределах которых слои ятулийских отложений круто вздернуты, иногда поставлены на головы. Один из таких блоков со значительным преувеличением ширины изображен на рис. 1 (по AB , между вторым и третьим разломами от его восточного конца). В зоне разлома, осложняющего восточное крыло синклинали и прослеживающегося по тальвегу ручья Луканое (см. рис. 1, по AB , крайний восточный разлом), слои ятулийских отложений круто ($75-90^\circ$) наклонены к западу; с такими же углами наклона залегают плоскость сместителя, отпрепарированная в рельефе в виде стенки обрыва высотой до 2—3 м, причем в лежащем боку развиты милониты мощностью до 1,5—3 м, за счет размыва которых образовался ров; на плоскости сместителя хорошо выражены зеркала скольжения с круто падающими и с близкими к горизонтальным штрихами; по всей видимости, разлом является малоамплитудным взбросо-сдвигом.

В северной части Койкарской зоны ятулийские структурные формы большей частью непосредственно прилегают к главному взбросо-надвику и характеризуются наиболее интенсивной дислоцированностью. В районе сел Покровское, Мядусельга, Педровары в отдельных блоках наблюдаются обрывки синклиналей, либо моноклинали, отличающиеся крутым, близким к вертикальному, а местами опрокинутым залеганием слоев ятулийских отложений, повсеместно интенсивно рассланцованных. Более сложное строение имеет Чумойгоринская синклиналь (см. рис. 1). На ее западном и восточном крыльях выходят базальные кварц-гранитные конгломераты, а в ядре — кварцито-песчаники янгозерской свиты; западное крыло в узком (100—200 м) блоке, прилежащем к Главному взбросо-надвику, раздавлено и превращено в зону смывтия и рассланцевания, которая надвинута на осевую часть и восточное крыло, отличающиеся пологими ($10-20^\circ$) углами наклона слоев.

В совокупности рассмотренные дислокации Койкарской зоны образуют узкую линейную зону, приуроченную к крупному разлому (Главному взбросо-надвику) и имеющую вследствие этого шовный, линеamentный характер.

Для отдельных структурных форм устанавливаются признаки длительного, быть может, даже конседиментационного, развития. Например, приуроченность к северному центриклинальному замыканию синклинали Кедр-Ламби грубообломочных валунно-галечных базальных конгломератов (q_1), позволяет предполагать, что очертания складки на этом участке (см. рис. 2) унаследовали конфигурацию элементов палеорельефа. Установленное по данным бурения срезание в ядре этой же синклинали силла габбро-диабазов слоев подстилающих ятулийских отложений (см. рис. 2, по AB) свидетельствует о том, что перед его внедрением синклиналь уже существовала, хотя и в виде очень пологого прогиба. Однако окончательное формирование синклинали Кедр-Ламби, так же как и других аналогичных структурных форм Койкарской зоны, произошло после внедрения силла габбро-диабазов, участвующего в их строении¹. Впоследствии осложняющие разрывные нарушения были местами залечены дайками среднего и кислого состава. В новейшую эпоху многие из разломов обновлены.

¹ Характерный для Койкарской зоны силл габбро-диабазов включает залежь титано-магнетитовых руд и вследствие этого детально изучен на значительной площади, особенно в пределах Викшозерской, Гирвасской и Святнаволоцкой синклиналей. Местами габбро-диабазы разбурены не только по краям тел, но и разведочными профилями по падению последних, поэтому силовый характер габбро-диабазов по крайней

Широкое распространение вулканогенных образований (в основном метапорфиритов) в составе ятулия свидетельствует о том, что процессы вулканизма, несомненно, играли важную роль в истории развития Койкарской зоны и других прилежащих структур Балтийского щита, как это справедливо было подчеркнуто в упомянутых выше работах А. С. Новиковой и В. Г. Чахмачева. Не исключено, что вулканизм развивался в связи с раскалыванием земной коры по крупным разломам, вдоль которых возникали подводящие каналы ятулийских вулканов и которые предопределили особенности общего структурного плана карелид на ряде участков.

В то же время охарактеризованные структурные формы Койкарской зоны нельзя рассматривать как дислокации магматогенного происхождения, поскольку участвующие в их строении толщи метапорфиритов (P_1 , P_2) и силл габбро-диабазов совместно с ятулийскими осадочными отложениями смяты в складки, образование которых было завершено после формирования вулканогенных пород и никак не могло быть обусловлено процессами вулканизма. К тому же в Койкарской зоне наблюдаются складки, не характерные для магматогенных дислокаций, в понимании А. С. Новиковой (1969), причем у многих синклиналей хорошо выражены центриклинальные замыкания.

Невозможно себе представить, чтобы эти структурные формы могли возникнуть в результате механического воздействия, обусловленного внедрением магмы или ее излияниями из вулканических аппаратов. Наоборот, важнейшие особенности рассмотренных дислокаций определяются их формированием в линеаментной зоне. Этим обусловлена значительно более интенсивная дислоцированность ятулийских отложений Койкарской зоны по сравнению с прилежащей частью Онежской впадины, где на значительной площади наблюдается пологое моноклиналиное падение слоев. В то же время в Койкарской зоне отложения ятулия большей частью развиты в тектонических клиньях и смяты в складки, степень их дислоцированности варьирует вплоть до появления сильно сжатых, близких к изоклинальным складчатых форм и крутых, поставленных вертикально моноклиналей в зоне Главного взбросо-надвига. Повсеместно распространены осложняющие разрывные нарушения, и вследствие этого пликативные дислокации нередко наблюдаются лишь в виде отдельных фрагментов. Вдоль ряда разломов развиты тектонические линзы, зоны смятия и рассланцевания. В целом для линеаментной зоны характерна общая линейность структурных форм, чаще всего сопряженных с разрывными нарушениями и осложненных ими.

Субмеридиональные простирания пликативных и дизъюнктивных дислокаций и вергентность в их строении, выраженная асимметрией поперечного профиля складок, и преобладающий наклон сместителей разрывных нарушений к западу свидетельствуют о повсеместно сходной ориентировке тектонических напряжений, проявлявшихся к востоку от Главного взбросо-надвига. Вероятно, это было обусловлено надвиганием на Койкарскую зону глыбы архей-нижнепротерозойских пород.

Выявленные особенности строения Койкарской зоны дислокаций, естественно, нельзя распространять на все другие среднепротерозойские

мере на большей части площади не вызывает сомнений. Повсеместно силл характеризуется стратифицированным внутренним строением, при этом образующие его магматические породы и рудная залежь дислоцированы согласно с вмещающими ятулийскими отложениями, характеризуясь одинаковыми с ними углами наклона слоев и участвуя в строении перечисленных синклинальных структур.

Следует отметить, что связывать формирование синклинальных структур с механизмом внедрения габбро-диабазов невозможно, тем более, что включающие их складки аналогичны структурным формам, в которых габбро-диабазов нет. Это видно, в частности, при сравнении центриклинальных замыканий синклиналей Кедри-Ламби и Салвиламбинской (см. рис. 2 и 3). Характер подводящих каналов силла и возможных сопряженных с ними дислокаций еще не ясен.

структурные формы Балтийского щита; вместе с тем они свидетельствуют о том, что разнообразие последних, в том числе и в пределах Онежско-Сегозерской системы, далеко не исчерпывается дислокациями магматогенного происхождения. В этой связи для дальнейшего изучения как Койкарской зоны, так и других структурных элементов карелид особый интерес, несомненно, представит их сравнительный тектонический анализ.

Литература

- Войтович В. С. Особенности строения Койкарской линейной зоны Балтийского щита (в связи с проблемой золотоносности докембрийских конгломератов). Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1963.
- Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое. Геотектоника, № 1, 1965.
- Новикова А. С. Тектоника магматогенных структур Восточно-Европейской платформы. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Новикова А. С., Чахмачев В. Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций. Геотектоника, № 4, 1967.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4, Изд-во «Наука», 1964.

Центральный научно-исследовательский
горноразведочный институт цветных,
редких и благородных металлов

Статья поступила
22 января 1968 г.

УДК 551.24(571.53)

Д. А. ТУГОЛЕСОВ, В. К. АЛЕКСАНДРОВ

**ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ
ОБЛАСТИ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Рассмотрение условий залегания, изменений мощности и фациального состава рифейских и нижнепалеозойских пород в зоне сочленения Сибирской платформы и Байкальской горной области приводят к заключению, что эта зона уже в рифейское и нижнепалеозойское время развивалась как гигантская флексура. Она сочленяла две существенно различные по геологической истории области. Современная граница между нагорьем и собственно платформой в основном наследует эту древнюю флексурную зону.

Граница между Байкальской горной областью, сложенной существенно метаморфизованными докембрийскими породами, и южной частью собственно Сибирской платформы, на которой сплошным чехлом лежит мощная толща неметаморфизованных кембрийских и ордовикских отложений, орографически выражена очень резко. Приленская плоская возвышенность с мягкими очертаниями плосковерхих водоразделов, покрытая густой тайгой, быстро сменяется высоко поднятой гольцовой областью, также плосковершинной, но с характерными особенностями горноледникового рельефа — троговыми долинами, каровыми цирками, придающими нагорью, несмотря на выравненность его вершин, облик резко расчлененной молодой горной страны.

Эти необычайно выразительные различия в рельефе и геологическом строении двух смежных областей находили у разных исследователей существенно разные объяснения. Одни считали Байкальскую горную область остатком древнейшего поднятия, другие, наоборот, подчеркивали признаки, указывающие на недавний ее подъем. Одни относили ее к «древнему темени Азии», считая выступом древнейшего цоколя Сибирской платформы, другие видели в ней область каледонской складчатости с геосинклинальным развитием в нижнем палеозое. Некоторые полагают, что граница нижнепалеозойского прогиба проходила вблизи современного края Байкальской горной страны, другие границу так называемого Ангаро-Ленского прогиба относят далеко в глубь гольцовой области. Разнотолкования подобного рода широко распространены и в современной геологической литературе, хотя Байкальская горная область в последние 10—15 лет сплошь покрыта среднемасштабными и частично крупномасштабными геологическими съемками. Очевидно, эти различные мнения определяются уже не уровнем знаний, а различиями в общетектонических воззрениях их авторов.

Мы не стремимся добавлять к общим построениям еще один вариант, а хотим по возможности подробно рассмотреть данные, относящиеся к структуре зоны сочленения двух упомянутых регионов; данные эти могут послужить основанием для решения вопроса о времени образования и характере этой структуры.

По окраине Байкальской горной области давно известны терригенно-карбонатные отложения байкальской серии: голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты, прослеженные от Иркутска до бассейна

р. Чаи. К северу от р. Чаи стратиграфическим аналогом байкальской серии является, по общему мнению, верхняя часть мощнейшей толщи патомского комплекса, распадающейся на целый ряд серий и свит: И байкальскую серию, и патомский комплекс сейчас уверенно относят к рифейской группе (или верхнему протерозою). Ушли в прошлое споры о возможно кембрийском возрасте байкальской серии. Зато ведется оживленная дискуссия о возрасте ушаковской свиты, тесно связанной с байкальской серией. А заодно по-разному толкуется и положение мотской свиты и ее аналогов.

Однако, пожалуй, и здесь постепенно возникает наиболее распространенная точка зрения, которая была изложена, в частности, М. А. Жарковым и Г. А. Кузнецовым (1964). Нижнюю границу кембрия они проводят в Северо-Байкальском нагорье по основанию тинновской свиты, а в Прибайкалье — по подошве терригенно-карбонатной части мотской свиты, которые достаточно надежно сопоставляются между собой. В Северо-Западном Прибайкалье, в бассейнах рек Кунермы и Мини, нижняя граница кембрия проводится внутри миньской свиты, являющейся аналогом мотской.

Следует отметить, что в результате детальных геологических съемок некоторые геологи пришли к выводу, что ушаковскую свиту Западного и Северо-Западного Прибайкалья следует объединить со средней и нижней подсвитами мотской свиты (Ю. П. Попов, В. К. Александров, Г. А. Гусаревич и др.). Основание к такому объединению они видят в тесном переслаивании литологически сходных пород, залегающих в разрезе той и другой свиты, и в наличии углового несогласия внутри мотской свиты. При этом к собственно мотской свите относится лишь верхнемотская подсвита (по существующей стратиграфической схеме). Ее нижняя граница в этом случае проводится по горизонту серых мелкогалечных конгломератов и гравелитов, которые вверх по разрезу постепенно через карбонатно-кварцевые песчаники, мергели, известняки и доломиты переходят в усольскую свиту. Мотская свита в таком объеме (мощность ее составляет 50—80 м) соответствует тинновской свите, по подошве которой М. А. Жарков и Г. А. Кузнецов проводят границу нижнего кембрия.

При таком расчленении разреза ушаковскую и низы мотской свиты (а к северу от р. Чаи — жуинскую, ченчинскую и жербинскую свиты) относят к раннепалеозойским или эокембрийским отложениям (Жарков, Кузнецов, 1964).

Выше идут фаунистически охарактеризованные терригенно-карбонатные отложения нижнего кембрия, в некотором отдалении от края нагорья включающие мощные толщи соли. Мощная толща карбонатно-соленосного нижнего и среднего кембрия перекрывается красноцветами среднего и верхнего кембрия, которые в свою очередь сменяются терригенно-карбонатными свитами ордовика. Ордовиком заканчивается разрез толщи нижнепалеозойских пород, образующих осадочный покров этой части Сибирской платформы. Более молодые грубообломочные отложения орночеканской свиты, относимой то к девону, то к кайнозою, и сходные по типу осадки юры и палеогена встречаются в Прибайкалье лишь отдельными пятнами.

Байкальская серия и раннепалеозойская толща обнажаются вдоль края Байкальской горной области полосой разной ширины (от 40—45 до 2—3 км). Изменения ширины выходов в общем соответствуют изменениям мощности этой призмисты пород: в областях большой мощности отложений рифейского и раннепалеозойского возраста полоса их выходов значительно шире, чем в областях сокращенной мощности. Наблюдаемое соотношение отвечает моноклиальному в первом приближении залеганию рифейских и эокембрийских пород по краю Байкальской горной области. В южном Прибайкалье эти породы образуют несколь-

ко крупных валообразных складок, благодаря чему ширина полосы их выходов еще увеличивается, но все равно мощность их здесь особенно велика, что видно из рис. 1 и 2.

Породы байкальского комплекса залегают на подстилающих породах аkitканской серии большей частью с разрывом, местами с угловым несогласием. Но в то же время обращает на себя внимание конформное в общем залегание байкальских отложений на более древних породах хибеленской, чайской, окунской и других свит, наблюдаемое в целом ряде мест нагорья (данные А. Н. Артемьева, А. Н. Демина, Т. А. Дольник, Л. Д. Комарова, Ф. В. Никольского и многих других). Отложения аkitканской и тепторгинской серий, представленные соответственно осадочно-вулканогенными и терригенными породами, залегают практически очень спокойно, почти горизонтально, полого падая на запад и северо-запад. Так же спокойно на них лежат отложения голоустенской свиты, сохранившиеся в пределах нагорья лишь на отдельных участках.

К западу, на краю нагорья, породы байкальского комплекса круто перегибаются, образуя крупную флексуру, падающую на запад и северо-запад. Эта флексура прослеживается вдоль всего нагорья и отчетливо устанавливается по залеганию пород голоустенской свиты, лежащей в основании байкальской серии. Верхнее крыло флексуры хорошо фиксируется в пределах нагорья по сохранившимся от эрозии остаткам пород байкальской серии (в основном голоустенской свиты). Это — пологие синклинали, чаще односторонние грабены, вытянутые параллельно краю нагорья, другими словами, параллельно простираению флексуры.

Падение флексуры на юге района преимущественно пологое и составляет 30—40°. Севернее, на участке от верховьев Улькана до бассейна р. Кутимы, падение флексуры почти везде очень крутое, породы байкальской серии здесь нередко запрокинуты и разорваны надвигами. Далее к северу, до бассейна р. Чай, флексура резко выполаживается и падение

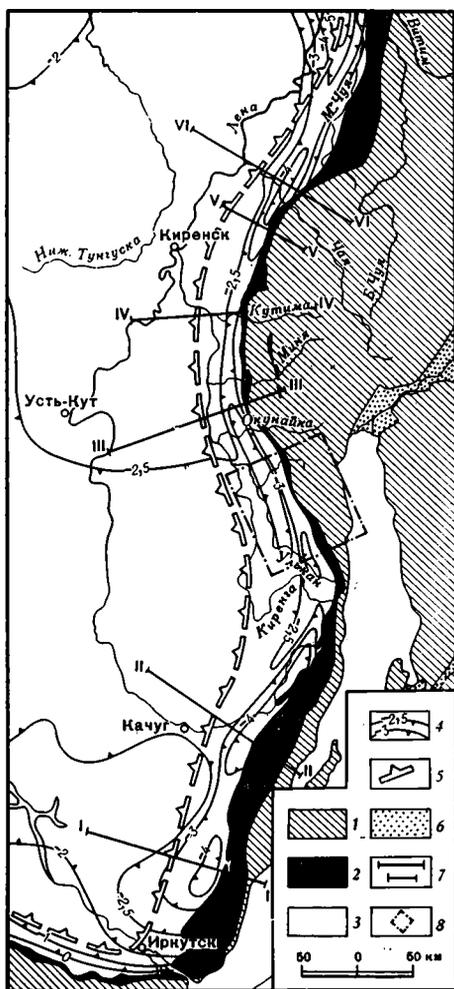


Рис. 1. Схематическая геологическая карта зоны сочленения Байкальской горной области и Сибирской платформы

1 — выходы на поверхность докембрийских (добайкальских) пород; 2 — выходы на поверхность рифейских и раннепалеозойских пород (байкальской серии, патомского комплекса, ушаковской и нижней части мотской свиты и их аналогов); 3 — область сплошного распространения пород нижнего палеозоя (кембрия и ордовика); 4 — изолинии по подошве рифейских отложений (байкальского и патомского комплексов), проведены через 1 км, исключение представляет изолиния — 2,5 км; 5 — граница распространения соленосных отложений усольской свиты нижнего кембрия, по Э. И. Чечелю и др. (1968), с изменениями, внесенными авторами данной статьи; 6 — неоген-четвертичные отложения в грабенах байкальского типа; 7 — линии геологических разрывов (см. рис. 2); 8 — примерная граница области, для которой построена обобщенная схема формирования флексуры между Байкальской горной областью и Сибирской платформой (см. рис. 3)

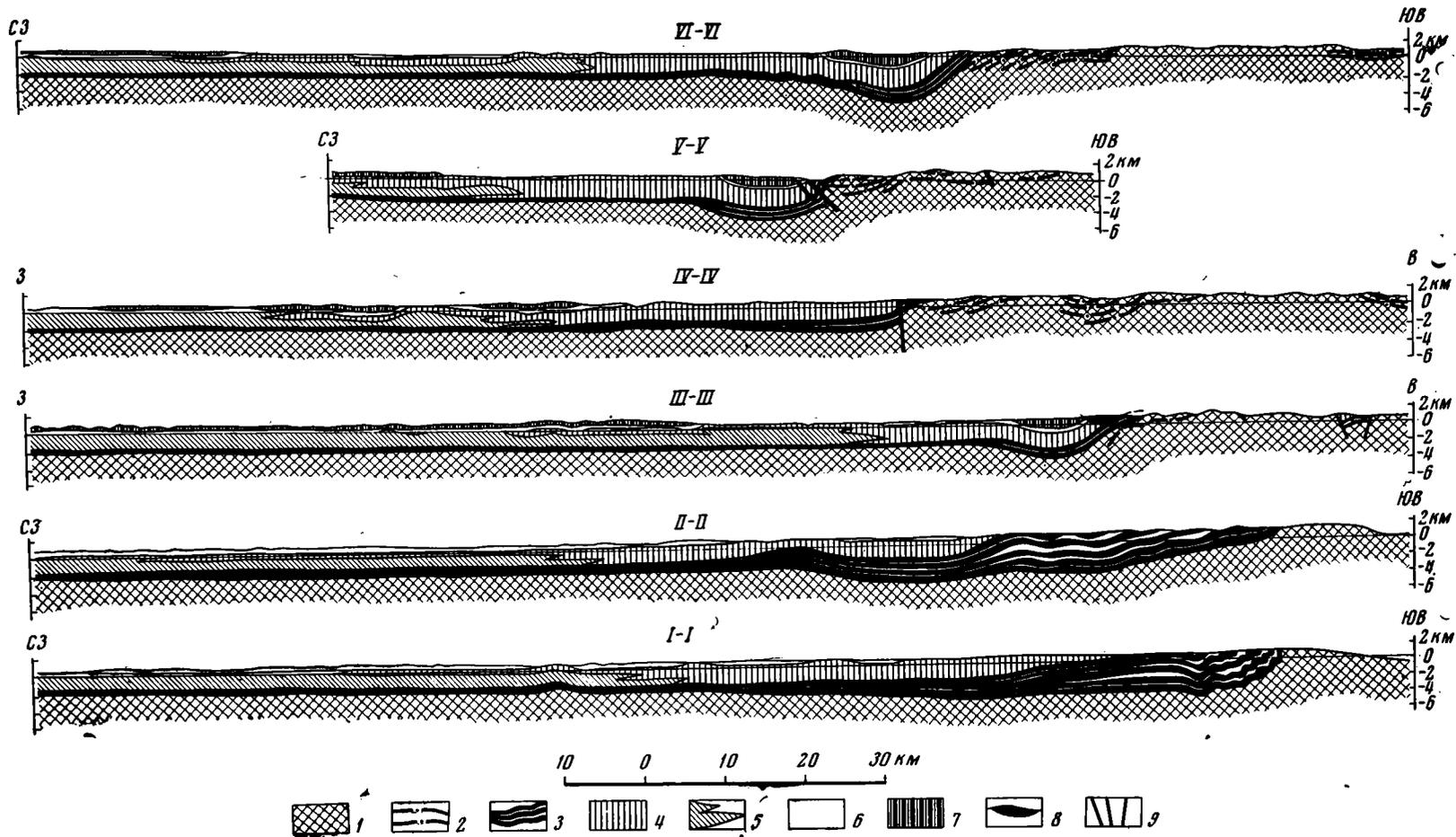


Рис. 2. Геологические разрезы через зону сочленения Байкальской горной области и Сибирской платформы. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы

1 — дорифейские (добайкальские) породы; 2 — характер залегания осадочных толщ в дорифейских образованиях (поверхности напластования в чайской, окунской, хибеленской и др. свитах); 3 — рифейские и раннепалеозойские сложения; 4 — нижне- и среднекембрийские отложения в карбонатных фашиях; 5 — преимущественно соленосные отложения нижнего и среднего кембрия; 6 — красноцветные отложения верхнего кембрия (верхоленская и илгинская свиты); 7 — ордовикские породы; 8 — тектонические покровы, преимущественно сложенные рифейскими породами; 9 — разломы

образующих ее толщ составляет всего 25—35°. Еще далее к северу, на участке Чая-Чуйского междуречья, флексура вновь приобретает крутое падение.

Вкрест простирания флексуры построена во многих местах довольно сложно, составляясь из нескольких флексуорообразных изгибов и, таким образом, образуя несколько ступеней.

Примером ступенчатого залегания пород в крыле флексуры может служить участок, расположенный в верховьях р. Большой Лены, на широте мыса Покойники. Здесь первый крупный флексурный изгиб образуют породы голоустенской и частично улунтуйской свит, падающие на запад под углом 40—50°. Далее к западу происходит заметное выполаживание: породы лежащей выше качергатской свиты погружаются на запад под углом 10—15°. Таким образом, намечается нижнее колено первого флексурного уступа. Участок пологого падения пород примерно совпадает с полосой выходов качергатской свиты на поверхность и составляет 6—7 км. У западного края этой полосы падение пород вновь резко увеличивается, и отложения ушаковской свиты залегают очень круто, намечая второй флексурный уступ. Следующие за ними кембрийские отложения лежат уже совсем полого.

Другой очень эффектный разрез флексуры наблюдается по долине р. Куртун, правого притока р. Бугульдейки (см. рис. 2, разрез 1—1, проходящий вблизи этой долины). Здесь река вкрест простирания прорезает породы ушаковской (частично), качергатской, улунтуйской и части голоустенской свит, образуя обрывистые, высотой до 100—150 м, хорошо обнаженные склоны. В них прекрасно видно несколько крупных коленообразных изгибов, с крутыми, зачастую почти вертикальными падениями к западу, которые разделены участками почти горизонтального залегания или сравнительно небольшими антиклиналями. Амплитуда отдельных флексурных перегибов измеряется сотнями метров. В верхнем течении Куртуна хребет снижается, склоны долины расступаются, обнаженность становится значительно хуже, но видно, что верхи ушаковской и мотская свиты залегают уже почти горизонтально.

Флексуорообразный характер залегания рифейских пород по окраине нагорья прослеживается в общем повсеместно. Он отчетливо виден на геологических разрезах (см. рис. 2), проведенных в самых различных участках рассматриваемого района. Недостаточно выясненные особенности тектоники окраины нагорья в бассейне р. Малой Чуи не позволили, к сожалению, построить надежный разрез на этом участке. Геологи, картировавшие этот район, по-видимому, не расшифровали серию надвигов, осложняющую здесь моноклираль рифейских пород. Не исключено, что в этом месте имеются покровные структуры, подобные тем, которые закартированы в бассейнах Улькана и Окунайки (Александров, 1966), но возможно, они проявляются здесь в более сложных сочетаниях.

Так, или иначе, повсеместно мы видим заметное увеличение мощности рифейских и раннепалеозойских пород вдоль края нагорья, по сравнению с расположенной западнее платформой, где глубокие скважины в целом ряде пунктов показали незначительную мощность или отсутствие пород, синхронных байкальскому комплексу, и резкое уменьшение мощности раннего палеозоя (эокембрия).

В то же время накопилось большое количество данных, указывающих на положение области размыва в верхнерифейское (байкальское) время к востоку от рассмотренной флексуры байкальских пород, по-видимому, на весьма небольшом от нее расстоянии.

Прежде всего обращает на себя внимание состав базальных конгломератов голоустенской свиты. Гальки их состоят из вулканогенно-терригенных пород акитканской серии, гранитов ирельского комплекса, плагиогранитов муйского комплекса, сланцев и песчаников иликтинской и анайской свит. При этом, что особенно интересно, состав конгломератов находится в строгой зависимости от состава подстилающих пород.

Это обстоятельство указывает на незначительное расстояние переноса обломков, на близкое, следовательно, положение областей сноса к современным выходам этих конгломератов.

Геологи В. Г. Рыбаков и В. И. Устинов, проводившие крупномасштабные съемки в Приморском и южной части Байкальского хребта, установили, что в тяжелой фракции нерастворимых остатков карбонатных и глинисто-карбонатных пород голоуспенской и улунтуйской свит значительную часть составляют рутил, ильменит, гранат, турмалин, циркон — т. е. минералы, характерные для магматических и метаморфических образований Байкальского нагорья. Эти минералы встречаются, как правило, в угловато-окатанных, угловатых и призматических зернах. Повсеместно обнаруживаются хрупкие, неспособные переноситься на большие расстояния зерна пироксена, амфибола, эпидота, плагиоклаза, дистена, силлиманита, хлоритоида, амбеста. Участки байкальских пород, в которых тяжелая фракция содержит дистен, силлиманит, хлоритоид, хорошо коррелируются с местами развития нижне- и среднепротерозойских отложений, обогащенных этими минералами.

В этом отношении характерен также горизонт гравелитов в верхней подсвите голоуспенской свиты в пади Куркера (бассейн р. Бугульдейки), содержащий зерна голубого кварца, типичного для приморских гранитов, подстилающих голоуспенскую свиту в этой части района.

Эти наблюдения В. Г. Рыбакова и В. И. Устинова, любезно сообщенные ими авторам настоящей статьи, также свидетельствуют о близком положении источника материала, слагающего терригенные составные части байкальских пород, к местам современного их залегания.

По мнению тех же геологов, характер косої слоистости в голоуспенских породах, выполняющих Хейрем-Ритинскую синклиналь, говорит о направлении сноса этих осадков с востока на запад.

Имеются и другие косвенные признаки близости восточного берега верхнерифейского бассейна и его приблизительной параллельности современному краю нагорья. Такова, например, удивительная выдержанность пород байкальской серии по простиранию, сохраняющаяся, несмотря на существенные изменения мощности этой серии в том же направлении. Наконец, судя по разрезам байкальской серии в грабенах внутри нагорья (где сохранилась, правда, почти только одна голоуспенская свита), мощность ее в пределах нагорья значительно меньше, чем по его окраине. Это также указывает на наличие флексуорообразного перегиба в зоне сочленения современной Байкальской горной области и собственно платформы в рифейское (байкальское) время.

Наконец, следует заметить, что многие исследователи, придерживающиеся иногда существенно различных точек зрения на общий характер тектоники этой территории, сходно истолковывают признаки, указывающие на положение областей сноса обломочного материала в рифейскую эру. Так, например, Л. И. Салоп (1964, 1967) считает, что в Патомский прогиб (его юго-западное окончание, расположенное в бассейне р. Малой Чуи, видно на рис. 1) снос шел с юго-востока, с Чуйско-Тонодского антиклинория. По мнению Е. В. Павловского и В. Г. Беличенко (1958), Прибайкальский окраинный прогиб с востока отделялся от внутренней части байкальской геосинклинальной области поднятием, располагавшимся на месте оз. Байкал. В голоуспенское и, возможно, улунтуйское время это поднятие, по их мнению, либо отсутствовало, либо было весьма незначительным. Зато в качергатское время здесь возникла цепь островных поднятий, служивших основным источником терригенного материала качергатских отложений.

В более поздней своей работе эти же авторы (1963) отмечают, что в нижней части разреза голоуспенской свиты происходит быстрая смена карбонатных фракций на терригенные вкост простирания Северо-Байкальского прогиба в направлении от платформы к нагорью.

По данным В. Д. Маца и О. П. Егоровой (1957), сходные фациальные изменения наблюдаются в свитах байкальской серии в направлении к районам центриклинальных замыканий отдельных рифейских впадин, образующих в целом вытянутый прогиб вдоль края нагорья. Это обстоятельство также приводит к мысли, что очертания основных структур рифейского времени сохранились и в современной структуре района. Мы видим, таким образом, еще один косвенный признак существования флексуры по краю Байкальской горной области в рифейское время.

Раннепалеозойские (вендские) отложения лежат, хотя и с несогласием, но в общем конформно на байкальской серии; поэтому на прилагаемых разрезах (см. рис. 2) они объединены одним знаком. Судя по всем данным, прогиб вдоль края Байкальской горной области продолжал развиваться и в раннем палеозое в том же плане, что и в байкальское время.

В южной половине рассматриваемого района, от истока Ангары до бассейна р. Кунермы, мощно развита ушаковская свита. Вместе с нижней частью мотской свиты, также относящейся к раннему палеозою, мощность ее в Иркутском Присяянье, в бассейне р. Олхи, равна 300—370 м, в южном Прибайкалье, в бассейне р. Ушаковки, она достигает 1300 м. Далее к северу вдоль нагорья мощность раннепалеозойских отложений постепенно увеличивается и в Западном Прибайкалье, в бассейне р. Большой Лены, доходит до 1800 м. Вновь резкое сокращение мощности раннего палеозоя начинается от бассейна Левого Улькана, и в бассейне Нижней Ирели она не превышает 400—450 м.

На самом юге ушаковская свита сложена в основном сероцветными молассаами (Королюк, 1962). Далее к северу в ее составе широко распространены красноцветные песчаники и алевролиты. Область сноса в это время находилась, по-видимому, на месте современной акватории Байкала и представляла собой горную страну, интенсивно разрушавшуюся эрозией. Близость области сноса к современному краю прогиба доказывается составом гальки конгломератов, залегающих в основании ушаковской свиты. В составе гальки легко узнаются все породы, лежащие восточнее полосы распространения ушаковской свиты: породы байкальской серии, порфиры и граниты среднего протерозоя, а также все нижнепротерозойские образования. В тех местах, где вместо конгломератов в основании ушаковской свиты залегают песчаники, состав их зерен почти наполовину состоит из плохо окатанных обломков микрокварцитов, диабазов, гранитов, фельзитов, кварцево-хлорито-серицитовых сланцев, что также указывает на близость области сноса на востоке.

Севернее бассейна р. Кунермы ушаковская свита резко уменьшается в мощности и севернее р. Мини полностью выклинивается. Раннепалеозойские отложения представлены здесь лишь маломощной миньской свитой, точнее, ее нижней частью. Незначительная ее мощность соответствует, в общем, уменьшению и байкальской серии в этом районе. В бассейне р. Чай начинается новый прогиб, совпадающий с рифейским Патомским прогибом. В нем мощность раннепалеозойской толщи вновь увеличивается до 1,5—2 км.

Для раннепалеозойских прогибов, как и для рифейских, характерна резкая несимметрия их строения: большие мощности отложений вдоль нагорья и постепенное уменьшение и выклинивание их в сторону платформы.

В кембрии столь резкого изменения мощности в сторону платформы уже не происходит. Кембрийские отложения мощным, относительно очень равномерным чехлом покрывают всю поверхность платформы, и этот чехол размыт лишь перед краем нагорья. Однако имеются определенные признаки изменения кембрийских отложений в направлении от

платформы к нагорью. Вдоль края Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья в нижнем кембрии отлагалась преимущественно карбонатная и доломитовая толща, часто с прослоями аргиллитов и алевролитов. В сторону платформы эти породы сменяются однородными доломитами и известняками, затем доломитами, перемежающимися с ангидритами или доломито-ангидритами, и, наконец, сульфатами и каменной солью. Границы литофаций располагаются приблизительно параллельно краю современного нагорья.

Это особенно наглядно показано в недавней работе Э. И. Чечеля и др. (1968). На рис. 1 нами нанесена граница распространения соленосных отложений усольской свиты нижнего кембрия по данным этих авторов. Мы исправили ее лишь на участке вдоль р. Киренги. Дело в том, что в результате геологических съемок последних лет (Б. И. Ерошов, С. Д. Ивликов, Л. Д. Комаров, И. Т. Кудашкин, Ф. В. Никольский, Г. В. Рязанов и др.) установлено, что Киренский вал представляет собой не систему кулисообразных складок, как его изображали до сих пор, а единую валообразную структуру, тянущуюся параллельно нагорью от р. Ханды в верховьях Киренги по крайней мере до р. Ичеры на Лене (километрах в полутораста ниже Киренска), т. е. в длину не менее 450—500 км. На всем этом протяжении он сохраняет удивительно однообразный структурный облик: крутые флексуобразные крылья, особенно северо-западное, широкий свод и довольно сложные и неправильные смещения карбонатных пород нижнего (и частично среднего) кембрия в пределах свода. Единственная скважина, пробуренная на этом валу (в районе г. Киренска), вскрыла достаточно мощные соленосные отложения. Рассмотрение ее разреза совместно с береговыми обнажениями по р. Лене приводит к заключению, что Киренский вал здесь представляет собой типичное проявление соляной тектоники. Нет основания думать, что столь выдержанная и однообразная по своему облику структура будет по простирацию иметь различный генезис. Поэтому мы сочли необходимым перенести линию распространения солей вдоль Киренги восточнее, по сравнению с картой Э. И. Чечеля и др. (1968), так, чтобы Киренский вал целиком оказался в пределах соленосной толщи нижнего кембрия.

Следует заметить, что в результате этой поправки общая картина распространения соленосных отложений кембрия не меняется. Основная ее особенность хорошо видна на рис. 1: граница соленосных отложений усольской свиты в общем параллельна краю нагорья и отражает параллельность ему всех фациальных границ нижнего кембрия. Это обстоятельство трудно истолковать иначе, чем предположив существование в течение кембрия тектонической границы, проходившей приблизительно вдоль современного края нагорья и контролировавшей распределение фаций кембрийских отложений.

Второе заслуживающее внимания обстоятельство — увеличение мощности нижнего кембрия в прогибе перед нагорьем в северной половине рассматриваемого района. Надо заметить, что здесь недостаточно хорошо обнажены нижнекембрийские породы, и долгое время считалось, что мощность их в направлении к нагорью уменьшается. Однако пересмотр этих данных в последние годы в связи с площадными геологическими съемками и тематическими стратиграфическими исследованиями привел к заключению о возрастании мощностей всех свит нижнего кембрия в прогибе перед нагорьем (устные сообщения Э. И. Чечеля, Ф. В. Никольского, А. Н. Сачука и др.).

То же происходит, по данным А. Н. Сачука, и с красноцветами верхоленской и илгинской свит, но менее заметно. Их мощности также несколько увеличиваются в направлении к нагорью в узком трогообразном прогибе от Кунермы на север.

Трудно сказать что-либо определенное о мощности кембрийских от-

ложений в пределах нагорья. В глубине Байкальской горной области известны мощные толщи кембрия, но это — образования существенно иных тектонических форм¹. По окраине же нагорья кембрийские отложения сохранились лишь в очень немногих местах в грабенах вместе с байкальскими породами. Судя по этим обрывкам, можно думать, что мощность кембрия в зоне нагорья, прилегающей к платформе, была существенно меньшей, чем на платформе.

Таким образом, по целому ряду признаков флексуобразный перегиб между Байкальской горной областью и Сибирской платформой продолжал развиваться и в кембрийскую эпоху; область платформы в это время интенсивно опускалась, а окраина нагорья либо прогибалась очень незначительно, либо даже участками оказывалась областью сноса (Жарков, 1965; Чечель и др., 1968).

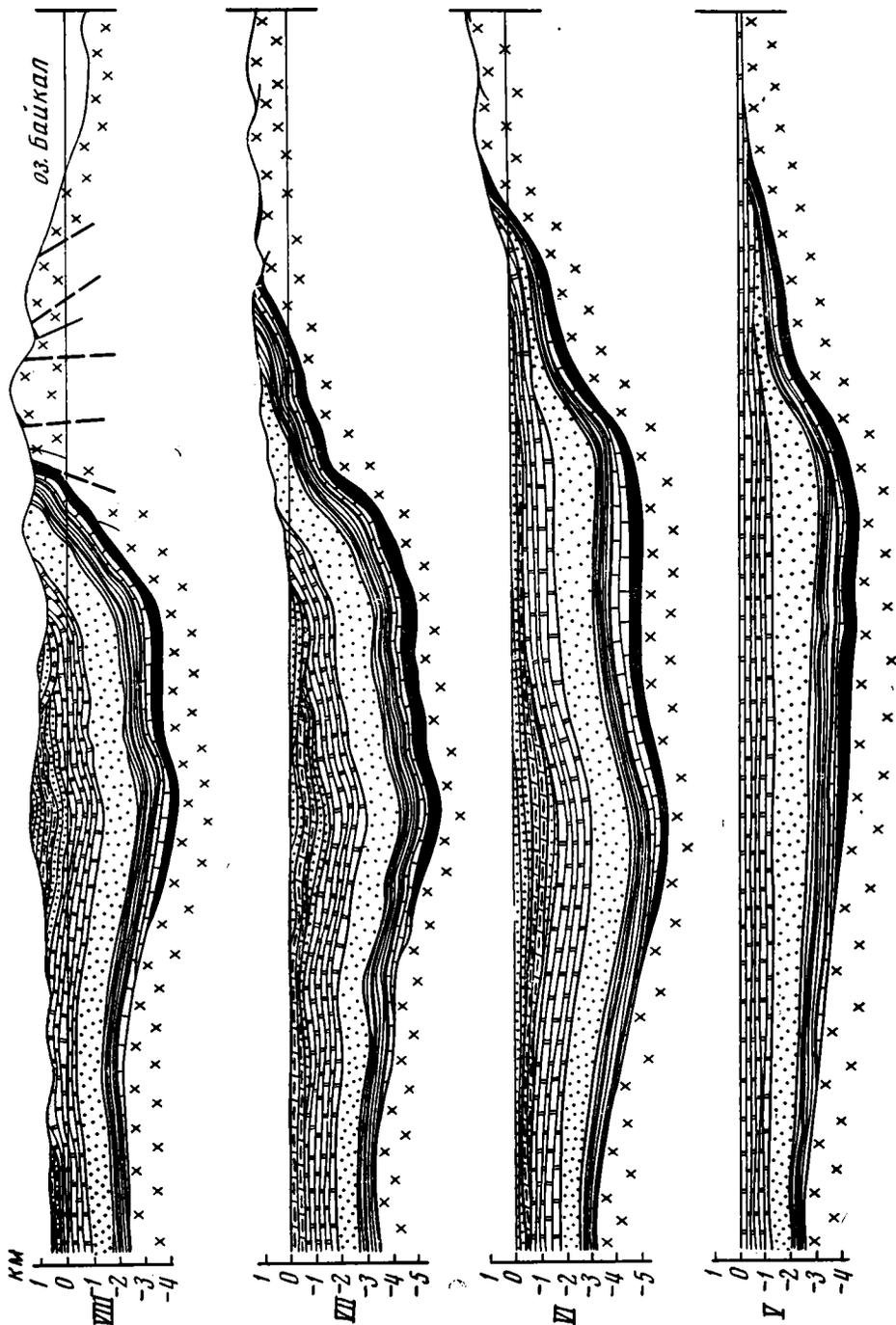
Зато очень определенны данные относительно дальнейшего опускания узкого трогообразного прогиба вдоль края нагорья в северной половине района в ордовикскую эпоху. Начиная от бассейнов рек Нижней Ирели, Кунермы (притоки Улькана) и далее на север до бассейна р. Чай, мощность отложений нижнего ордовика (устькутская, суринская и нарьягинская свиты) достигает 1,5 км, в 5—6 раз превышая мощность ордовикских отложений на платформе, по р. Лене и ее левым притокам. При этом в прогибе заметно увеличивается грубость терригенного материала, его полимиктовость и слюдистость. Появляются грубозернистые пески, гравелиты и конгломераты, гальки которых состоят главным образом из вулканогенных пород акитканской серии, в то время как на р. Лене в разрезах нижнего ордовика встречаются лишь тонкозернистые породы. Следовательно, в ордовике, в северной половине района перед современным краем Байкальского нагорья развивалась глубокая узкая впадина, подобная тем, которые, как известно, часто возникают в нижних коленах флексурных изгибов.

Ордовикскими слоями кончается разрез сплошного осадочного чехла платформы. Выше встречаются лишь отдельные пятна более молодых образований. Так, в бассейнах рек Нижней Ирели, Сухой и Кунермы в непосредственной близости от края нагорья обнаружена красноцветная песчано-конгломератовая толща орночеканской свиты. Она залегает несогласно на эродированной поверхности кембрия и ордовика. Мощность орночеканской свиты оценивается в 600—700 м. В гальках конгломератов легко узнаются подстилающие породы нижнего ордовика, кембрия, ушаковской свиты, байкальской и акитканской серий (Лобанов и др., 1964). Очевидно, орночеканская свита накапливалась в предгорном прогибе, внутренний борт которого располагался параллельно современному краю нагорья.

Необходимо заметить, что Б. И. Ерошов, Н. Г. Ветлугин, М. И. Корневский и И. М. Князев в бассейне р. Улькан, несколько западнее поля распространения орночеканской свиты, закартировали красноцветные косослоистые песчано-конгломератовые образования, очень напоминающие по составу орночеканскую свиту, но имеющие неогеновый возраст. В связи с этим вопрос о возрасте орночеканской свиты следует еще раз критически пересмотреть.

Кроме отложений орночеканской свиты, в предгорной полосе Приморского и Байкальского хребтов и Северо-Байкальского нагорья в ряде мест встречаются песчано-глинистые отложения юры, палеогена и неогена, залегающие небольшими участками. Неясно, выполняют ли они денудационные ложбины или представляют собой остатки тектонических впадин. Можно думать, что некоторые элементы тектонического прогибания в эти периоды здесь были (Флоренсов, 1960). Не исключе-

¹ Интересно, что эти внутренние впадины Байкальской горной области, выполненные мощными толщами рифейских и кембрийских отложений, также ограничены крупными флексурами (данные В. Л. Тихонова).



но, что по окраине нагорья формировался хотя бы небольшой предгорный прогиб, подобный, например, Иркутскому юрскому бассейну.

В четвертичное время Байкальское нагорье испытывало несомненные и довольно значительные поднятия. На это указывают свежие следы интенсивного горного оледенения, а также тянущиеся цепочкой вдоль края нагорья современные заболоченные впадины, выполненные мощными четвертичными осадками. Эти впадины образуют как бы

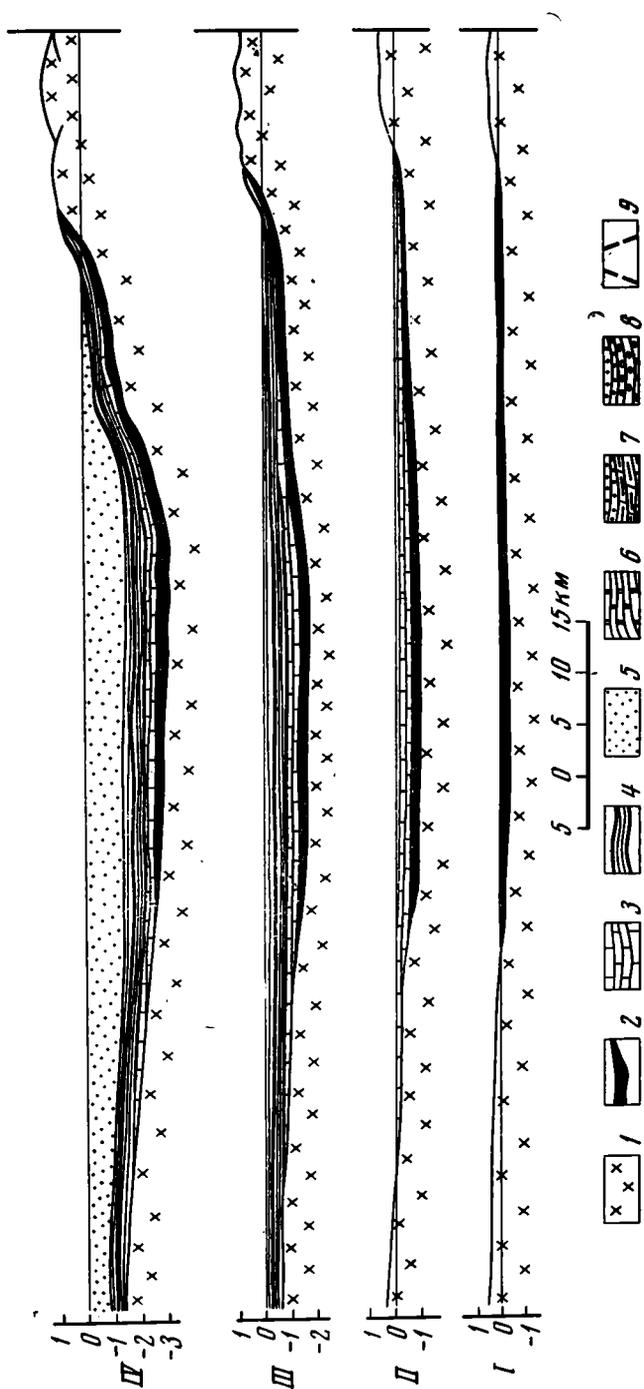


Рис. 3. Схема формирования флексуры между Байкальской горной областью и Сибирской платформой в бассейне Улькана (состав: В. К. Александров)

I — дорифейские образования; 2—4 — байкальская серия; 2 — отложения голоустенской свиты; 3 — отложения улунтуйской свиты; 4 — отложения качергатской свиты; 5 — отложения раннего палеозоя (ушаквской свиты и нижней части мотской свиты); 6 — отложения кембрия; 7 — отложения I—VII — палеогестологические разрезы. Все разрезы являются обобщенными для значительной площади (см. рис. 1), построены не по определенной линии. Вертикальный масштаб больше горизонтального в 2,5 раза. I — к концу голоустенского времени; II — к концу улунтуйского времени; III — к концу качергатского времени; IV — к концу ушаквского времени; V — к концу кембрийской эпохи; VI — к концу ордовикской эпохи; VII — к концу орнотеканского времени (к концу девона?); VIII — современный геологический разрез.

предгорный прогиб, косвенно указывающий на современные поднятия нагорья.

Итак, мы с разной степенью подробности рассмотрели данные, относящиеся к структуре зоны сочленения Байкальской горной области и собственно Сибирской платформы, начиная с рифейского времени и вплоть до современности. В настоящее время, как отчетливо видно из прилагаемых геологических разрезов (см. рис. 2), эта зона представля-

ет собой в первом приближении громадную флексуру, сочленяющую высоко поднятое, сложенное дорифейскими (добайкальскими) породами нагорье и относительно глубоко погруженную платформу, покрытую сплошным мощным чехлом нижнепалеозойских, а вблизи нагорья и рифейских пород.

История формирования этой крупной тектонической формы в силуре, девоне, карбоне, перми и триасе нам совершенно неизвестна, что вызвано отсутствием соответствующих отложений. Однако приведенные выше многочисленные и разнообразные факты указывают, по нашему мнению, с полной определенностью на то, что основное формирование этой громадной флексуры происходило в верхнем рифее и нижнем палеозое. Последующие тектонические движения не изменили существенным образом, а лишь еще более оттенили резкое различие двух тектонических областей — Байкальского нагорья и собственно Сибирской платформы — и флексуобразный характер их сочленения. Прогиб в основании флексуры, прогнутый более, чем остальная опущенная область (характерная особенность большинства крупных флексур), также возник еще в докембрийскую эпоху, во время формирования призмы байкальских и раннепалеозойских пород, а в кембрийскую и ордовикскую эпоху лишь еще более четко обрисовался.

На рис. 3 сделана попытка показать последовательность развития флексуры вдоль внешнего края Байкальского нагорья. Из этого построения, а также из современных геологических разрезов (см. рис. 2) видно, что основной размах смещения по этой флексуре падает на байкальско-ордовикское время, а мезокайнозойские движения лишь несколько усилили, «омолодили» древний грандиозный тектонический перегиб. Весьма примечательно, что молодые смещения произошли в общем по той же рифейско-нижнепалеозойской зоне флексуобразного перегиба, как бы наследуя ее.

Рассматривая другие особенности тектоники зоны сочленения нагорья и платформы, мы прежде всего, естественно, обращаем внимание на линейные складки, в которые собраны рифейские и кембрийские породы, складки, идущие параллельно зоне флексурного перегиба этих пород. С. М. Замараев (1967) вполне обоснованно счел эти складки проявлением гравитационного тектогенеза. Они развиты на относительно крутом крыле рифейско-нижнепалеозойского прогиба, обращенном к флексуре, и наиболее распространены там, где прогибание было особенно интенсивным.

Широко распространившееся мнение о том, что эти складки возникли много позже образования рифейско-нижнепалеозойских пород (в мезозое или даже в кайнозое) нам представляется неубедительным. Против такого предположения говорят постоянные находки мезозойских и кайнозойских отложений именно на сводах антиклиналей. Являются ли эти обрывки мезо-кайнозойского покрова остатком размытой тектонической впадины или они сохранились в денудационных понижениях — ясно одно: складки нижнепалеозойских пород сформировались до отложений этого покрова и не только сформировались, но и успели подвергнуться достаточно глубокой денудации.

Второй характерной деталью рассмотренного гигантского тектонического перегиба между нагорьем и платформой являются покровные структуры, развитые в ряде районов по краю нагорья. Они картировались при крупномасштабных съемках многими геологами и специально изучались одним из авторов настоящей статьи (Александров, 1966). Эти покровы в своей фронтальной части отличаются пологим наклоном от нагорья к платформе, сравнительно небольшой амплитудой смещения (обычно до 5—6 км), как правило, смещены по плоскостям напластования, лишь в небольших участках срезая слои диагонально напластования, и захватывают почти исключительно породы акитканской и бай-

кальской серий и частично раннего палеозоя (эокембрия) и нижнего кембрия. Эта их приуроченность к породам определенного возраста, а также некоторые особенности поведения небольших поперечных разрывов, местами их нарушающих, говорят, скорее, в пользу древнего, нижнепалеозойского их возраста, чем молодого, мезокайнозойского. Бескорневой характер, признаки явно гравитационного скольжения в сторону прогиба с поднятого края флексуры, незначительность перемещения — все это роднит их со складками тех же пород, развитыми вдоль края нагорья, и невольно наводит на мысль об одновременном их формировании в процессе интенсивного опускания прогиба и роста флексуры в байкальско-нижнепалеозойское время.

Таковы те соображения, которые почти неизбежно возникают при последовательном изучении многочисленных данных, касающихся структурных особенностей зоны сочленения Байкальской горной области и собственно Сибирской платформы.

Литература

- Александров В. К. Шарьяжные структуры восточного борта Ангаро-Ленского прогиба. В кн. «Совещание по проблеме „Прогибы“» (тез. докл.) НИИГА и Ленингр. НТГО, Л., 1966.
- Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиености. В кн. «Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиености». Изд-во «Наука», 1965.
- Жарков М. А., Кузнецов Г. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба. В кн. «Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области», Изд-во «Недра», 1964.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- Корольюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лобанов М. П., Сендеров М. А., Дашкевич Л. М. Ордовикские отложения бассейнов рек Кунермы и Окунайки. В кн. «Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.
- Мац В. Д., Егорова О. П. Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритности. Материалы по геологии и полезным ископ. Вост. Сибири. Вып. 1 (XXII), Иркутск, 1957.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ним полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. Западное и Восточное Прибайкалье. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», Госгеолтехиздат, 1963.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, Стратиграфия, Изд-во «Недра», 1964.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2, Магматизм, тектоника, история геологического развития, Изд-во «Недра», 1967.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Чечель Э. И., Исакова В. С., Василевский А. Ф. Литолого-палеогеографическая характеристика кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с их калиеностью. В кн. «Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы», вып. 1, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, Иркутск, 1968.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт морской геологии и геофизики
Восточно-Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья

Статья поступила
7 апреля 1969 г.

УДК 551.244

НГУЕН ДИНЬ КАТ

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Рассматриваются основные представления о срединных массивах и дается их определение. Обосновывается байкальский возраст основания срединных массивов и делается вывод, что срединные массивы являются не только тектонической, но и исторической единицей строения земной коры. Они отличаются от других структур своим строением, возрастом, формациями, магматизмом, металлогенией и геофизическими полями. Приложена схема распространения байкальских складчатостей. Дается краткая характеристика Индосинийского массива, выделенного в качестве тектонотипа срединных массивов.

ВВЕДЕНИЕ

Строение и возраст основания геосинклинальных складчатых поясов представляют одну из важнейших проблем развития земной коры. Для решения этой проблемы изучение срединных массивов крайне необходимо.

Четкое понятие о срединных массивах обосновано русскими учеными А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (Архангельский и др., 1937). Недавно А. Л. Яншин (1965₁) дал исчерпывающий обзор взглядов на природу срединных массивов. Он не только рассмотрел историю возникновения понятия о срединных массивах, но и высказал ряд чрезвычайно важных общих положений, относящихся к нашей теме. Однако многие выводы А. Л. Яншина опираются на устаревшие стратиграфические данные и в настоящее время нуждаются в пересмотре. Как отметил А. Л. Яншин (1965₁), проблема срединных массивов — одна из наиболее слабо разработанных проблем сравнительной тектоники.

В связи с этим многие общие вопросы, касающиеся этих структур, либо совсем не разработаны, либо лишь слабо затронуты исследователями. К их числу относятся: возраст срединных массивов, их структурное положение в складчатых геосинклинальных поясах, тектонотип и др., что и рассматривается в настоящей статье.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СРЕДИННЫХ МАССИВАХ

Термин «срединный массив» принадлежит известному австрийскому геологу Э. Зюссу (Suess, 1885), который впервые указал на присутствие в горных областях «центральных масс» типа плато Колорадо, чуждых окружающим и как бы обтекающим их складчатым поясам. Эти представления в дальнейшем он развивает в третьем томе своей известной работы «Лик Земли» (Suess, 1909).

Французский геолог Э. Ор (Haug, 1909) заметил, что на ранних стадиях развития геосинклинальных областей в их центральных частях возникают поднятые участки складчатости, которые он назвал «древними ядрами поднятий».

Позже австрийский геолог Л. Кобер (Kober, 1912) ввел термин «междугорье» (Zwischengebirge) для обозначения обширных участков внутри складчатой области, которые имеют пониженный рельеф и пере-

крыты полого залегающими терригенными образованиями, возникшими в результате разрушения окружающих гор. В дальнейшем он выделил в центральных частях Альпийского складчатого пояса «междугорья», в качестве примера которых он привел Венгерскую низменность.

Немецкий тектонист А. Борн (Born, 1932) вслед за Э. Зюссом отметил существование таких структур, которые он назвал «относительно стабильными срединными массивами».

Э. Арган (Argand, 1922) писал, что наименее ясным вопросом альпийской складчатой зоны являются устойчивые «стабильные» массы так называемых внутренних древних массивов, несогласных с основной складчатой полосой, но положение которых несомненно влияло на простираение ее, а также на расположение зон разломов и областей опускания. Э. Арган полагал, что между массивами и окружающей альпийской складчатостью тесных связей не имеется.

К. Штауб в 1924 г. и В. Зейдлиц в 1931 г. (Михайлов, 1969) по положению междугорий в геосинклинальной области разделили их на внутренние и центральные. Причем В. Зейдлиц различал междугорья и центральные массивы, считая первые жесткими глыбами, слабо подвергшимися орогенезу, а вторые — массивами, захваченными альпийской складчатостью.

По американскому геологу И. Бухеру (Buchner, 1933) срединные массивы (median mass) представляют собой участки древних платформ, сохранившиеся между геосинклинальными прогибами с момента возникновения последних. Примером срединных массивов он считал плато Колорадо.

В русскую литературу термин «срединные массивы» был введен А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (Архангельский и др., 1937). Ими было указано на существование двух типов массивов. Одни из них находятся в средних частях геосинклинальных областей и претерпевают меньшие деформации, чем периферические участки геосинклинальных областей. Другая группа срединных массивов представляет собой участки древних платформенных сооружений, сохранившихся между геосинклинальными прогибами. Позже А. Д. Архангельский (1941) выделил зоны «ранней платформенной консолидации», отнеся к ним Кокчетавский и Улутауский массивы.

Эту точку зрения в дальнейшем развивают А. А. Богданов (1965) и А. Е. Михайлов (1969).

Здесь надо отметить, что до работ А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского срединные массивы как категория тектонических структур практически не выделялись. Лишь В. П. Ренгартен (1930) писал о «жестких плитах», отнеся к ним Куринскую и Рионскую плиты; Д. К. Мушкетов (1935) в монографии «Региональная геотектоника» писал: «вся альпийская система надвигается на несколько так называемых «жестких» масс, расположенных впереди ее с севера, а именно, Мавританские горы, французское Центральное плато, Вогезы, Шварцвальд и Богемская масса. Между тем внутри ее самой проглядывает несколько так называемых «центральных массивов», которые представляют собой остатки предшествующего орогена» (стр. 163). В качестве примера центральных массивов Д. И. Мушкетов (1935, стр. 360) привел Индосинийское поднятие в Индокитае, причем он полагал, что центральный массив Индосинии имеет докембрийский возраст.

В. А. Николаев (1953) подчеркнул, что без учета срединных массивов всякая теория о геосинклиналях становится односторонней и неполной, а история их развития не может быть расшифрована сколько-нибудь правдоподобно.

В. Е. Хаин (1954) дал четкое определение срединных массивов, которое в дальнейшем было уточнено им и Ю. М. Шейнманном (Хаин, Шейнманн, 1960). «Срединным массивом,— пишут эти ученые (1960, стр.

16), — следует называть такую область, которая внутри образующегося складчатого сооружения является остатком структур более древних циклов. Эти области в большей или меньшей мере перерабатываются молодыми движениями, однако в основе сохраняют свою более древнюю структуру и заставляют более молодые структуры «обтекать» их».

По мнению А. Л. Яншина (1965₁), это определение достаточно полное и правильное; только в него следовало бы внести характеристику осадочных и магматических формаций срединных массивов.

Д. С. Кизевальтер и М. В. Муратов (1959) считают, что в геосинклинальных областях, по-видимому, существуют два типа древних массивов. Один из них представляет собой как бы обломки области более древней складчатости, сохранившейся после того, как большая часть ее была вовлечена в более молодую складчатость; не охваченными ею оказались только сравнительно небольшие участки, которые и можно считать настоящими срединными массивами. Второй тип древних массивов представляет собой ядра консолидации, которые образуют в дальнейшем более молодыми складками и являются зачатками будущих платформ.

Существуют предложения о выделении групп срединных массивов по иным признакам. Так, В. И. Славин (1958) разделили срединные массивы на два типа по их поведению во время заключительного этапа развития соседних геосинклинальных систем. Кроме того, он еще выделяет срединные массивы, испытывавшие поднятие (Родопский массив) и массивы, испытывавшие глубокие погружения (Венгерский).

В работе А. А. Богданова «О некоторых проблемах тектоники Европы» (1962) к срединным массивам отнесены участки внутри единой геосинклинальной области, которые характеризуются сравнительно высокой стабильностью, крупными размерами и изометричной формой, разделяют область на отдельные геосинклинальные системы, нередко различаются между собой по типу выполняющих их формаций и истории развития. По А. А. Богданову (1962), срединные массивы отличаются от древних и эпипалеозойских платформ меньшими размерами и повышенной мобильностью. В Западной Европе А. А. Богданов наметил северный и южный пояса герцинид, разделенные Армориканским, Французским и Чешским срединными массивами.

П. Н. Кропоткин (1960) выделял срединные массивы с материковым строением земной коры (участки палеозойской и докембрийской складчатости), примерами которых служат Иранский и Венгерский, и срединные массивы глубоких внутренних бассейнов, имеющие строение земной коры, сходное со строением дна океана, но с большей мощностью осадочного чехла, примерами которых служат массивы глубоких впадин Карибского, Средиземноморского и Черного морей.

Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1961) выделяют два типа срединных массивов. К первому из них относят массивы, в пределах которых осадочные образования, одновозрастные геосинклинальным формациям окружающих пространств либо отсутствуют, либо представлены сравнительно маломощным чехлом слабо дислоцированных пород (Кокчетавский и Улутауский массивы Центрального Казахстана); ко второму — глыбы древней, предшествовавшей складчатости, оставшиеся не тронутыми, не переработанными движениями и магматизмом последующей складчатости (Колымский, Галатский массивы).

В. В. Белоусов указывал, что «участками платформы внутри геосинклинали можно считать по характеру тектонических движений и по остальным сторонам геологического развития очень большие интрагеоантиклинали. Такие большие интрагеоантиклинали нередко называются срединными массивами. К их числу, например, относится Венгерский срединный массив» (Белоусов, 1962, стр. 154).

А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин в работе: «Об основных структурных элементах земной коры» (1963) дают подробное определе-

ние срединных массивов, которое, как отметил А. Л. Яншин (1965₁), не совсем четко, так как пытается обобщить все признаки структур, которые в разных местах и разными авторами выделялись под названием срединных массивов.

А. Л. Яншин (1965₁) пишет, что со срединными массивами не следует смешивать выходы древних пород в сводах геантиклиналей и массивы ранней консолидации. Данное им определение срединных массивов во многом похоже на определение В. Е. Хайна и Ю. М. Шейнманна (1960), цитированное нами выше, но оно более четкое. Так, он пишет: «Представляется правильным разграничение платформ и срединных массивов производить не по их размерам, а по возрасту обрамляющих складчатых сооружений. Срединными массивами подобные участки следует называть только в том случае, если они лежат внутри области складчатости одного возраста, т. е. окружены складчатыми системами, возникшими приблизительно в одно и то же время» (Яншин, 1965₁, стр. 22).

Значит, принцип выделения срединных массивов А. Л. Яншина опирается на возраст обрамляющих складчатых областей. Как будет видно из дальнейшего, это одна из важных черт, но иногда не обязательная.

По Т. Н. Спичарскому (1968), срединные массивы имеют общие черты с платформами, но в то же время резко отличаются от них проявлением складчатости в осадочно-вулканогенном покрове и интенсивным магматизмом геосинклинального типа, что сближает их со складчатыми системами. Фундамент срединных массивов представляет собой остатки древнего складчатого основания, раздробленного и переработанного в период геосинклинального развития.

Ю. А. Косыгин (1969) показал в своей таблице эволюцию представлений о двух типах срединных массивов.

В своих работах французские геологи Ж. Гогель и И. Обуэн уделяли большое внимание срединным массивам. Ж. Гогель (1969) конкретно описал строения Центрального Французского массива и полагал, что его основание, по-видимому, имеет кадомский (байкальский) возраст. Ж. Обуэн (1967) считал, что иногда между двумя эвгеоантиклинальными поднятиями располагается срединный массив (например, Родопский массив между Динаридами и Балканами), причем этот срединный массив является областью широко распространенного синорогенного и посторогенного гранитного магматизма.

Сделанный обзор представлений показывает, что взгляды на природу срединных массивов очень разнообразны. Неясными остаются вопросы о их структурном положении и возрасте. Во всех определениях срединных массивов не только недостаточно указаны особенности их формаций, магматизма, металлогении, но и полностью отсутствует характеристика их геофизических полей.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Структурное положение срединных массивов недавно охарактеризовал М. В. Муратов. В своих работах по тектонике Альпийской складчатой области (Муратов, 1949, 1964) он подчеркнул, что срединными массивами часто неправильно называют внутренние антиклинории, находящиеся на месте геантиклиналей.

Шестьдесят лет назад, основоположники термина «срединный массив» Э. Зюсс и Э. Ог, как говорилось выше, уже уделяли большое внимание структурному положению «центральных масс» (Suess, 1909) и «древних ядер воздымания» (Hang, 1909). Сорок лет спустя, М. В. Муратов (1949) пишет, что срединными массивами называются крупные площади выходов древних пород внутри геосинклинальной области, отличающиеся от геантиклиналей неправильной формой и значительными размерами. В дальнейшем он (Муратов, 1964, 1967_{1, 2}, 1969) придает

термину «срединный массив» не только структурное, но и историко-геологическое значение. М. В. Муратов (1964) говорит, что геосинклинальный комплекс всегда располагается на подстилающем его основании с резким несогласием. Это основание выступает в ядрах антиклинорий и отдельных антиклиналей и слагает фундамент срединных массивов.

Из изложенного следует, что срединные массивы являются не только участками основания геосинклинальных областей, но и в некоторых случаях одной из областей сноса терригенного материала в окружающие геосинклинальные прогибы.

Каковы характерные особенности геофизических полей в пределах срединных массивов?

Согласно данным Н. М. Соловьевой (1968), аномальное магнитное поле геосинклинальных областей изучено недостаточно. В целом в их пределах наблюдаются поля линейной и полосовой зональности, которые свойственны, собственно геосинклинальным зонам, и изометричные поля, приуроченные к срединным массивам; что касается гравитационных полей, то по Г. И. Мартыновой (1968), срединные массивы характеризуются мозаичным аномальным полем.

После анализа карт геофизических характеристик складчатых областей Советского Союза, Вьетнама и других стран автор пришел к выводу, что такие закономерности в распределении геофизических полей срединных массивов хорошо наблюдаются в пределах как Средиземноморского, так и Тихоокеанского поясов. Причем геофизические поля срединных массивов Средиземноморского пояса несколько менее дифференцированы, чем Тихоокеанского.

Изучая металлогению Родопского, Чешского, Французского, Бурейнского срединных массивов, Х. М. Абдулаев (1961) и независимо от него В. И. Смирнов (1961) пришли к выводу об ее большой специфичности. Х. М. Абдулаев и О. М. Борисов отметили, что «срединные массивы представляют собой одну из весьма интересных геоструктурных единиц земной коры, занимающих определенное место в развитии подвижных поясов и обладающих только им присущими чертами геологического развития. Магматогенные, седиментогенные, рудогенные и тектонические процессы таких массивов носят черты как платформ, так и геосинклиналей». (Абдулаев и Борисов, 1963, стр. 25—26).

Здесь надо отметить, что В. И. Смирнов (1961) и Х. М. Абдулаев (1961) понимают срединные массивы шире, чем автор. Но все-таки срединные массивы первого рода В. И. Смирнова, располагающиеся во внутренних зонах геосинклиналей, и субгеоантиклинальные срединные массивы Х. М. Абдулаева сходны со срединными массивами, выделяемыми автором.

Е. Е. Захаров (1959) показал металлогеническое сходство различных срединных массивов Европы, для которых характерно широкое проявление оловянных, вольфрамовых, а местами и урановых месторождений.

Перейдем к краткому рассмотрению основных формаций чехла срединных массивов. М. В. Муратов и В. М. Цейслер (1968) отметили, что в отличие от геосинклинальных формаций, формации срединных массивов характеризуются меньшим разнообразием состава и строения, значительной выдержанностью на площади. По своей сущности в одном случае они очень близки к формациям чехла молодых платформ, а в другом представляют собой не что иное, как формации чехла молодых платформ, переработанных последующими геосинклинальными процессами. Типичными формациями чехла срединных массивов являются формации кварцевых и полимиктовых песчаников с глауконитом, слоистых известняков и мергелей, красноцветные терригенные и угленосные формации. Из вулканогенных формаций обычны андезитовая формация и формация щелочных пород.

А каков же возраст срединных массивов?

Как уже упомянуто, срединные массивы представляют собой участки основания геосинклинальных систем, не вовлеченные в геосинклинальное развитие. Отсюда видно, что проблема возраста срединных массивов в сущности является проблемой возраста основания складчатых областей.

Байкальское основание Альпийской складчатой области было установлено швейцарским геологом Д. Штеклином (1966) для территории Ирана, где выявлено широкое развитие палеозойских пород (от кембрия до лерми) в фациях платформенного типа, существенно не изменяющихся по мощности и составу на значительных пространствах от Эльбурса на севере до Загроса на юге. Следовательно, альпийские геосинклинальные системы на территории Ирана развились на байкальском основании, перекрытом чехлом платформенного типа, а палеозойские геосинклинальные системы и соответствующие им осадочно-вулканогенные формации здесь не известны.

Недавно М. В. Муратов (1969) рассмотрел основание западной части Средиземноморского пояса и пришел к выводу, что оно является байкальским как в пределах герцинской складчатой области Западной Европы и Атласа, так и Альпийской складчатой области. А байкальское основание мезозойской складчатой области восточной части этого пояса на примере Индосинийского срединного массива доказано нами (Нгуен Динь Кат, 1969).

Как нам известно, в настоящее время установлено, что в комплексе основания всех складчатых поясов важнейшая роль принадлежит верхнерифейским — синийским или позднекембрийским породам, короче говоря, байкальским образованиям.

Они слагают мощные толщи в основании палеозойских складчатых областей Западной Европы, Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Монголо-Охотского пояса, а также мезозойской области Дальнего Востока и Верхояно-Чукотской системы. Велика их роль и в строении Альпийской складчатой области, например на Кавказе, Балканском полуострове, в Альпах и других районах. Байкальское основание складчатых поясов наблюдается только в виде фрагментов, вступающих в срединных массивах и в ядрах антиклинорий. Лишь в некоторых местах мы видим сохранившиеся протяженные по площади байкалиды (Байкальская и Тиманская области (Яншин, 1965₂), по-видимому, Англо-Галицийская область Центральной Европы (Журавлев, Рабен, 1968).

По данным Н. А. Штрейса (1964), байкалиды широко распространены в Африке и Южной Америке. К. А. Клитин и Е. С. Постельников (1966) на основании изучения байкалид Восточной Сибири, пришли к выводу, что возраст байкальской складчатости в Восточной Сибири отчетливо устанавливается как позднекембрийский. Вывод о проявлении позднекембрийской складчатости на рассматриваемой территории сделал также Н. С. Зайцев (1964), Е. В. Павловский (1960) и М. С. Марков (1964).

Байкальское основание всех срединных массивов Западной части Средиземноморского пояса, в том числе массива Корунья на севере и массива Евруа на юге Португалии; Мендересского и Киршехирского срединных массивов Малой Азии; Родопского, Сербо-Македонского и Пелагонийского срединных массивов на Балканском полуострове и др., хорошо обосновано М. В. Муратовым (1969). Причем, по новейшим данным Болгарских геологов (Боянов, Кожухаров, 1968), в Родопском массиве развиты четыре структурных комплекса: архейский, протерозойский, каледоно-герцинский, альпийский. Первые два слагают докембрийский (байкальский) фундамент массива, а каледоно-герцинский и альпийский заполняют наложенные на него депрессии или располагаются в его периферических частях. Вместе с тем байкальское основание в Родопском массиве было прорвано интрузиями позднепалеозойских гранитоидов.

В Сербо-Македонском массиве М. Дмитриевич и Б. Чирчич (1966) выделяют два сложных по составу комплекса метаморфических пород, из которых верхний относят к рифею, а нижний считают более древним, протерозойским.

Комплекс байкальского основания Чешского массива отчетливо обособляют чехословацкие геологи. Он представлен двумя сериями кристаллических сланцев рифейского возраста, которые слагают фундамент массива, выступая во многих местах из-под мезозойских и более молодых отложений (Будай и др., 1963).

В пределах Большой и Малой Венгерской впадин кристаллически сланцы вступают в горах Мечек, образуя оболочку гранитов в между-речье Савы и Дравы в Хорватии, в гляде Фрушка. По возрасту М. В. Муратов (1969) считает их нижнекембрийскими и рифейскими и полагает, что основание двух срединных массивов Большой и Малой Венгерских впадин является байкальским.

Судя по личным наблюдениям, проведенным совместно с грузинскими геологами П. Д. и И. П. Гамкрелидзе летом 1967 года, автор статьи предполагает, что Грузинский срединный массив на Большом Кавказе имеет байкальское основание, лежащее под его осадочным чехлом и отложениями Куринской и Рионской впадин.

Рассмотрим кратко возраст Колымского массива. Мы вполне разделяем мнение А. А. Богданова, М. В. Муратова о Колымском массиве, который можно считать платформенным, а не срединным.

По С. В. Обручеву (1934), Колымская и Сибирская платформы ранее соединялись между собой. Следовательно, верхнепалеозойско-мезозойская геосинклиналь заложилась по глубинным разломам в теле этой платформы. Это подтверждается данными С. М. Тильмана (Тильман и др., 1969), согласно которым в толще, лежащей непосредственно на фундаменте Омолонского массива Р. С. Фурдуй нашел строматолиты *Gymnosolen ramsayi* Stein., что дало ему основание отнести эти породы к верхнему рифею.

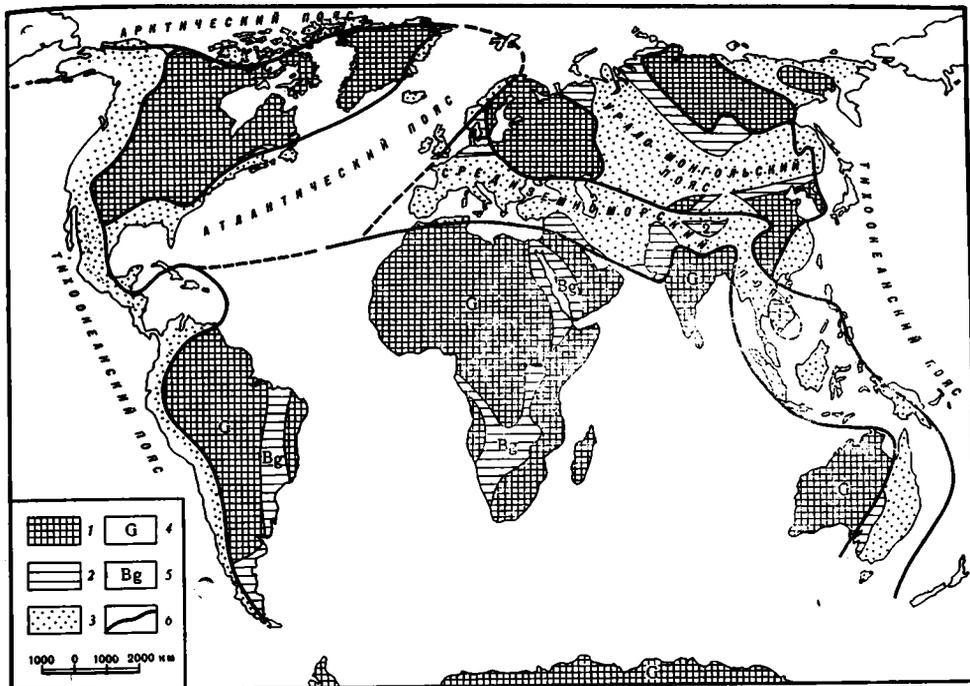
Отсюда видно, что наш принцип выделения срединных массивов опирается на возраст их фундамента. Если фундамент массива имеет рифейский возраст, то он является срединным; а если дорифейский, то его следует называть платформенным.

По-существу говоря, байкальские системы не только находятся внутри складчатых поясов в виде срединных массивов и их погребенных оснований, но и относятся к числу окраинных, т. е. расположенных вдоль границ последних с древними платформами. В пределах же Африки и Южной Америки имеются близкие по возрасту системы, разделяющие отдельные блоки древних платформ и расположенные целиком в пределах последних. По данным А. А. Богданова (1970), в Южной Америке в пределах Бразилии наблюдается ряд байкальских складчатых систем возрастом 600—500 млн. лет. Бразильские геологи (Almeida, 1966; Ferreira, 1968) показали, что основание бразильского пояса является байкальским.

Таким образом, ранние и поздние байкалиды образовались на всей территории складчатых поясов между древними платформами, за исключением Тихоокеанского пояса, где они возникли преимущественно во внешней его части, прилегающей к платформам.

Следовательно, после байкальской складчатости в конце протерозоя — начале палеозоя вся территория нынешних складчатых поясов земной коры, кроме внутренней большей части Тихоокеанского, представляла собой область развития ранне- и позднебайкальской складчатости.

Здесь следует заметить, что термин «байкальская складчатость», предложенный Н. С. Шатским, (1963) в настоящее время получил широкое распространение не только в Советском Союзе, но и за рубежом.



Распространение байкальских складчатостей земной коры. Составил Нгуен Динь Кат, 1969

1 — древние (дорифейские) платформы нерасчлененные; 2 — байкалиды; 3 — байкальское основание складчатых поясов; 4 — Гондвана; 5 — внутригондванские байкалиды; 6 — главные глубинные разломы, разделяющие складчатые пояса. Цифры на схеме: 1 — Индосинийский срединный массив, 2 — Тибетский массив

Изучая байкальскую складчатость земной коры, А. А. Богданов и В. Е. Хаин (1968) пришли к выводу, что крупная роль позднекембрийских тектонических процессов в становлении современного лика Земли отныне не подлежит более сомнению, и это подчеркивает значение основополагающих работ Н. С. Шатского (1963) и Г. Штилле (1968) по данной проблеме.

На основе анализа и обобщений литературных данных, особенно статей и схем М. В. Муратова (1970), а также в соответствии с опубликованными данными автора (Нгуен Динь Кат, 1969), нами предлагается новая схема распространения байкальских складчатостей земной коры (рисунок), на ней выделено байкальское основание складчатых поясов, которое широко распространено на всех континентах.

Все эти данные приводят к заключению, что к концу байкальского тектонического периода вся или почти вся площадь земной коры в пределах современных континентов приобрела уже материковое строение.

ТЕКТОНОТИП СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Рассмотрим вопрос о тектонотипе срединных массивов. В качестве примера приведем краткую характеристику Индосинийского массива, являющегося типичным представителем срединных массивов (Нгуен Динь Кат, 1969).

Здесь надо подчеркнуть, что вопрос о тектонотипе срединных массивов остается спорным. Так, Родопское плоскогорье с давних пор считается классическим срединным массивом (Славин, 1959), но А. Л. Яншин (1965₁) считает его блоковым антиклинорием внутренней зоны альпийской складчатой области, а А. В. Пейве (1969) пишет, что Родопский

массив не срединный, а аллохтонный. Колымский массив почти все исследователи (Абдулаев, Борисов, 1963; Пушаровский, 1960; Хаин, 1964; Яншин, 1965; Тильман и др., 1969; Косыгин, 1969) считают срединным. Однако М. В. Муратов (1967), считает его платформой. А Индосинийский массив до сих пор все исследователи признают срединным (Suess, 1909; Мушкетов, 1935; Архангельский и др., 1937; Штилле, 1964; Хоан Цзи-Цин, 1952; Кропоткин, 1953; Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Пушаровский, 1965; Яншин, 1965₂; Муратов, 1967; Нгуен Динь Кат, 1969; Fromaget, 1937). Поэтому, видимо, его и следует выбрать в качестве тектоно-типа срединных массивов.

Стратиграфические данные по этому массиву, приведенные ниже, взяты из работы Е. С. Постельникова (1964), Е. Сорена (Saurin, 1944, 1967) и автора (Нгуен Динь Кат, 1969).

Индосинийский срединный массив занимает почти весь Южный Вьетнам, Камбоджу и отчасти территорию Таиланда и Лаоса. Это крупный тектонический элемент, протягивающийся с севера на юг на 1000 км, а с запада на восток, по-видимому, на 1500 км.

По нашему мнению, Контумский выступ занимает только центральную часть массива, а большая восточная часть его скрыта под водами Тихого океана. Массив имеет два структурных этажа: поверх архейского и протерозойского метаморфического фундамента залегают неметаморфизованные, почти горизонтально лежащие кембрийские и другие породы чехла.

В Северной Камбодже в 10 км к северу от города Стунг-Тренга в нижнем горизонте чехла, представленном слабо метаморфизованными кварцитовыми сланцами и кварцитами с биотитом, Ж. Фромаже (Fromaget, 1937, Saurin, 1956) найдены *Asaphicus aff gregarius* Meek и *Crusoia Cebes Wabc*. Эти формы трилобитов Ж. Фромаже считает близкими к среднекембрийским трилобитам Северной Америки и Северного Китая. Такого же мнения придерживается и В. В. Меннер (личное сообщение). Кембрийские образования залегают почти горизонтально. Все эти данные позволяют считать, что соображения Г. Штилле (1964) о герцинском основании Индосинийского массива нельзя признать правильными.

Ниже приводится схема стратиграфии пород фундамента массива по Э. Сорену (Saurin, 1944).

Метаморфические серии

Первичный состав метаморфических серий

Архей

- | | |
|---|---|
| I. а) известковисто-щелочные ортогнейсы (редки) | Известково-щелочные граниты |
| б) амфиболовые, гранатовые и биотитовые парагнейсы с орто- и параамфиболитами | Сланцы с пропластками известняков и мергелей
Габбродiorитовые интрузии |

Протерозой

- | | |
|--|---|
| II. а) слюдяные сланцы: двуслюдяные, силлиманитовые, дистеновые, гранатовые, графитовые; содержат пропластки кварцитов, пироксенов и амфиболитов | Глинистые сланцы, иногда углистые, с редкими пропластками песчаников, доломитизированных известняков, часто окремненных, и мергелей |
| б) пропластки ортогнейсов пегматитового и аплитового состава | Гранитные жилы с прожилками пегматитов и аплитов |
| III. Разгнейсованные граниты | Граниты |

Выше несогласно, почти горизонтально залегают палеозойские осадочные отложения.

Что касается мощности чехла, то она довольно велика. В Нижнем Лаосе мощность одних только мезозойских песчаников достигает 2000 м. Гранитные интрузии в пределах Индосинийского массива представлены

преимущественно известково-щелочными разностями и сосредоточены по краям массива. Эти интрузии распространены значительно меньше, чем в прилегающих герцинских и мезозойских складчатых областях, и одновременны с синороженным магматизмом последних. Интересно отметить, что такая особенность гранитных интрузий наблюдается также в Молданубской зоне, состоящей из Чешского, Центрального Французского и Армориканского массивов. Молданубская зона характеризуется широким развитием метаморфического комплекса, состоящего из гнейсов и кристаллических сланцев, прорванных многочисленными массивами щелочных гранитов, из которых значительная часть имеет герцинский возраст. Метаморфические комплексы Молданубской зоны, по М. В. Муратову (1969), образованы в результате байкальской складчатости, а ее интрузивные массивы появляются в результате синороженного магматизма соседних герцинских складчатых областей. В пределах кадомского (байкальского) массива Центрального плато Франции, по данным Ж. Гогеля (1969), наблюдаются позднепалеозойские гранитоиды. Эти данные соответствуют закономерности интрузивного магматизма срединных массивов, замеченной А. Л. Яншиным (1965₁). Как показано нами ранее (Нгуен Динь Кат, 1969), Индосинийский срединный массив в современных очертаниях является крупным останцом байкалид, не затронутым более молодыми геосинклинальными процессами. Он представляет собой поднятую часть байкальского основания мезозойских платформ между Индийской и Южно-Китайской платформами.

В Северном Вьетнаме Фухоатский срединный массив имеет два структурных этажа: поверх рифейского метаморфического фундамента залегают неметаморфизованные, почти горизонтально лежащие палеозойские породы чехла (Нгуен Динь Кат, 1969).

Обращает на себя внимание тот факт, что в формационном отношении Индосинийский и Тибетский массивы очень близки; их можно различать лишь по положению; по вещественному составу они могут быть объединены в один класс геологических тел. Учитывая эти черты и данные региональной стратиграфии Китая (Региональная стратиграфия Китая, 1960, 1963), мы считаем Тибетский массив настоящим срединным с байкальским основанием.

Таким образом, все главные срединные массивы (Армориканский, Центрально-Французский, Венгерский, Чешский, Родопский, Мендересский, Грузинский, Тибетский, Индосинийский, Фухоатский) в Средиземноморском тектоническом поясе имеют байкальское основание.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Принцип выделения срединных массивов опирается на возраст их фундамента. Если фундамент массива имеет рифейский возраст, то он является срединным, а если дорифейский, то его следует называть платформенным.

2. Срединными массивами следует называть участки байкальского основания складчатых поясов, не вовлеченные в геосинклинальное развитие и сохранившиеся между более поздними геосинклинальными прогибами или складчатыми системами.

3. Типичными формациями чехла срединных массивов являются формации кварцевых и полимиктовых песчаников с глаукоцитом, слоистых известняков и мергелей, красноцветные терригенные и угленосные формации. Из вулканогенных формаций обычны андезитовая и формация щелочных пород.

4. Интрузивный магматизм срединных массивов, обычно щелочной, по времени совпадает с эпохой складчатости соседних геосинклинальных систем и часто приурочен к краям массивов.

5. Металлогения срединных массивов характеризуется приуроченностью рудных районов к периферии массивов, с развитием оловянных, вольфрамовых, а местами и урановых месторождений.

6. В пределах срединных массивов наблюдаются изометричные магнитные и мозаичные гравитационные поля. Такие закономерности в распределении геофизических полей срединных массивов хорошо наблюдаются в пределах как Средиземноморского, так и Тихоокеанского поясов.

7. Срединные массивы являются не только тектонической, но и исторической единицей строения земной коры. Они отличаются от других структур как своим строением, так и возрастом, формациями, магматизмом, металлогенией и геофизическими полями.

8. Из схемы распространения байкальских складчатостей земной коры видно, что после байкальского периода вся или почти вся площадь континентов нашей планеты приобрела уже материковое строение.

9. Тектонотипом срединных массивов может считаться Индосинийский массив, который представляет собой поднятую часть байкальского основания мезозойд, расположенных между Индийской и Южно-Китайской платформами.

Литература

- Абдулаев Х. М. Принцип выделения структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. Узб. геол. ж., № 4, 1961.
- Абдулаев Х. М. и Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов. Сов. геология, № 8, 1963.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Ч. I, Гостоптехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, переработанное. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вест. Моск. ун-та. Сер. геол., № 2, 1962.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 6, 1965.
- Богданов А. А. О создании международных геологических карт Южной Америки. Геотектоника, № 1, 1970.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, вып. 3, 1963.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории земли в свете новых данных. Вместо послесловия к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли», Изд-во «Мир», 1968.
- Боянов И., Кожухаров Д. Строение и блоковое расчленение Родопского массива. Изв. на Геол. ин-т Болг. АН, XVII, 1968.
- Будай Т., Магел М., Матейка А., Кодым О., Машка М., Свобода И., Зоубек В. Тектоническое развитие Чехословакии. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Гогель Ж. Основы тектоники. Изд-во «Мир», 1969.
- Дмитриевич М. Д., Чирич Б. М. Тектоническое строение Сербо-Македонского массива. Геотектоника, № 5, 1966.
- Журавлев В. С., Раабен М. Б. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. Изд-во «Наука», 1968.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, изд-во АН СССР, 1959.
- Кизельвальтер Д. С., Муратов М. В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, вып. 2, 1959.
- Клигин К. А., Постельников Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. Геотектоника, № 6, 1966.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. Изд-во «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н. Индокитай. Геологическое строение. БСЭ, т. 18, 1953.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960.

- Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. В кн. «Вопросы тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Мартынова Г. И. Гравитационное поле. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, Тектоника, Изд-во «Недра», 1968.
- Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. Изд-во «Наука», 1969.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. «Тектоника СССР», т. 2, Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Основные черты строения и развития Альпийско-складчатой области. В кн. «Тектоника Европы». Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000», Изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 10, 1967.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса и системы, их этапы развития и магматизма. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1967.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. Геотектоника, № 2, 1970.
- Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 43, вып. 2, 1968.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. ОНТИ, 1935.
- Нгуен Динь Кат. Основные черты тектоники Северного Вьетнама. Геотектоника, № 4, 1969.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1953.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники северо-восточной Азии. Проблемы советской геологии, № 6, 7, 1934.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия», Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структуры Индокитая. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 108, Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозониды северо-востока Азии. В кн. «Тектоника СССР», т. 5, Изд-во АН СССР, 1960.
- Пушаровский Ю. М. Впечатление о тектонике Северного Вьетнама. Геотектоника, № 5, 1965.
- Региональная стратиграфия Китая. Изд-во иностр. лит., т. I, 1960; т. II, 1963.
- Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всес. съезда геологов, ОНТИ, 1930.
- Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов в альпийской геосинклинальной области. «Научн. докл. высш. школы», № 2, 1958.
- Славин В. И. О геологическом строении Родопского срединного массива. Сов. геология, № 4, 1959.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геология, № 1, 1961.
- Соловьева Н. М. Магнитное поле. В кн. «Геологическое строение СССР», т. II, Тектоника, Изд-во «Недра», 1968.
- Спижарский Т. Н. (редактор). Геологическое строение СССР, т. II, Тектоника, Изд-во «Недра», 1968.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан, 1969.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов. геология, № 11, 1960.
- Хуан Бо-цин (Хоан Цзи-Цин). Основные черты тектонического строения Китая. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Шатский Н. С. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. труды, т. 1, Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Штёглин Д. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Индокитайского полуострова и островов юго-восточной Азии (1945). Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.

- Штилле Г.** Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. (1958). Изд-во «Мир», 1968.
- Штрейс Н. А.** О происхождении Гондваны. Междунар. геол. конгр. XXII сессия: Докл. сов. геол., Проблема 9, Изд-во «Наука», 1964.
- Яншин А. Л.** Проблемы срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965₁.
- Яншин А. Л.** Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965₂.
- Almeida F. F.** Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Div. geol. Min. Bol., № 241, Rio de Janeiro, 1967.
- Argand E.** La tectonique de l'Asie. C. R. XIII Congres Geol. int., 1922.
- Вогн А.** Der geologische Aufbau der Erde. In: «Hand. Geophysik». Berlin, 1932.
- Bucher W.** The deformation of the Earth's crust., Princeton, 1938.
- Ferreira E. O.** About some problems of Tectonics of the Brazilian Platform and its Principal Tectonic Map Units. Bol. Geologia, № 2, 1968.
- Fromaget J.** Etudes géologiques le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. Pt. 1. Bull. serv. geol. Indochine, 23, fasc. 1, 1937.
- Haug E.** Les geosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. Compt. rend. Acad. sci. colon, t. 148, 1909.
- Kober L.** Über Bau und Entstehung der Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1912.
- Saurin E.** Etudes géologiques sur le Centre-Annam Méridional.— Bull. Serv. Géol. Indochine, 27, 1944.
- Saurin E.** Le Cambrian de l'Indochine. Pt. 1, Mexico, 1956.
- Saurin E.** La neotectonique de l'Indochine. Rev. Geogr. phys. et Geol. dynam., v. IX, fasc. 2, Paris, 1967.
- Suess E.** Das Antlitz der Erde. B. 1, Prag — Leipzig, 1885.
- Suess E.** Das Antlitz der Erde. B. 3, Zweite Hälfte. Wien — Leipzig, 1909.

Московский геологоразведочный
институт

Статья поступила
19 мая 1970 г.

УДК 551.24 (575.4)

Г. И. АМУРСКИЙ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОПЕТДАГА

Рассмотрено строение естественных геофизических полей Копетдага и отмечены участки соответствия крупных структурных элементов геофизическим аномалиям. Предполагается наличие горизонтов дисгармонии в толще геосинклинального выполнения и промежуточного комплекса в его основании. Рассмотрен характер сочленения эпигеосинклинального сооружения Копетдага с прилегающей платформой. Приведен анализ древних палеозойских простираний и их унаследованность в последующей геологической истории. Дана характеристика морфологии поверхности досреднекарбонového (?) основания и для зоны сочленения горста Передового хребта Копетдага и грабена предгорного прогиба.

Горно-складчатое сооружение Копетдага охватывает часть внешней Туркмено-Хорасанской складчатой дуги. Эта область с запада и востока ограничена поперечными тектоническими зонами: Каспийской на западе и Урало-Оманской на востоке, перед которыми затухают горные сооружения и их предгорные прогибы, происходят генеральные изгибы простираний складчатых дуг в участках пересечений и т. д. (Амурский 1966; Амурский, Гейман, Коц, 1966). Копетдагское эпигеосинклинальное позднеальпийское сооружение располагается на месте самостоятельного овала прогиба земной коры, причлененного с севера к Эльбурс-Паропамизской «сигмоиде» более ранней складчатости. Копетдаг во всей системе Туркмено-Хорасанских гор является окраинным и наиболее молодым прогибом, претерпевшим самую позднюю в этой системе инверсию. На поверхности он сложен юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, собранными в складки и сравнительно сильно раздробленными дюзьюнктивными нарушениями. Досреднекарбонového (?) основание в западных его районах опущено до глубины 18—20 км. В пределах Советского Копетдага обособлены два тектонических элемента: внешняя (северная) в общем прямолинейная горстообразная зона очень сложного коробчатого строения и внутренняя (южная) зона, образующая в плане дугу, выпуклую к северу и срезаемую горстом внешней зоны. Внешняя зона, получившая название Передового хребта, характеризуется небольшими высотами и выходами на поверхность наиболее древних отложений мезозойского разреза.

Глубинное строение Копетдага до последнего времени являлось практически неизученным, хотя особенности современной структуры, морфологии складок и разрывов и вопросы районирования неоднократно публиковались (Езиашвили, 1966; Калугин, 1956, 1966; Крымус, 1966; Машрыков и др., 1967; Расцветаев, 1966; Резанов, 1959; Семенович, 1964; Туголесов, 1965). Вопросы строения основания альпийских миеосинклиналей почти не освещались в литературе, и автором в настоящей статье, на базе анализа естественных геофизических полей, предпринята попытка изучения внутренней структуры и поверхности доальпийского основания Копетдага и соотношения их со структурным планом мезозойских толщ геосинклинального выполнения.

При анализе глубин и морфологии основных толщ раздела земной коры Копетдага использовались сейсмологические профили, полученные

при исследованиях с комплектом станций «Земля», проведенные по линии г. Кизыл-Арват — р. Сумбар и г. Геок-Тепе — Гермаб, т. е. вкрест простираения структурных зон Копетдага (Амурский, Борисов, Лыков, Шелегова, 1968).

В окраинной, примыкающей к геосинклинали части Туранской плиты, поверхность «гранитного» слоя выделяется на глубинах 5—6 м и Мохоровичича примерно на 37 км. В Предкопетдагском прогибе эти поверхности погружаются соответственно, до 10—18 и примерно до 45 км.

В сопредельном с предгорным прогибом горсте Передового хребта поверхность «гранитного» слоя воздымается до —1—2 км, а Мохоровичича до —36 км.

В Западном Копетдаге поверхность «гранитного» слоя погружается до 10 км, а Мохоровичича до 40 км. При этом отмечается тенденция смещения оси максимального погружения сейсмических горизонтов в южном направлении от глубоких к более поверхностным слоям, а также увеличение амплитуды прогибания этих горизонтов вверх по разрезу. В местах, где наблюдается согласие доальпийского основания и поверхности Мохоровичича, находятся и наиболее интенсивные гравитационные аномалии. Вместе с тем наблюдается, хотя и очень незначительное, разрастание мощности «гранитного» и «базальтового» слоев от окраинной зоны плиты к предгорному прогибу, причем их суммарная мощность увеличивается примерно от 30 до 34—35 км. Так же 33—35 км составляет мощность этих слоев в зоне Передового хребта и во внутренних районах Копетдага.

По выдержанности мощности слоев консолидированной толщи коры и параллелизму ограничивающих их сейсмических горизонтов строение земной коры как эпигеосинклинальной горно-складчатой области Копетдага, так и сопредельных районов Туранской плиты оказывается тождественным. Это принципиально отличает его, например, от Крыма, Карпат, Кавказа, Тянь-Шаня и большинства других горно-складчатых сооружений, характеризующихся наличием глубоких «корней» гор, значительным разрастанием общей мощности кристаллической коры и наличием преимущественно обратных, а не согласных соотношений поверхности «гранитного» слоя, с одной стороны, и поверхности Мохоровичича, с другой стороны. Примерно аналогичное строение кристаллической толщи земной коры имеет и район Большого Балхана.

По сейсмологическим данным, в Западном Копетдаге на участке Кизыл-Арват — р. Сумбар в верхней части кристаллической толщи земной коры устанавливается так называемое расслаивание «гранитного» слоя на два комплекса: верхний (3—4 км) и нижний (12—13 км). Такая расслоенность «гранитного» слоя выдерживается вплоть до района р. Сумбар на юге и Передового хребта на севере. По аналогии с прилегающей частью эпигерцинской платформы нижнему комплексу этого слоя соответствует средне- и верхнепалеозойское основание, верхнему — верхнепалеозойско-нижнемезозойский условно «промежуточный» комплекс или, по М. В. Муратову, — орогенный герцинский комплекс альпийской геосинклинали (Муратов, 1963, 1965), а «осадкам» — главный складчатый альпийский комплекс. Образование условно «промежуточного» комплекса знаменует самостоятельный этап преимущественно глыбовых (складчато-глыбовых) движений, которые сопровождалась активной эффузивной деятельностью и в основном континентальной седиментацией в грабенообразных депрессиях.

На платформе и в предгорном прогибе условно «промежуточный» комплекс представлен частично юрскими, а также пермо-триасовыми и, по-видимому, верхне- и среднекаменноугольными отложениями. При этом пермо-триасовые и каменноугольные образования сравнительно более дислоцированы и включают в свой состав (особенно каменноугольные) помимо осадочных отложений также и толщи эффузивов. В разрезе

Передового хребта, судя по мощности «промежуточного» комплекса, он представлен только юрскими отложениями. Исходя из изложенного выше можно предполагать, что в зоне Передового хребта нижние подразделения «промежуточного» комплекса либо отсутствуют, либо сильно дислоцированы и метаморфизованы и, соответственно, значительно уплотнены. Эти образования могут быть выделены в самостоятельный структурный этаж. Если наше предположение справедливо, то следует считать, что этапы палеозойско-мезозойской складчатости в Копетдаге и прилегающей части Туранской плиты были разновременны. На платформе основной складчатостью являлась досреднекарбоновая, т. е. раннегерцинская, а в Западном Копетдаге — досреднекарбоновая и доюрская (раннегерцинская и древнекиммерийская). Эта граница смены возраста складчатости определяется зоной глубинных разломов Передового хребта.

СТРОЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРОЙ КОПЕТДАГА

Анализ глубинной структуры Копетдага базируется на комплексной интерпретации аномальных гравитационного и магнитного полей (Δt_a и Δz) и материалах сейсмологических профилей. Совмещение наблюдаемых и расчетных кривых поля силы тяжести по сейсмологическим профилям показало идентичность морфологии этих кривых и основных границ раздела, что позволяет достаточно обоснованно проводить геологическую интерпретацию поля силы тяжести Копетдага (Амурский, Борисов, Лыков, Шелегова, 1968).

В строении поля силы тяжести Копетдага и примыкающей части Предкопетдагского прогиба выделяются четыре района, различающиеся интенсивностью и простираниями аномалий и их зон (рис. 1). Предкопетдагскому прогибу соответствует протяженная депрессия силы тяжести сравнительно простого строения, включающая ряд локальных минимумов. Внутренние районы Копетдага так же характеризуются отрицательным интенсивно расчлененным полем, образованным в целом изометричными или линейными, относительно положительными и отрицательными аномалиями преимущественно субширотного простирания. На северо-западе Копетдага, в районе Малого Балхана и Кюрендага преобладают высокоинтенсивные аномалии четкого северо-восточного простирания, ограниченные со всех сторон сочленяющимися под прямыми углами зонами градиентов силы тяжести. В центральной и южной частях Западного Копетдага наблюдается весьма интенсивная, в целом отрицательная аномалия силы тяжести. На фоне этой гравитационной депрессии (Западно-Копетдагский региональный минимум) также наблюдается довольно сложная система локальных аномалий. Как правило, они обладают весьма невысокой интенсивностью и линейными очертаниями; большинство из них имеет субширотную ориентировку.

На равнинных площадях юго-западной Туркмении располагается обширная зона относительно повышенных значений силы тяжести. Эта Мессерианская региональная относительно положительная аномалия имеет расплывчатые контуры, восточная часть ее расчленена на серию пологих локальных максимумов и минимумов обычно северо-восточного или субширотного простирания. К западу от Кюрендагского и Мало-Балханского максимумов, а также к северу и северо-западу от Мессерианского регионального относительного максимума располагается глубочайшая гравитационная депрессия, занимающая большую часть Западно-Туркменской низменности. Вдоль ее северного крыла располагается Кубадаг — Большебалханская региональная гравитационная ступень, являющаяся продолжением системы гравитационных ступеней Передового хребта Копетдага.

Предкопетдагский предгорный прогиб в строении естественных гео-

физических полей четко разделяется на две части: первая из них, включающая западную и центральную часть прогиба, характеризуется обратным соотношением аномалий — региональной линейной гравитационной депрессии здесь соответствует полосовая зона положительных магнитных аномалий. Эта полосовая зона расчленяет Предкопетдагскую депрессию в районе Кызыл-Арвата на два минимума — Казанджикский на западе и Ашхабадский на востоке и, отклоняясь к северу, прослеживается далее вдоль северного склона Большого Балхана. В целом эта часть характеризуется параллельным положением при частичном совпадении линейных зон максимумов Передового хребта, регионального градиента силы тяжести и гравитационной депрессии Предкопетдагского прогиба с полосовой зоной положительных магнитных аномалий. Восточнее меридиана г. Ашхабада строение естественных геофизических полей прогиба иное. Здесь коленообразно меняется простираение практически всех аномалий на субширотное, т. е. простираение, свойственное уже внутренним районам Копетдага. Эта резкая смена характера и простираений аномалий распространена и за пределами прогиба, на прилежащей территории платформы.

Сочленение поля внутренних районов Копетдага с региональной депрессией силы тяжести Предкопетдагского прогиба происходит по линейной зоне интенсивных градиентов силы тяжести (иногда двухсторонних) и заключенными между ними линейными же максимумами. От Малого Балхана до г. Ашхабада она представлена системой кулисообразно подставляющихся гравитационных ступеней северо-западного простираения и состоит из нескольких звеньев. От Малого Балхана до г. Искандера это довольно узкая гравитационная ступень. Юго-восточнее она состоит из двух ступеней, обтекающих высоко интенсивный гравитационный максимум Передового хребта. Примерно с меридиана пос. Арчмана эта система высоких градиентов вновь представляет собой единую гравитационную ступень шириной 20—25 км, осложненную рядом пережимов, раздувов и сгущений изоаномал. Здесь в зону ступени попадают и предгорные складки внутреннего борта Предкопетдагского прогиба и антиклинали Передового хребта. При исключении из наблюдаемого поля силы тяжести гравитационного влияния всех границ разделов земной коры и поверхности Мохоровичича выделяется остаточный максимум силы тяжести, смещенный к северу, в сторону Предкопетдагского прогиба. На картах локальных аномалий система высоких градиентов наблюдаемого поля состоит из полосовой зоны относительных минимумов силы тяжести, соответствующей предгорным складкам, и зоны локальных максимумов силы тяжести, соответствующей дислокациям Передового хребта. Эти зоны разделяются узкой интенсивной гравитационной ступенью, имеющей в плане коленчатое строение. Превалирующую роль здесь играют звенья ступени, ориентированные продольно к осям локальных максимумов, но наблюдаются случаи поперечного и косога простираения. Интересно отметить, что изломы гравитационной ступени лежат,

Рис. 1. Карта сопоставления элементов естественных геофизических полей и современной структуры Копетдага

1 — зона регионального высокоинтенсивного градиента силы тяжести (Копетдаг-Большербалханская региональная гравитационная ступень); 2 — зоны градиентов силы тяжести; 3 — оси положительных магнитных аномалий Δf_a и Δz ; 4 — оси отрицательных магнитных аномалий Δf_a и Δz ; 5 — а) оси относительных максимумов силы тяжести (цифры на карте): 1 — Малобалханского, 2 — Кюрендагского, 3 — Обойского, 4 — оси максимумов Передовой зоны (Передовой антиклинали); 5 — Сойт-Хасардагского, 6 — Кунузундагского, 7 — Казымедованского, 8 — Чашдепинского, 9 — Душакского, и Вановского, 10 — Гяурского; б) гравитационный выступ (Кызыларватский); 6 — оси относительных минимумов силы тяжести (цифры на карте): 11 — Казанджикского, 12 — Ашхабадского, 13 — Артыкского, 14 — Каахкинского, 15 — Чаачинского, 16 — Западно-Копетдагского (региональный минимум); 7 — оси антиклиналей (цифры на карте): 17 — Малобалханской, 18 — Данатинской, 19 — Кюрендагской, 20 — Чалджинской, 21 — Калауской; 22 — зоны Передовых антиклиналей: 23 — Пограничной, 24 — Гяурской, 25 — Зиракевской, 26 — Коусской, 27 — Келятинской, 28 — Еликкаинской, 29 — Кызылкаинской; 8 — оси синклиналей (цифры на карте): 30 — Сумбарской, 31 — Арвазской, 32 — Мергулинской, 33 — Чулинской, 34 — Хейрабадской, 35 — Аджидерийской, 36 — Кулмачской, 37 — Карагез-Иланлинской; 9 — основные разломы в мезо-кайнозойских отложениях; А — Гермабский, Б — Бахчинский, Г — Асельминский, Д — Харварский.

как правило, на продолжении осей поперечных аномалий Δz , выраженных изгибами изодинам и осложняющих южный склон регионального магнитного максимума. Экстремальные значения силы тяжести для всего этого района располагаются по двум параллельным полосам — в пределах Передового хребта и Предкопетдагского прогиба. Это свидетельствует о том, что современные западная и центральная части Предкопетдагского прогиба являются компенсационной структурой перед зоной Передового хребта, а не перед всем сооружением Копетдага.

Зона сочленения прогиба со складчатым сооружением Копетдага характеризуется исключительным влиянием на наблюдаемое гравитационное поле резко различного гипсометрического положения блоков основания. Гравитационный эффект уступа основания настолько велик и интенсивен, что полностью затушевывает влияние осадочного чехла. Это вполне достоверно подтверждается сопоставлением поля силы тяжести с сейсмологическими разрезами, пересекающими Копетдаг по профилям, р. Гермаб — г. Геок-Тепе, г. Кизыл-Арват — р. Сумбар (Западный Копетдаг). Здесь кривым изменения геофизических полей по линиям сейсмологических профилей строго соответствует гипсометрия блоков основания.

Сопоставление элементов естественных геофизических полей и структуры альпийского этажа позволяет сделать ряд выводов о природе аномалий силы тяжести и о глубинном строении территории. Распределение крупнейших аномалий силы тяжести достаточно четко отражает только основные черты структуры альпийского этажа Копетдага. Крупным антиклинальным зонам в большинстве случаев соответствуют относительно повышенные значения поля силы тяжести, а минимумы приурочены к депрессиям. Соответствие это в одних случаях является очень хорошим (Малый Балхан, Обой, Даната, Чаалджа, Калаус, антиклинали Передового хребта), в других случаях наблюдаются небольшие отклонения в конфигурации структур и аномалий, однако простираение и общее расположение их совпадают. Четко фиксируется региональными гравитационными ступенями и линейными максимумами положение главной складчато-разрывной зоны Передового хребта Копетдага. Минимальные значения силы тяжести приходятся на осевую часть Западно-Копетдагского синклинория.

Во внутренних районах Центрального и Западного Копетдага, при общем преобладающем широтном простираении аномальных и структурных зон имеются случаи как совпадения, так и несовпадения осей структур и аномалий, причем порядок несовпадения весьма различен: от незначительного параллельного смещения до крестообразного пересечения; в ряде случаев даже присутствуют обратные соотношения.

На характер наблюдаемого гравитационного поля внутренних районов Центрального Копетдага превалирующее влияние оказывают глубинные факторы, определившие широтное простираение основных структурных линий. В современной геологической структуре эти простираения сохранились в ряде синклинальных зон (Арвазской, Мергулинской, Чулинской, Хейрабадской) и в антиклиналях (Кизылкаинской и др.), которые, по-видимому, следует считать структурами, использовавшими наиболее древние тектонические направления.

Региональные аномалии гравитационного поля отражают влияние рельефа и внутренней структуры доальпийского основания, а так же влияние подошвы земной коры. Поднятым участкам плотных пород основания отвечают положительные региональные аномалии, участкам их прогибания — региональные минимумы. Отдельные же линейные складки, слагающие зоны смятия и даже некоторые брахиантиклинальные массивы и разрывы внутренних районов Копетдага, не отражены в структуре гравитационного поля. Локальные аномалии силы тяжести отражают внутреннее строение альпийского структурного этажа, реакци-

руя на высотное положение отдельных гравитирующих горизонтов внутри этого этажа.

Отмеченные случаи несоответствия аномалий структурам, видимо, обусловлены некоторой относительной независимостью поверхностных структурных форм и глубинной структуры районов Западного и Центрального Копетдага. Наиболее существенное несоответствие структур наблюдается, вероятно, на границе альпийского и доальпийского структурных этажей, что отражено в конфигурации аномалий разного порядка. Несоответствие региональных аномалий поверхностной структуре позволяет предполагать, что последняя отделена от основания промежуточным комплексом, являющимся своеобразным буфером при передаче тектонических напряжений от структур основания к структурам геосинклинального выполнения. Однако явления дисгармонии наблюдаются и внутри альпийского этажа, где имеются поверхностные складки и разрывы, не оказывающие никакого влияния на характер аномального поля.

Особое положение в глубинной структуре Копетдага занимает Гяурсдаг, располагающийся перед глубинным разломом, который здесь уходит внутрь складчатого сооружения. Гяурсдагу в магнитном поле соответствует самостоятельная крупная положительная аномалия субширотного простирания, являющаяся частью региональной полосовой зоны. Ее простирание, как и простирание аномалии силы тяжести, является косым по отношению к складчатым структурам и элементам естественных геофизических полей внутренних районов и Передового хребта Центрального Копетдага. С последним она сочленяется под тупым углом. Будучи расположен за пределами внутренних районов Центрального Копетдага, Гяурсдаг в своей западной половине сохраняет характерное для его основных структурных линий широтное простирание. Так же как и складки внутренних районов Копетдага, он отображен положительной аномалией, что отнюдь не характерно для складок предгорья. Ограничивающий Гяурскую антиклиналь с севера крупных надвиг имеет широтное простирание и, вероятно, лежит на продолжении одной из основных тектонических линий внутренних районов. С другой стороны, характер магнитного поля свидетельствует о принадлежности этой области к предгорному прогибу, вся зона пригеосинклинальных складок которого совпадает с полосовыми магнитными максимумами.

В Восточном Копетдаге на территорию СССР заходят только окончания структурных зон из Ирана. Здесь выдерживаются широтные простирания элементов естественных геофизических полей и осей складок, образующих эшелонированную систему. В отличие от Центрального Копетдага, сочленение прогиба с орогенической областью на востоке иное и характеризуется постепенными переходами и «проникновением» элементов из одной области в другую.

Сопоставление гравитационного и магнитного полей со структурным планом мезозойских отложений восточной части Предкопетдагского прогиба позволяет установить соответствие гравитационных минимумов структурным депрессиям прогиба.

В отличие от западной и центральной частей прогиба депрессии его восточной части являются периклинальными, располагающимися на продолжениях структурных зон внутренних складок Копетдага. Основные простирания этих структурных зон широтные; такое же простирание имеют и частные депрессии. Внешние, северо-восточные борта этих депрессий имеют также северо-восточное простирание, образуя ступенчатый в плане платформенный борт прогиба. Следовательно, восточная часть Предкопетдагского прогиба, образованная системой ступенчато расположенных частных депрессий, несет черты как периклинального прогиба, расположенного на погружении и затухании структур Копетдага, так и предгорного прогиба, образованного в результате компенсационного прогибания перед фронтом развивающегося орогена.

Такая особенность строения обусловила и отсутствие, в отличие от западной части прогиба, платформенных выступов типа Кизыларватского. Перемычки между частными депрессиями восточной части прогиба, небольшие по размерам, образованы на погруженных продолжениях антиклинальных зон Копетдага, т. е. распространяются со стороны горно-складчатого сооружения, а не платформы.

Разломы в глубинной структуре Копетдага имеют существенное, а в ряде районов и определяющее значение и поэтому будут рассмотрены ниже более подробно. По простиранию и соотношению основных структурных направлений в Копетдаге выделяются три группы разломов: субширотные, запад-северо-западные, и поперечные или диагональные. Многие разломы мезо-кайнозойской структуры Копетдага не находят прямого отображения в строении естественных геофизических полей, однако наиболее крупные из них, образующие целые системы (например, система разломов Передового хребта и зоны предгорных складок) отображены гравитационными ступенями, торцовыми и коленообразными сочленениями аномалий и т. д. (Амурский, Крымус, Шелегова, 1966).

Наиболее важное значение среди разломов основания Копетдага имеет их система, ограничивающая его с северо-востока, т. е. отделяющая от Туранской плиты. Эта система состоит из нескольких параллельных глубинных разломов и рассматривается нами как Копетдаг — Большебалханский шовный пояс глубинных разломов. В современной структуре Копетдага ему соответствуют дислокации Передового хребта и зоны предгорных складок. Характерной особенностью этого шовного пояса является его «секущее» положение относительно направления основных складчатых дуг и геофизических аномалий Копетдага. На северо-западе Копетдага он «обрезает» аномальные и структурные линии внутренних зон, в Центральном Копетдаге располагается к ним касательно и восточнее меридиана г. Ашхабада уходит во внутренние районы складчатого сооружения. Шовный пояс образован системой из четырех продольных разломов. Между двумя северными расположена зона линейных грабенов (осевая часть предгорного прогиба и складки его внутреннего борта), а между двумя южными — так же линейная зона горстов (Передовой хребет).

Современная складчато-разрывная структура Передового хребта очень сложна. Он состоит из многочисленных мелких складок, сильно раздробленных по простиранию. Поле силы тяжести здесь, наоборот, простое и характеризуется группой локальных максимумов. Это дает основание полагать, что на гравитационной карте отображаются только основные элементы данной зоны, существующие, видимо, и в глубинной структуре домезозойского основания. Мелкие, хотя и многочисленные складки и разрывы являются структурами только «чехла» и не имеют глубоких корней.

В современной структуре внутреннего района Центрального Копетдага среди разрывных нарушений главную роль играют диагональные сбросо-сдвиги: Гермабский, Догермеджикский, Бахчинский, Асельминский, Харварский и др. (Крымус, 1966). Все эти сбросо-сдвиги имеют значительную амплитуду горизонтального перемещения. В поле силы тяжести они не находят прямого отображения гравитационными ступенями, что, видимо, может свидетельствовать о незначительном вертикальном перемещении по ним глубинных масс. Отсутствие гравитационных ступеней по этим сбросо-сдвигам позволяет предполагать преобладание сдвиговых перемещений и на глубине. Это косвенно подтверждается и кулисным подставлением сопредельных аномалий. В участках перехода сбросо-сдвигов из внутреннего района Центрального Копетдага к Передовому хребту и к зоне предгорных складок роль сдвиговой составляющей в разломах основания резко возрастает. Например, в районе схождения Гермабского, Бахчинского и Догермеджикского

сбро-сдвигов четко устанавливается плановое смещение по обе стороны от разломов локальных максимумов и минимумов, их развороты, вплоть до торцового стыкания, «коленчатые» сочленения частных гравитационных ступеней и т. д.

Анализ простираия элементов поля силы тяжести и пространственного распространения высокоградиентных зон свидетельствует о преобладании субширотных разломов, определивших основные черты современной складчатой структуры внутренних районов Копетдага. Широкие разломы ограничивают глыбово-складчатые зоны внутренних районов Копетдага и с глубинными разломами шовного пояса сочленяются под острым углом. Они прослеживаются в ослабленном виде и далее на восток (в зоне предгорных складок и на платформенном борту предгорного прогиба) по угловым изгибам изоаномал и прямолинейным, мало интенсивным градиентным зонам, сочленяющимся друг с другом торцово. Характерно, что в поле силы тяжести предгорного прогиба широтные разломы прослеживаются только севернее его осевой, наиболее погруженной части (Ашхабадский минимум). Это обусловлено преимущественным влиянием на гравитационное поле в осевой части прогиба чрезвычайно мощной (возможно, до 18 км) толщи осадочных отложений. Восточнее меридиана г. Ашхабада, где глубинный разлом уходит внутрь складчатого сооружения, широтные разломы проявляются очень резко, почти одинаково в Копетдаге и прогибе, определяя морфологию поверхности основания и различия в строении центральной и восточной частей Предкопетдагского прогиба.

Время заложения широтных разломов, видимо, наиболее древнее. Прежде всего они пересекаются шовным поясом глубинных разломов. Судя по характеру распределения мощности и фаций мезозойских отложений, последние распространялись в пределах Копетдагской миогеосинклинали зонально, причем границы между зонами определялись наиболее крупными широтными разломами. В позднеальпийские этапы развития эта широтная зональность сохранялась (исключая шовный пояс глубинных разломов), определив известную последовательность в складкообразовании и орогенических движениях. Можно полагать также, что возникновение широтных разломов связано в определенной мере со временем заложения и интенсивного прогибания Копетдагской миогеосинклинали. Последняя имела субширотную ориентировку (во всяком случае, на территории современного Центрального и Восточного Копетдага). В общем прогибание была вовлечена и прилегающая часть платформенного склона. Этим прогибанием и обусловлена расстрескивание фундамента платформы по субширотным системам разломов, которые вообще характерны для южного периплатформенного склона и прослеживаются вплоть до широты Серного завода, т. е. далеко в глубь платформы. Позднеальпийские синорогенные разрывные нарушения, пересекающие широтные разломы, не изменяют, как правило, простираия. Следовательно, время заложения широтных разломов определяется временем заложения альпийской геосинклинали Копетдага.

Поперечные разломы в глубинной структуре Копетдага играют существенную роль, определяя в участках пересечения с разломами других простираий положение основных узлов тектонической напряженности. Наиболее широко они развиты в зоне Передового хребта Центрального Копетдага и на северо-западе, в районе Малого Балхана и Обоя. Полоса максимумов силы тяжести Передового хребта Центрального Копетдага в плане образует коленообразно изломанную зону, расчлененную на несколько отдельных прямолинейных отрезков, ориентированных перпендикулярно или косо по отношению к общему простираию зоны. С этим хорошо согласуется поведение магнитных аномалий. Изоаномалы напряженности магнитного поля четко изламываются в зонах излома полосы гравитационного максимума и ограничивающей его с

севера гравитационной ступени. К участкам смещения в плане гравитационной ступени и изгибов полосы положительной магнитной аномалии оказываются также приуроченными узкие локальные магнитные аномалии Δ_z , примерно перпендикулярные общему простиранию аномальной зоны. С этими же поперечными участками изломов, кроме того, связаны зоны сгущения эпицентров землетрясений, образующие субмеридиональные полосы, которые имеют определенную тенденцию протягиваться как в глубь Копетдага, так и в пределы предгорного прогиба и далее в сопредельные зоны плиты и ориентируются примерно вкост простирания Копетдага. Поскольку в гравитационном поле поперечные разломы часто не находят отображения, можно предполагать их очень глубокое заложение в теле основания геосинклинали и отсутствие значительных вертикальных перемещений контактирующих блоков. Некоторые из этих разломов описаны по результатам аэромагнитных (Глазунова, 1964), сейсморазведочных (Старобинец, 1964) и сейсмических (Рустанович, 1967) работ.

Сведения о времени заложения поперечных разломов, разделяющих блоки основания, практически отсутствуют. По некоторым косвенным данным можно предположить их более позднее, сравнительно с основной системой, время заложения. К таким признакам относится, прежде всего, их перпендикулярное главному простиранию при сравнительно малой протяженности. Кроме того, протяженные магнитные аномалии, группирующиеся в генеральном с.-з.—ю.-в направлении, в участках наличия предполагаемых поперечных разломов резко, коленообразно меняют простирание осей, иногда образуя «раздувы», апофизы или даже самостоятельные аномалии субмеридионального простирания. Резкие изгибы осей магнитных аномалий могут свидетельствовать о более поздних тектонических подвижках. Высокая тектоническая подвижность этих разломов в альпийское время несомненна. В зоне предгорных складок поперечные разломы разграничивают вкост простирания позднеальпийские складки предгорной зоны, отделяя друг от друга погруженные и поднятые группы складок (блоки складок).

СТРУКТУРА ОСНОВАНИЯ И ГЛУБИННАЯ ТЕКТНИКА КОПЕТДАГА

В рельефе поверхности основания геосинклинали Копетдага четко выделяется несколько морфологически различно построенных районов (рис. 2). Наиболее просто построена поверхность пограничных с Ираном внутренних районов Центрального и Западного Копетдага. Здесь поверхность основания располагается на глубинах 12—16 км и в целом изогнута антиклинально, в общих чертах соответствуя структуре альпийского чехла. Наиболее погруженной является центральная часть Западного Копетдага, в которой поверхность досреднекарбового (?) основания опущена до 18, возможно 20 км. Здесь разломами образован крупный ступенчатый грабен, над которым сформировался Западно-Копетдагский синклинорий. Амплитуда уступов поверхности основания по периметру грабена составляет 2—3 км на северо-западе; 4—6 км на северо-востоке; 1—2 км на юге и, возможно, западе. Характерно, что грабен основания Западно-Копетдагского синклинория являлся наиболее погруженным во все этапы геологической истории и от расположенной западнее Южно-Каспийской области мезозойско-кайнозойского прогибания отделен Мессарианской приподнятой зоной. Глубина залегания основания в пределах последней составляет не более 12—14 км. Можно предполагать, что этот «структурный барьер» отделен от прилегающих с запада и востока грабенов меридиональными разломами. Крайнюю северо-западную часть горного сооружения Копетдага занимает Малобалхан-Обойская горста-антиклинальная зона. Здесь, в результате пересечения (Амурский, Крымус, Шелегова, 1966) двух систем раз-

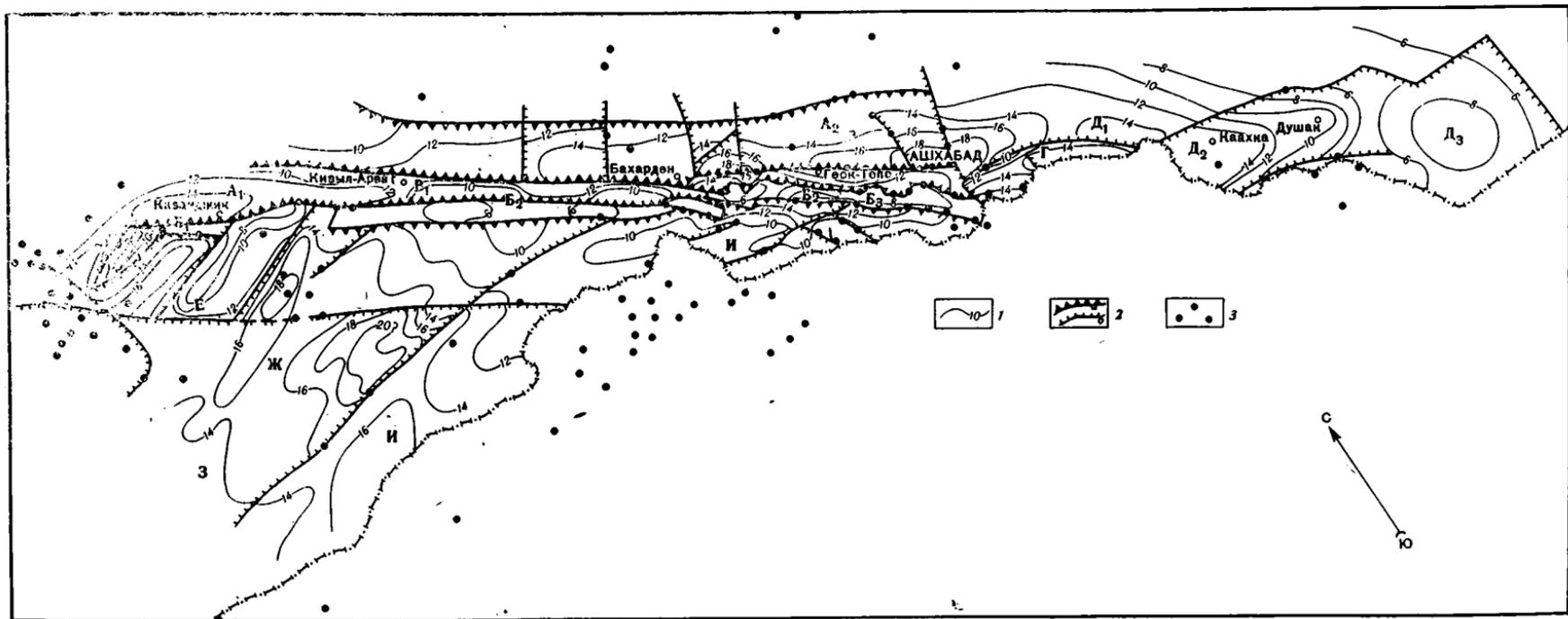


Рис. 2. Структурная схема поверхности палеозойского основания Копетдага и прилегающей части Предкопетдагского прогиба (составил Г. И. Амурский, 1966)

1 — стратозигопсы поверхности палеозойского основания, км; 2 — разломы: а — образующие шовную зону глубинных разломов, б — прочие; 3 — эпицентры землетрясений. Основные тектонические элементы поверхности основания: А—В Шовная зона А—Северо-Копетдагский грабен; основные депрессии: А₁ — Казанджикская; А₂ — Ашхабадская; Б — Линейный горст Передового хребта. Блоки: Б₁ — Кизылджабаирский; Б₂ — Нухурский; Б₃ — Центрально-Копетдагский; В — ступень предгорной зоны. Блоки: В₁ — Кизиларват-Бахарденский; В₂ — Геоктепинский; Г—Д Восточный Копетдаг; Г — Гяурская горст-антиклиналь; Д — Восточно-Копетдагская зона периклинальных прогибов. Депрессии: Д₁ — Артыкская; Д₂ — Каахкинская; Д₃ — Чаачинская; Е—З Западный Копетдаг. Е — Малобалхая-Обойская горст-антиклинальная зона; Ж — Западно-Копетдагский синклинирий (грабен-синклинирий); З — Мессарианская относительно приподнятая зона; И — Внутренняя складчатая зона Копетдага

ломов образована «решетчатая» структура Малого Балхана, Данитинского коридора, Обоя и Кюрендага. Выколотые крупные блоки основания Малого Балхана, Обоя и Кюрендага разделены погруженным блоком Данитинского коридора, с амплитудой смещения по обрамляющим разломам в 1—3 км. Здесь структурные направления альпийских складок и доальпийского основания являются дискордантными к простиранию изолиний магнитного поля Δt_a . Наиболее крупноамплитудный разлом (до 6 км) обрезает блок Малого Балхана с северо-запада, отделяя его от Межбалханского прогиба. Плоскость этого разлома наклонена к юго-востоку, и альпийская структура Малого Балхана надвинута на прогиб. Характерно, что с юго-западной стороны все структуры Малобалхан-Обойской зоны ограничены региональным Копетдаг-Апшеронским разломом, простирающимся далеко к западу через складки Прибалханского района и акваторию Каспия. Таким образом, основной особенностью строения поверхности основания внутренних районов Копетдага является его блоковое строение. Однотипность внутренней его структуры подтверждается наличием спокойного магнитного поля. Интенсивность расчленения поверхности основания обусловлена, по нашему мнению, относительно быстрым (верхний палеозой, мезозой) но глубоким прогибанием (18—20 км), в результате которого и была нарушена сплошность пород комплексов основания. Кстати, видимо, относительно малой продолжительностью погружения и наличием только позднеальпийской эрозии обусловлен и «платформенный» тип строения кристаллической толщи земной коры рассматриваемого региона. Неоген-четвертичное воздымание существенно не изменило мощности кристаллической части коры (Резанов, 1968). Кроме того, дроблению, при некотором короблении, благоприятствовало наличие «упора» в виде шовного пояса глубинных разломов, ограничивающего структуры Копетдага с северо-востока, которые противодействовали силам сжатия, направленным с юга на север и с севера на юг.

Иное строение имеют районы Восточного Копетдага и примыкающая к нему часть предгорного прогиба. Здесь, в сторону восточного замыкания геосинклинальной ванны, поверхность основания повышается от 16—14 до 6—8 км. Как отмечалось, вдоль субширотных глыбово-складчатых зон основания развиты периклинальные депрессии, ограниченные малоамплитудными разломами. В современной структуре они относятся к Предкопетдагскому предгорному прогибу, морфологически же по поверхности основания представляют собой обособленные периклинальные депрессии, видимо далеко заходящие на запад в глубь складчатого сооружения.

Подробного рассмотрения заслуживает глубинная структура зоны Копетдаг — Большебалханского шовного пояса, морфологически представленная линейными горстами Передового хребта и грабенами предгорного прогиба. Как уже отмечалось, горст Передового хребта ограничен парной системой почти вертикальных разломов, рассекающих всю толщу консолидированной коры и поверхность Мохоровичича, и вершина его смещена в сторону глубинного разлома, отделяющего этот горст от грабена Предкопетдагского прогиба. Его амплитуда по поверхности основания изменяется от 4 км на западе до 8 км в районе Центрального Копетдага. Комплекс основания системой разломов северо-западного простираения разбит здесь на ряд удлиненных блоков (Кызылджабаирский, Нухурский, Центрально-Копетдагский), образующих зону передовых линейных горстов, к которым с севера причленены более мелкие ступени, погружающиеся в сторону платформы. В целом единая полоса горстов расчленяется на отдельные, иногда даже обособленные блоки.

Полоса «подгорных» ступенчатых блоков основания по простираению также разбита рядом поперечных субмеридиональных разломов на блоки (Кызыларват — Бахарденский, Геоктепский). Этим блокам в современной структуре соответствует зона так называемых предгорных

складок. Полоса горстов (или горст-антиклиналей) основания, соответствующая дислокациям Передового хребта, имеет сложно изрезанные, коленчатые в плане границы, образованные сочленяющимися под разными углами частными разломами. Расчленение происходит по косо пересекающим зону разломам, причем в зоны этих пересечений выходят и оси упоминавшихся выше поперечных ансмалей Δz внутренней зоны Копетдага. Система разломов южного ограничения горста Передового хребта, выделяемая предположительно по смене знака локального поля силы тяжести, более прямолинейна и образована малоамплитудными разломами.

Примыкающая с севера к глубинному разлому полоса современного Предкопетдагского прогиба по глубоким горизонтам представлена протяженным Северо-Копетдагским грабеном (грабен-синклинальной зоной), разбитым поперечными разломами на ряд блоков. По простиранию он так же состоит из отдельных блоков, глубина залегания поверхности основания в которых различна. Они неравномерно погружающиеся с северо-запада от глубин 10—12 км к юго-востоку, и в Ашхабадском сейсмоактивном районе располагаются на глубине 18 км. Можно предполагать, что здесь в полосе сочленения происходит «подвигание» края платформы под альпийские структуры внешнего края.

Совокупность геофизических и геологических данных приводит к представлению о значительной инъецированности земной коры в пределах Копетдаг — Большебалханского пояса (особенно вдоль крыла, смыкающего горст-антиклинали и грабен-синклинали) магматическими образованиями, преимущественно основного состава. Соответствующие расчеты показывают, что верхние кромки магнитоактивных масс в пределах Предкопетдагского прогиба располагаются на глубинах около 15—20 км, т. е. примерно на уровне поверхности кристаллического основания. Нижняя кромка части магнитоактивных масс этого пояса размещается на глубинах многих десятков километров, т. е. корни располагаются в верхней мантии (Борисов, 1967). Это, вместе с сейсмическими данными, указывает на значительную глубину заложения Копетдаг — Большебалханского шовного пояса. По данным З. А. Макаровой, И. П. Птициной и А. В. Глазуновой, фундамент здесь сложен преимущественно эффузивными образованиями среднего и основного состава. Линейно вытянутые эффузивные массивы образуют системы параллельных и кулисообразно чередующихся тел, приуроченных, вероятно, к отдельным разломам рассматриваемой зоны. Ширина пояса магнитных пород составляет от 24 км в районе Кизыл-Арвата до 54 км в районе Геок-Тепе. Эти образования выполняют крупный грабен, который ограничен с северо-востока и юго-запада системами разломов. Положение этого пояса магнитных пород по отношению к современной структуре не постоянно: располагаясь в районе Восточного и Центрального Копетдага в пределах передовых складок и предгорного прогиба, на северо-западе он включает часть склона платформы. Анализ магнитного поля позволяет рассматривать весь этот пояс как зону интенсивного магматизма, связанного с системой разломов древнего заложения.

В пределах горст-антиклинали Передового хребта преобладают, видимо, интрузивные образования, и их верхние кромки фиксируются по магнитным данным на сравнительно малых глубинах (около 6—12 км), а местами, на продолжении шовного пояса к западу, они выходят на поверхность (Кубадаг). Можно полагать, что интрузивная деятельность проявлялась позже эффузивной и связана с проплавлением верхних горизонтов кристаллической коры в процессе развития шовного пояса. Интрузивная деятельность характеризуется, судя по взаимопересекающимся аномалиям магнитного поля, в основном двухфазным проявлением. Эти фазы магматической активизации одновременны: основная, «трещинного типа», образовавшая линейную зону, происходила в

доальпийский этап, а наложенная на нее более молодая, «очагового типа», — в позднеальпийский орогенный этап активного многокилометрового воздымания.

Магматический материал поступал по зонам повышенной проницаемости и повышенной энергии тектонических процессов, где происходило проплавление и подъем к поверхности магнитоактивных масс, образовавших полосовую зону на границе крупных участков земной коры с разной историей развития. Здесь зоне наблюдаемого и остаточного максимумов силы тяжести соответствует так же интенсивный магнитный максимум. Совокупность этих данных позволяет рассматривать выступ «базальтового» слоя описываемой зоны, частично, как результат внедрения и вторичного проплавления, по-видимому, основных магматических пород. Представляется вероятным, что их апофизы проникают и в гранитный слой (возможно, и в осадочный чехол) и залегают неглубоко от дневной поверхности.

В связи с тем, что к участкам очагового магматизма приурочены основные узлы кварц-кальцитовой жильной минерализации нескольких генераций и ряд рудных полезных ископаемых, происхождение их обусловлено, видимо, интрузиями более кислого ряда. Можно полагать, что в рассматриваемых условиях магматизм такого типа свойствен не столько геосинклинали в целом, сколько зоне ее шовного сочленения с платформой. Наибольшая тектоническая напряженность в этой сравнительно узкой зоне сказалась и в том, что складки Передового хребта гипсометрически и тектонически наиболее приподняты.

Подъем магмы и повторное плавление в позднеальпийский орогенный этап сопровождался ее окислением и ассимиляцией определенных элементов. Образованная зона метаморфизма захватила и приповерхностные толщи мезозойских пород. Видимо, наличием интрузий объясняется так же и аномальный характер гидротермальной деятельности в зоне сочленения горно-складчатого сооружения Копетдага и Предкопетдагского прогиба (Калугин, 1956).

Внедрение по линейной зоне магматического материала повлекло компенсационное прогибание прилежащих с обеих сторон территорий. Поэтому именно вдоль рассматриваемой зоны полосой распространены эффузивные и туфоловые верхнепалеозойские (средний карбон — триас?) толщи, выполняющие компенсационный желоб перед горстом Передового хребта.

Прилежащая с севера окраинная часть платформы была втянута в это компенсационное прогибание, которое продолжалось и в мезозое, образовав пригеосинклинальный прогиб (или периплатформенную зону). С юга, уже в собственно геосинклинальном прогибе, это компенсационное прогибание было более интенсивным и так же сопровождалось выполнением трогов геосинклинального основания продуктами вулканической деятельности.

Шовный пояс сформировался на цоколе кристаллической коры «платформенного» типа. Причем она сохранила этот тип вплоть до настоящего времени. Интересно, что аналогичный характер строения имеет кристаллическая толща коры также и внутренних районов Копетдага. Таким образом, ни формирование шовного пояса, ни развитие в юрско-меловое и палеогеновое время геосинклинального режима с последующей неоген-четвертичной его инверсией не повлекло за собой сколько-нибудь существенного преобразования кристаллической толщи земной коры. Имеющиеся данные свидетельствуют о древнем, несомненно доальпийском времени заложения шовного пояса и указывают на то, что еще в палеозойское время он разделял области существенно различающиеся тектоническим режимом, особенностями строения и развития. Так, в палеозое с ним были связаны внедрения больших порций магмы, в позднем палеозое — раннем мезозое, так же как и на отдель-

ных этапах неогеновой истории развития, горст-антиклинали шовного пояса, по-видимому, соответствовала морфологически положительная зона (кордильера). В юрское, меловое и палеогеновое время она являлась структурно-фациальным барьером, разделявшим области самостоятельного прогибания платформы и геосинклинали.

Во многом аналогично построен и шовный пояс, отделяющий миогеосинклинали Копетдага от расположенной южнее эвгеосинклинали области Эльбурса, Аладага и Биналуда. Здесь по разломной зоне сочленения протягивается цепь крупных интрузивных массивов, образующих выпуклую к северу дугу. Эту линейную зону интрузий ряд исследователей (Тектоническая карта Евразии, 1966) рассматривает как выступы основания, сложенные породами докембрия и палеозоя. На востоке, в участке схождения Копетдаг — Большебалханского и Аладаг — Биналудского поясов глубинных разломов в районе г. Мешхеда (северо-восточный Иран) находится крупный Мешхедский батолит.

Литература

- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Амурский Г. И., Гейман Б. М., Коц В. Г. О среднеазиатских звеньях Урало-Оманского линеймента. Изв. Высш. учебн. завед. Сер. Геология и разведка, № 2, 1966.
- Амурский Г. И., Крымус В. Н., Шелегова И. Ф. О зонах разломов глубокого заложения Западного Копетдага. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Амурский Г. И., Борисов А. А., Лыков В. И., Шелегова И. Ф. Глубинное строение земной коры Копет-Дага. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1968.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1967.
- Глазунова А. В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии. В кн. «Глубинные разломы», Изд-во «Недра», 1964.
- Езиашвили А. Г. Некоторые вопросы тектоники Западного и Центрального Копет-Дага. Тр. ин-та геологии АН ТуркмССР, т. IV, 1966.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копет-Дага. Тр. ин-та геологии АН ТуркмССР, вып. 1, 1956.
- Калугин П. И. Схема тектонического районирования Советского Копет-Дага. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1966.
- Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копет-Дага. В сб. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». Изд-во «Наука», 1966.
- Машрыков К. К., Непесов Р. Д., Курбанов М. Основные направления в изучении сейсмичности и современных движений земной коры на территории Туркмении. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. № 6, 1967.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 6, 1965.
- Расцветаев Л. М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. Геотектоника, № 3, 1966.
- Рустанович Д. Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 12, Изд-во «Наука», 1967.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмен-Хоросанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Резанов И. А. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости и интенсивности новейших движений. Изв. Высш. учебн. завед. Сер. Геология и разведка, № 8, 1968.
- Семенович В. В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов. Сов. геология, № 5, 1964.
- Старобинец М. Е. Тектонические нарушения южного склона Каракумской платформы в связи с оценкой нефтегазоносности. Геология и полезные ископаемые Туркмении. Тр. ГПГК ТССР, вып. 2, 1964.
- Тектоническая карта Евразии. Изд-во ГУГК, 1966.
- Туголесов Д. А. Тектоника Южно-Туркменской впадины. Геотектоника, № 4, 1965.

УДК 551.24 (235.216)

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

СРАВНИТЕЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВОСТОЧНО-ФЕРГАНСКОГО ПРОГИБА И ГРАБЕНА БОЛЬШОГО КАРАТАУ

Сравнительно-тектонический анализ показывает, что Восточно-Ферганский прогиб близок к классу геосинклинальных структур, а грабен Большого Каратау представляет собой платформенную структуру.

Геосинклинальное развитие в областях герцинской складчатости продолжалось почти повсеместно до конца среднего палеозоя. В верхнем палеозое, триасе и юре геосинклинальное погружение происходило лишь в изолированных прогибах. Однако в те же отрезки времени на других участках началось образование отложений платформенного чехла. Восточно-Ферганский прогиб и грабен Большого Каратау являются интересными геологическими объектами для установления закономерностей отмирания геосинклинального и начала платформенного этапов развития в областях герцинской складчатости. Сравнительно-тектонический анализ позволяет достаточно объективно подойти к установлению их отличительных черт, а следовательно к отнесению к классам геосинклинальных или платформенных структурных элементов.

1

Восточно-Ферганский юрский прогиб занимает юго-восточную часть Ферганского хребта. Его длина составляет 160—170 км при максимальной ширине до 30—35 км. В строении прогиба принимает участие мощная серия континентальных сероцветных терригенных пород рэтского яруса верхнего триаса и всех трех отделов юры. Триас-юрские породы Восточно-Ферганского прогиба расчленены на ряд местных стратиграфических подразделений (Шабаров, 1939; Огнев, 1946; Геология СССР..., 1954; Бельговский, 1956; Зубцов, 1956; Бабадаглы, Джумагулов, 1968), возраст которых определен по флористическим остаткам (Брик, 1953) и пресноводным пелециподам (Мартинсон, 1953).

Наиболее низкие горизонты разреза Восточно-Ферганского прогиба слагают отложения коккинской свиты (рэт — нижний лейас). Они состоят из песчаников с рассеянной мелкой галькой кварца и кремня. В основании свиты присутствует базальная пачка конгломерато-брекчий, состоящая из обломков подстилающих палеозойских пород и несогласно налегающая на различные горизонты палеозойских образований. Песчаники перекрываются толщей темно-серых алевролитов и глинистых сланцев. Мощность отложений коккинской свиты достигает 500—700 м.

Отложения туюкской свиты (нижний лейас) залегают в основном согласно, но местами (в юго-западных разрезах) с признаками размыва на породах коккинской свиты, а местами резко несогласно перекрывают различные горизонты палеозойских образований. В составе свиты преобладают темно-серые и буровато-серые тонкослоистые алевролиты,

глинистые и глинисто-серицитовые сланцы. В подчиненном количестве встречаются пласты песчаников и прослои углистых сланцев. Мощность отложений туюкской свиты достигает 1000—1200 м. В западном направлении она уменьшается до 750—900 м, слагаясь здесь песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, ритмично переслаивающимися между собой. Нередко встречаются пласты каменного угля. Вдоль западной и северо-западной периферии Восточно-Ферганского прогиба ее мощность не превышает 100—150 м.

Отложения чаарташской свиты (лейас) в северо-западной части сложены главным образом конгломератами, мощность которых достигает 450 м. К юго-востоку по простиранию прогиба толща конгломератов расслаивается пачками темно-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, и в юго-восточной его части отложения чаарташской свиты состоят преимущественно из темно-серых глинистых и глинисто-серицитовых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Местами отмечаются маломощные пласты углисто-глинистых сланцев и каменного угля. Мощность свиты здесь достигает 2000 м.

Отложения зинданской свиты (средняя юра) распространены в западной части Восточно-Ферганского прогиба. В крайних юго-западных выходах они ложатся резко несогласно непосредственно на породы палеозоя, а восточнее с признаками размыва на отложения чаарташской свиты. В нижней части отложения зинданской свиты сложены относительно маломощными угленосными песчано-глинистыми слоями. Выше идет толща аркозовых песчаников, перекрываемых толщей темно-серых алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты достигает 450 м.

Отложения кошбулакской свиты (верхняя юра?) распространены на сравнительно небольшой площади в юго-западной части Восточно-Ферганского прогиба. Она сложена в нижней части желтоватыми слабоцементированными, нередко косослоистыми песчаниками. Верхняя часть ее разреза представлена фисташково-зелеными, желтоватыми и голубоватыми алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты не превышает 200 м. Е. И. Зубцов (1956) указывает на постепенный переход между отложениями кошбулакской свиты и лежащими выше красноцветными песчаниками нижнего мела, несомненно уже относящимися к образованиям платформенного чехла (Тектоника Евразии..., 1966). Однако, по данным В. Н. Огнева (1946), наблюдается несогласное налегание нижнемеловых образований на породы юры. Несмотря на это никаких принципиальных структурных несогласий между породами юры и мела вдоль юго-западного борта Восточно-Ферганского прогиба не наблюдается.

В. Н. Огнев (Геология СССР..., 1954) отмечает, что в юго-восточном направлении к государственной границе Советского Союза разрез юрских образований становится более однородным. Здесь преобладают темно-серые глинистые сланцы с подчиненными пачками песчаников. Рассматриваемые свиты здесь могут быть намечены с большой долей условности.

Максимальная общая мощность юрских образований приурочена к зоне Таласо-Ферганского разлома, где она достигает, по данным Г. Л. Бельговского (1956) 4000—5000 м. Правда, в более поздних работах В. А. Бабадаглы, В. И. Троицкого, Е. А. Кочнева (1965) и В. А. Бабадаглы, А. Джумагулова (1968) приводятся несколько меньшие цифры (2500—3000 м).

К юго-западному борту и северо-западной центроклинали Восточно-Ферганского прогиба наблюдается уменьшение мощности юрских пород до первых сотен метров. Мощность каждого из рассматриваемых стратиграфических подразделений также уменьшается к юго-западу и северо-западу от Таласо-Ферганского разлома, причем каждая лежащая выше свита распространена несколько западнее предыдущей (рис. 1).

В зарубежной части Восточно-Ферганского прогиба (хребет Терек-Даг), по данным Л. Б. Вонгаза и др. (устное сообщение), на размытую поверхность палеозойского цоколя в районе рудника Сарыташ ложатся отложения рэтского яруса, сложенные зеленовато-серыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и углистыми аргиллитами мощностью до 60 м. Отложения юры резко несогласно ложатся на различные гори-

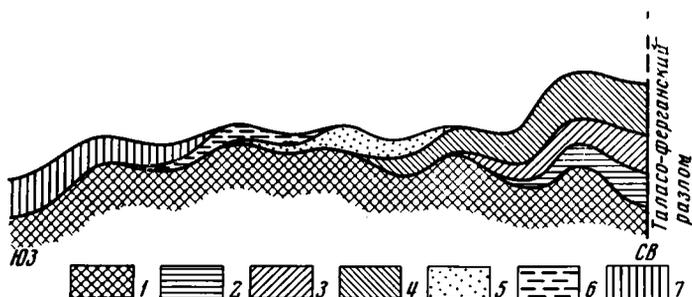


Рис. 1. Схема взаимоотношения свит рэт-юрского комплекса северо-западной части Восточно-Ферганского прогиба (по Е. И. Зубцову, 1957)

1 — палеозойское основание; 2 — кокшинская свита; 3 — туюкская свита; 4 — чаарташская свита; 5 — зинданская свита; 6 — кошбулакская свита; 7 — нижний мел

зонты палеозоя или рэтского яруса триаса. Они начинаются свитой бурых конгломератов (до 250 м), относящейся, по остаткам флоры, к лейасу. Выше идет свита зеленовато-серых конгломератов (лейас), мощность которой в южной части прогиба достигает 1000—1200 м, увеличиваясь к северу до 1330 м. Отложения средней юры начинается сланцево-песчаниковая свита. Ее мощность вдоль западной периферии прогиба составляет 1100—1300 м, увеличиваясь к восточному борту до 1800 м. Одновременно в этом же направлении наблюдается общее утонение пород. Гравелиты и конгломераты на востоке замещаются глинистыми сланцами и аргиллитами. Верхнюю часть средней юры слагает продуктивная песчано-сланцевая свита. На юго-западе она представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев и аргиллитов. В нижней части отмечается три пласта каменного угля. Мощность ее здесь достигает 350 м. На северо-востоке продуктивная песчано-сланцевая свита состоит из ритмичного переслаивания песчаников, аргиллитов, углистых и глинистых сланцев. Мощность ее здесь увеличивается до 1450 м. Еще дальше, к северу, ближе к границе с Советским Союзом наблюдается дальнейшее утонение пород, слагающих свиту, при одновременном увеличении ее мощности до 2000 м. Общая мощность нижне- и среднеюрских образований зарубежной части Восточно-Ферганского прогиба достигает 5000—5500 м, приурочиваясь к зоне Таласо-Ферганского разлома. Отсюда наблюдается закономерное ее сокращение к юго-западу и югу, причем минимальной величины (первые сотни метров) она достигает в районе крайних южных выходов юры хребта Терек-Даг, тем самым намечая здесь южную центрoклиналь прогиба. Одновременно в этом же направлении наблюдается погрубение осадков и исчезновение сланцевых толщ.

Верхнеюрские образования в пределах зарубежной части Ферганского прогиба отсутствуют. Они встречаются в небольших грабенах среди поля докембрийских и палеозойских образований к юго-западу от прогиба. Их мощность совместно с лежащими ниже отложениями нижней и средней юры составляет первые сотни метров (Синицын, 1957).

Породы юры на южной периферии Восточно-Ферганского прогиба с небольшим структурным несогласием перекрываются отложениями мела.

Приведенные материалы показывают, что возраст сланцевых толщ, слагающих центральную часть Восточно-Ферганского прогиба, трактуется в настоящее время различно. В пределах Советского Союза они относятся к нижней юре, а в зарубежной части — к средней юре. Причем в том и другом случае определение возраста базируется на флористических остатках.

Породы юры Восточно-Ферганского прогиба рассечены местами сетью кварцевых и карбонатных жил и дайками щелочных базальтов мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м (Зубцов, 1956). В районе перевала Шильбели наблюдаются дайки андезитов (Огнев, 1946). Кроме того, В. Н. Огнев (Геология СССР..., 1954) указывает, что среди юрских образований Восточно-Ферганского прогиба установлены редкие выходы изверженных пород типа трахидолеритов.

Рэт-юрские образования Восточно-Ферганского прогиба достаточно интенсивно дислоцированы. Они образуют ряд крупных складок, образующих антиклинальные и синклиналильные зоны, простирающиеся параллельно направлению самого прогиба.

По морфологии развитых структур в пределах северо-восточной части (располагающейся в Советском Союзе) Восточно-Ферганского прогиба выделяется три зоны (Бельговский и др., 1956). Первая из них занимает неширокую полосу, непосредственно примыкающую к Таласо-Ферганскому разлому, где рэт-юрские образования имеют максимальную мощность. Здесь развита система крутых, иногда изоклинальных складок. Они обычно наклонены к юго-западу, но встречаются и симметричные и даже наклоненные к северо-востоку. Складки первой зоны образуют сложную структуру, напоминающую веерообразный антиклинорий, ограниченный на северо-востоке поверхностью Таласо-Ферганского разлома.

Во второй зоне, приуроченной к водораздельной части Ферганского хребта, где рэт-юрские образования имеют средние мощности, развиты длинные, узкие, линейно вытянутые складки, углы наклона слоев в пределах которых в среднем составляют 50—70°. В северо-восточной части зоны складки осложнены на крыльях дополнительными складчатыми деформациями. В юго-западной части зоны слои на крыльях складок падают моноклиально.

В третьей зоне, приуроченной к периферийным частям Восточно-Ферганского прогиба, где рэт-юрские образования имеют минимальные мощности, развиты складки большого радиуса кривизны. Наклон слоев здесь измеряется первыми десятками градусов или градусами. Следует отметить, что породы юры на участках соприкосновения с меловыми отложениями характеризуются в общем одним стилем развитых в них деформаций.

Переход между рассматриваемыми зонами различных по морфологии складчатых структур очень постепенный. Никаких сколько-нибудь выраженных границ между ними не существует. Приведенный материал показывает, что вдоль северо-восточного борта и в центральной части Восточно-Ферганского прогиба развита сложная система линейных складок геосинклиального (полного) типа (Ма Цзинь, 1962). Отсюда к юго-западному борту и северо-западной центроклинали прогиба наблюдается последовательное постепенное затухание складчатых деформаций, и по периферии прогиба юрские и меловые отложения образуют пологие структуры платформенного типа.

К юго-западной и северо-западной окраине Восточно-Ферганского прогиба одновременно с уменьшением мощности рэт-юрских отложений и затуханием в них складчатых деформаций исчезает региональный метаморфизм пород. Глинистые сланцы сменяются полупластичными глина-

ми или аргиллитами, а каменные угли претерпевают всю последовательность изменений от антрацитов к длиннопламенным углям (Геология СССР..., 1954).

Зарубежная часть Восточно-Ферганского прогиба имеет меньшую асимметрию. С северо-востока он на всем протяжении ограничен Таласо-Ферганским разломом. Юго-западный борт прогиба подходит к Теректинскому разлому. Близ государственной границы с Советским Союзом этот разлом уходит внутрь поля юрских образований, постепенно затухая. По данным Л. Б. Вонгаза центральную часть прогиба здесь составляет Кузгинский синклиорий. Юго-западное крыло синклиория имеет в общем простое строение. Юрские слои испытывают в его пределах устойчивое погружение к северо-востоку под углами до 30—60°. Северо-восточное крыло значительно круче и имеет более сложное строение. Местами оно вообще не фиксируется в связи с надвиганием по Таласо-Ферганскому разлому палеозойских пород. В центральной части синклиория развита серия параллельных крутых складок северо-западного простирания. Последние осложнены мелкой интенсивной дисгармоничной складчатостью с частыми разрывами сплошности пород небольшой амплитуды. Центральная часть Кузгинского синклиория прижата к восточному борту прогиба, к зоне Таласо-Ферганского разлома.

С затуханием на северо-запад Теректинского разлома наблюдается распрямление Кузгинского синклиория (затухание его юго-западного крыла), вследствие чего в пределах Советского Союза Восточно-Ферганский прогиб не имеет четко выраженного синклиорного строения и зеркало складчатости здесь в целом очень пологое.

На крайнем юге Восточно-Ферганского прогиба выделяется Сарыташский антиклинорий, проходящий вдоль его юго-западного борта. В его ядре выходят породы палеозоя. Породы юры в пределах Сарыташского антиклинория деформированы значительно слабее по сравнению с сопряженным с ним с востока Кузгинским синклиорием.

Имеющийся материал по зарубежной части Восточно-Ферганского прогиба также показывает асимметрию в распределении складчатых деформаций. Зона их максимального проявления сосредоточена вдоль северо-восточного его борта, тяготея к Таласо-Ферганскому разлому. На западном борту прогиба складчатые деформации в юрских отложениях несколько ослаблены. Однако в крайней южной части Восточно-Ферганского прогиба, там, где по мощностям юрских образований четко намечается его южное замыкание, складчатые дислокации геосинклинального типа полностью затухают и развиты пологие структуры, аналогичные северо-западной центроклинали прогиба.

Восточно-Ферганский прогиб заложился вдоль Таласо-Ферганского разлома в конце триасового периода. Консолидированный палеозойский субстрат испытал в относительно узкой зоне погружение, компенсированное накоплением сероцветных терригенных толщ коккинской свиты. В последующие отрезки времени юрского периода темп прогибания усилился и в погружение были вовлечены более удаленные от Таласо-Ферганского разлома участки палеозойского субстрата.

Интенсивное погружение центральной и восточной частей Восточно-Ферганского прогиба компенсировалось мощными толщами осадков, которые могут быть отнесены к категории сероцветной молассы и аспидной формации, являющихся характерными элементами для заключительной стадии геосинклинального этапа развития прогибов. Вдоль западной и северо-западной периферии прогиба, где темп прогибания был неизмеримо ниже, отложились терригенно-угленосные толщи осадков. Накопление осадков происходило, по-видимому, в условиях замкнутого озерного бассейна.

Восточно-Ферганский прогиб имеет резко выраженное асимметричное строение. Осевая его зона проходит вдоль северо-восточного борта.

Последний представляет собой крутой уступ, приуроченный к Таласо-Ферганскому разлому. Юго-западный борт прогиба, напротив, очень пологий. Только в зарубежной части прогиба, где проходит Теректинский разлом, он несколько круче. Юрские образования к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома, по-видимому, распространялись в виде относительно маломощного покрова (первые сотни метров), сохранившегося от последующего размыва в небольших эрозионно-тектонических углублениях. Они сложены песчано-глинистыми угленосными образованиями, не несущими следов вторичного изменения (уплотнения). На западе юрские образования Восточно-Ферганского прогиба непосредственно переходят в одновозрастные сероцветные песчано-глинистые угленосные отложения восточной периферии Ферганской впадины, где их мощность также не выходит за пределы первых сотен метров. К западу и юго-западу от зарубежной части прогиба юрские образования, аналогичные образованиям, развитым в Ферганской впадине, также распространены в небольших грабенах. Таким образом, к западу и юго-западу от Восточно-Ферганского прогиба также накапливались относительно маломощные образования юры. Такие же маломощные образования юры оконтуривают северо-западное и южное окончания прогиба.

Замыкание Восточно-Ферганского прогиба достаточно определенно намечается в конце юрского периода, и меловые отложения в прогибе не отлагались (Огнев, 1946; Зубцов, 1956; Рыжков, 1959). Непосредственные структурные соотношения юрских и меловых отложений наблюдаются лишь по периферии Восточно-Ферганского прогиба, где складчатые деформации в юрских породах отсутствуют. Поэтому эти соотношения не позволяют судить о времени проявления складчатых процессов в пределах прогиба. Однако в подобного типа одиночных прогибах замыкание и процессы складчатости неразрывны во времени (Гузерицкий и Тырнаузский прогибы Большого Кавказа, Мангышлак, Ейско-Березанский триасово-юрский прогиб Западного Предкавказья, зона Тулча Северной Добруджи и т. д.). Это дает основание считать, что и в пределах Восточно-Ферганского прогиба складчатые процессы произошли на границе юрского и мелового периодов. Этот вывод подтверждается анализом истории геологического развития в меловое и палеогеновое время окружающих Восточно-Ферганский прогиб территорий, показывающим отсутствие сколько-нибудь существенных структурных перестроек.

Процессы эпиплатформенного орогенеза конца неогена и антропогена в пределах Средней Азии имели региональный характер, и образованные ими структурные формы резко отличны от складчатых дислокаций Восточно-Ферганского прогиба. Поэтому эпиплатформенный орогенез не мог создать складчатую структуру Восточно-Ферганского прогиба. Приведенные соображения показывают, что процессы складчатости были в конце юрского — начале мелового периодов. Они привели к образованию сложной синклинорной структуры, создав на большой площади прогиба типичный односторонний синклиниорий.

2

Юрский грабен Большого Каратау (Леонтьевский) расположен к северо-западу от Восточно-Ферганского прогиба, на линии Таласо-Ферганского разлома. Он вытянут с северо-запада на юго-восток на расстоянии около 160—170 км при ширине 8—10 км. Грабен отделяет хребет Большой Каратау от Малого Каратау. Юрские отложения, выполняющие грабен Большого Каратау разделяются, по данным Р. Ф. Геккера (1948, 2), А. К. Бувалкина (1958, 1960, 1968), В. В. Галицкого и др. (1968), на ряд свит, возраст которых в основном датирован по флори-

стическим остаткам и пресноводной фауне пелеципод, гастропод и остракод (Бувалкин, 1958). В основании юрского разреза залегают отложения конгломератовой свиты (лейас), резко несогласно перекрывающие различные горизонты палеозойского цоколя. Они слагаются серыми и зеленовато-серыми валунными и галечными конгломератами, состоящими из различных по составу и возрасту пород палеозоя. Мощность свиты составляет 250—300 м, увеличиваясь в северо-западной части грабена до 700 м.

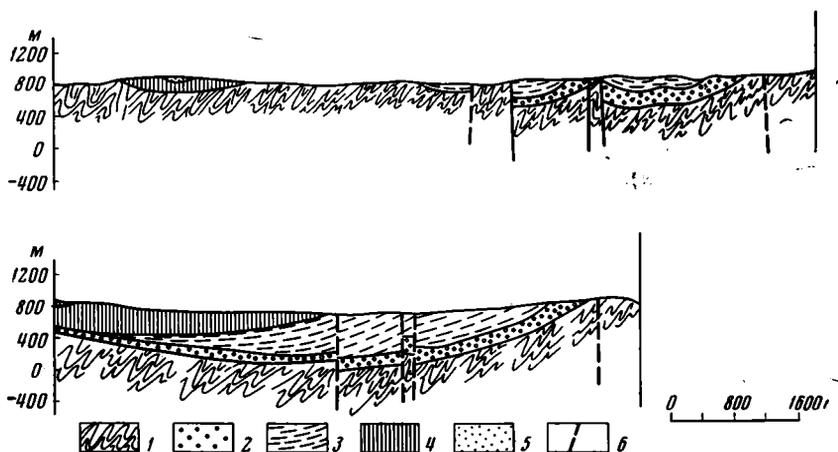


Рис. 2. Геологические разрезы вкост простираия грабена Большого Каратау (составил А. Г. Черняховский)

1 — палеозойский фундамент; 2 — конгломератовая свита; 3 — угленосная свита и свита плитчатых песчаников; 4 — верхняя свита; 5 — мел; 6 — разрывные нарушения

Лежащие выше отложения угленосной свиты (лейас — доггер) согласно перекрывают породы конгломератовой свиты и местами вдоль северо-восточного борта грабена ложатся резко несогласно непосредственно на палеозойский цоколь. Они представлены пестрой по составу толщей пород, состоящей из зеленовато-серых, розовых и бурых карбонатных плотных песчаников, переслаивающихся с рыхлыми песчаниками, песками, алевролитами и углистыми глинами и с пластами черных блестящих бурых углей мощностью до 1 м. Мощность свиты колеблется в пределах 220—500 м.

Породы угленосной свиты согласно перекрываются отложениями свиты плитчатых песчаников (кашкартинская свита, доггер). Она сложена однородной толщей серых, зеленовато-серых и бурых песчаников, мелкозернистых, с ясной косой или горизонтальной слоистостью. Ее мощность достигает 180—200 м.

Венчает юрский разрез грабена Большого Каратау отложения верхней (боролсайской и карабастауской) свиты (доггер — мальм), состоящие из трех подбит (снизу вверх): «сланцев», песчано-алевритовых и рыбных «сланцев». Отложения рыбных сланцев, по данным А. К. Бувалкина (1960), резко несогласно ложатся на различные горизонты подстилающих отложений юры. Однако значение этого несогласия А. К. Бувалкин сильно преувеличивает. В действительности только вдоль юго-западного борта грабена наблюдается непосредственное несогласное налегание отложений верхней свиты на породы палеозоя и выклинивание более древних горизонтов юрского разреза (рис. 2). Принципиального же структурного несогласия в подошве рыбных «сланцев», аналогичного предмеловому несогласию, не существует.

Отложения рыбных «сланцев» содержат богатые остатки растений, рыб и насекомых. Мощность отложений верхней свиты достигает 400 м.

Общую мощность юрских образований в грабене Большого Каратау разные исследователи оценивают неоднозначно. Б. А. Петрушевский (1955) считает, что она колеблется от 1500 до 2200—2300 м. Р. Ф. Геккер (1948₂) указывает, что она не превышает 2000 м. А. К. Бувалкин (1960) и В. В. Галицкий и др. (1968) уменьшают мощность юрских отложений до 1500 м; а по данным других исследователей даже до 1000 м. Последние цифры, по-видимому, наиболее близки к действительности, так как на геологических разрезах, подошва юрских образований нигде не опускается больше чем на 1000 м от дневной поверхности.

Отложения нижнего мела ложатся с резким структурным несогласием на различные горизонты юрских образований или непосредственно на породы палеозойского субстрата. Они сложены белыми пелитоморфными известняками и красноцветными конгломератами с прослоями глин. Их мощность достигает 50 м.

Юрский грабен Большого Каратау в геоморфологическом отношении приурочен к узкой долине, разделяющей хребты Большой и Малый Каратау, сложенные породами палеозоя и докембрия. Отложения же мела распространены только на вершинах останцовых гор, осложняющих рельеф долины, и непосредственно на водоразделах хребтов. Поверхность меловых отложений в пределах грабена не испытывает погружения и залегает как на площади распространения юрских образований, так и на участках палеозойских хребтов Каратау примерно на одних и тех же высотах.

Юрские отложения грабена Большого Каратау на северо-востоке отделены по системе разломов от палеозойских пород Малого Каратау. На юго-западе они в большинстве случаев трансгрессивно налегают на палеозойский субстрат Большого Каратау. Грабен почти повсеместно имеет асимметричное строение. Его северо-восточный борт круче юго-западного. В юго-западной и центральной частях грабена Большого Каратау, почти в его центре, несколько смещаясь к его северо-восточному борту, проходит гряда, сложенная породами палеозоя. Она разделяет грабен на две синклинали. Гряда палеозойских пород представляет собой горст, ограниченный с юго-запада и северо-востока крутыми разломами, осложняющими внутреннее строение грабена Большого Каратау. В районе пос. Леонтьевка имеется даже две полосы палеозойских горстов. В синклинали, расположенной к северо-востоку от палеозойского горста, юрские слои на ее крыльях наклонены под углами до 30°, а на северо-восточном крыле даже до 50—60°. К центру синклинали падение слоев уменьшается до первых градусов. К юго-западу от горста юрские слои в большинстве случаев наклонены в юго-западном направлении под углами до 25—30° (реже до 80°). Вследствие этого наиболее молодые слои юрского разреза прижаты к юго-западному борту грабена. Обратное северо-восточное падение слоев выражено значительно хуже и, как правило, наклон слоев здесь не превышает первые градусы. Наиболее четко общая синклиналичная структура грабена вырисовывается близ пос. Китаевка. Здесь юрские слои погружаются на северо-восток под углами до 30°.

В северо-западной части грабена Большого Каратау наблюдается антиклиналь и сопряженная с ней синклинали, ориентированные почти в широтном направлении под острым углом к общему простиранию. Вблизи палеозойских хребтов структуры затухают. Углы наклона слоев на их крыльях не превышают 10°. Юрские породы, слагающие рассматриваемые структуры, кроме того осложнены мелкой пологой гофрировкой.

Отложения мела резко несогласно ложатся на в общем дислоцированный комплекс юрских образований. Они залегают либо горизонтально, либо образуют слегка волнистые изгибы, в пределах которых наклон слоев не выходит за пределы первых градусов.

К юго-востоку от последних выходов юры грабен Большого Каратау, по-видимому, быстро затухает под развитыми здесь четвертичными наносами. Во всяком случае, в пределах палеозойских пород хребта Талаского Алатау он отсутствует. В северо-западном направлении от последних обнажений юры грабен Большого Каратау проходит, вероятно, еще на значительное расстояние вдоль северо-восточного склона Большого Каратау до северо-западного окончания последнего, а возможно, еще дальше к северо-западу. Об этом косвенно свидетельствуют материалы сейсморазведочных профилей. Строение его на этом участке в настоящее время практически не изучено.

Образование грабена Большого Каратау приходится на начало юрского периода. Максимальные мощности нижней конгломератовой свиты юрского разреза наблюдаются в непосредственной близости к Малому Каратау. Слагающая конгломератовую свиту галька также заключается палеозойские породы хребта Малого Каратау. Это дает основание считать, что первоначально грабен начал формироваться в узкой полосе, непосредственно примыкающей к хребту Малый Каратау, к зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома. В последующие отрезки юрской истории в прогибание захватились все новые площади к юго-западу от Малого Каратау. В конце юрского периода зона максимального погружения прошла вблизи современного положения юго-западного борта. Прогибание грабена компенсировалось накоплением мощных толщ сероцветных терригенно-угленосных осадков. На границе юрского и мелового периодов юрские отложения, выполняющие грабен Большого Каратау, были деформированы, образовав достаточно интенсивно дислоцированную структуру. Отложения мела, перекрывшие палеозойский субстрат и юрский грабен в виде маломощного покрова, практически испытали очень слабые деформации, вследствие чего они залегают очень полого.

Приведенный материал по строению и развитию рассмотренных структурных элементов позволяет наметить черты их сходства и различия и сравнить со структурными элементами, имеющими более определенное тектоническое положение в общей структуре земной коры. Восточно-Ферганский прогиб и грабен Большого Каратау располагаются вдоль единой линии Таласо-Ферганского разлома (рис. 3). Они имеют одну и ту же длину, однако в поперечнике Восточно-Ферганский прогиб примерно в 3 раза шире грабена Большого Каратау. Время их формирования примерно одинаково. На этом, пожалуй, и кончатся черты их сходства. Восточно-Ферганский прогиб сложен комплексом пород мощностью до 5 км, в то время как мощность выполняющих грабен Большого Каратау разновозрастных образований, по-видимому, не превышает 1 км.

Слагающие Восточно-Ферганский прогиб породы представляют собой типичную аспидную формацию, широко развитую в киммерийских прогибах. Они выполняют прогиб Большого Балхана, Гузерипльский и Тырнаузский прогибы центральной части Большого Кавказа, участвуют в строении прогиба Горного Крыма и т. д. Мощность аспидной формации в перечисленных выше прогибах также измеряется многими километрами. В пределах грабена Большого Каратау развита сероцветная терригенно-угленосная формация, имеющая широкое распространение в разновозрастных образованиях Туранской плиты, где юрские образования залегают плащеобразно и несомненно входят в состав платформенного чехла.

Принципиальное отличие имеют рассматриваемые структурные элементы и по развитым в них дислокациям. В юрских отложениях Восточно-Ферганского прогиба развиты геосинклинальные (полные) складчатые деформации. По-видимому, в его образовании ведущую роль играли сдвиговые напряжения (Буртман, 1964), проявившиеся вдоль системы Таласо-Ферганского разлома. Они привели к образованию вдоль нее ло-

кальной зоны растяжения (раздвига), в пределах которой впоследствии проявились процессы геосинклинальной складчатости. Горизонтальный стресс, имеющий направление с северо-востока на юго-запад, и привел к полному смятию юрских слоев, выполняющих прогиб. Этим Восточно-Ферганский прогиб еще более сближается с указанными выше киммерийскими прогибами. Напротив, юрские отложения грабена Большого Каратау деформированы лишь на участках, приуроченных к разломам. При удалении от последних они залегают очень полого. Полное смятие юрских слоев, столь характерное для Восточно-Ферганского прогиба,

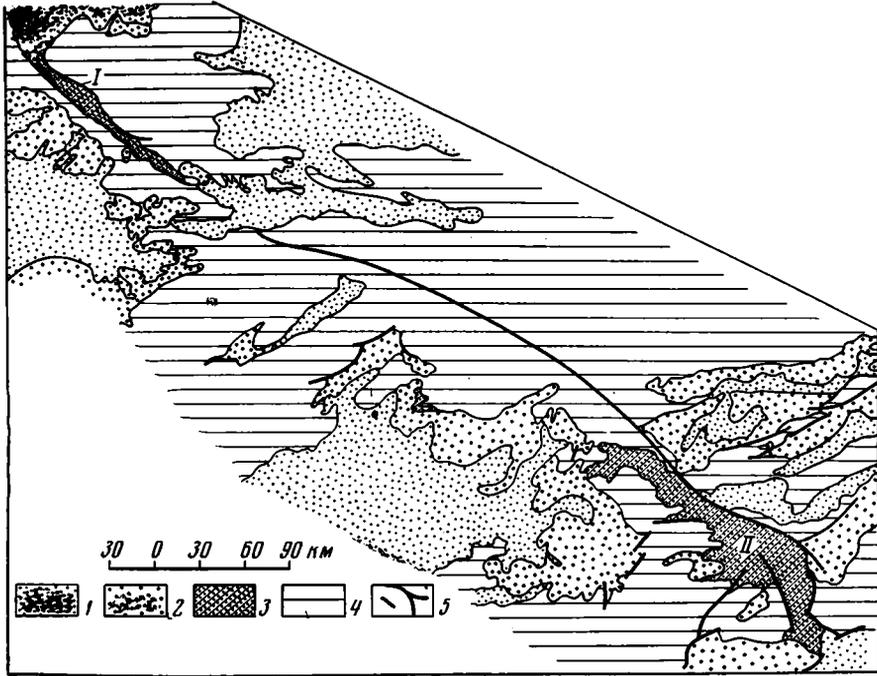


Рис. 3. Схематическая геологическая карта районов Восточно-Ферганского прогиба и грабена Большого Каратау

1 — антропоген; 2 — неоген, палеоген, мел; 3 — верхний триас — юра; 4 — доверхнетриасовые образования; 5 — разрывные нарушения. Цифрами обозначены: I — грабен Большого Каратау; II — Восточно-Ферганский прогиб

здесь отсутствует. Деформация юрских пород грабена Большого Каратау имеет совершенно другой генезис. Она обусловлена блоковыми вертикальными движениями палеозойского субстрата. Подобного типа деформации широко известны в структурных элементах платформенного чехла.

Разный генезис деформаций привел к неодинаковому вторичному изменению пород. В пределах Восточно-Ферганского прогиба юрские образования испытали среднюю стадию динамометаморфизма с образованием глинистых, серицитовых сланцев и антрацитов. В грабене Большого Каратау отложения юры не подверглись воздействию регионального метаморфизма и лишь слегка уплотнены за счет процессов эпигенеза.

Приведенный материал не позволяет относить Восточно-Ферганский прогиб и грабен Большого Каратау к одному классу структур, как это делает Б. А. Петрушевский (1955) и показано на тектонической карте Евразии (Тектоническая карта..., 1966). Восточно-Ферганский прогиб по мощности выполняющих его образований, их формационному составу, складчатым деформациям и степени вторичного изменения близок к

группе киммерийских прогибов, которые венчают заключительную стадию геосинклинального развития герцинид. Позднетриасовое и юрское время в пределах герцинской области Евразии было временем резкой активизации геосинклинальных процессов на отдельных изолированных участках, как бы последней ее вспышкой перед окончательным повсеместным переходом всей территории в платформенный этап развития. Однако одновременно в областях герцинской складчатости начал формироваться принципиально другой тип структур, к которому относится грабен Большого Каратау, принадлежащий уже к классу платформенных структурных элементов. Палеозойский субстрат, образованный геосинклинальными складчатостями, еще длительное время испытывал общее воздымание. Это благоприятствовало на участках наибольшего его подъема образованию зон растяжения, а следовательно, и формированию грабенов. Поэтому наиболее ранние по времени участки накопления платформенных отложений приурочены к областям современных выступов палеозойского субстрата. Позднее, когда в платформенном этапе развития наступает общая тенденция к погружению, накопление платформенных осадков смещается на территорию современных плит и начинают образовываться уже плащеобразные толщи типичного платформенного чехла. Следовательно, грабены типа Большого Каратау характерны для начальной стадии платформенного этапа развития, а выполяющие их осадки, как это впервые было показано Н. С. Шатским (1951) и А. Л. Яншиным (1955), должны быть отнесены к нижнему структурному ярусу платформенного чехла. Как правило, они всегда древнее нижних горизонтов наиболее погруженных участков прилегающих частей плит.

Литература

- Бабадагли В. А., Троицкий В. И., Кочнев Е. А. Некоторые замечания по литологии и стратиграфии юрских отложений района красной мульды Алайку. В кн. «Материалы по геологии, добыче и транспортировке природного газа в Средней Азии», Ташкент, 1965.
- Бабадагли В. А., Джумагулов А. Стратиграфия мезозоя юго-западной Киргизии. Т. 1-2. Изд-во «Недра», 1968.
- Бельговский Г. Л. К вопросу о возрасте пород суякской фации Ферганского хребта. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Средней Азии». Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 10, 1956.
- Брик М. И. Мезозойская флора Восточно-Ферганского бассейна. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1953.
- Бувалкин А. К. Стратиграфия юрских отложений Таскомырского каменноугольного месторождения. Уч. зап. Казахск. ун-та, т. 37, Геол. и геогр., вып. 4, 1958.
- Бувалкин А. К. К вопросу о тектонических движениях мезозоя Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 3, 1960.
- Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана. В кн. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Тр. ин-та геол. наук АН КазССР, т. 23, 1968.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 104, Изд-во «Наука», 1964.
- Галицкий В. В., Геккер Р. Ф., Костенко Н. Н., Сакулина Г. В. Каратауское юрское озеро. В кн. «Путеводитель экскурсии пятой палеоэкологической сессии на юрские отложения хребта Каратау в Южном Казахстане». Южноказахстанское геологическое управление, Алма-Ата, 1968.
- Геккер Р. Ф. Каратауское месторождение фауны и флоры юрского возраста. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 15, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1948₁.
- Геккер Р. Ф. Путеводитель по палеонтологическим памятникам района Каратауского участка Аксу-Джебаглинского государственного заповедника. Изд-во АН КазССР, 1948₂.
- Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР, ч. 1, Госгеолиздат, 1954.
- Зубцов Е. И. К условиям формирования Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Средней Азии. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., вып. 19, 1956.
- Ма Цзинь. Альпийская складчатость центральной части Ферганского хребта. Автореф. канд. дис., М., 1962.
- Мартинсон Г. Г. Новые мезозойские пресноводные пластинчатожаберные из Ферганы. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 73, 1953.

- Огнев В. Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Изд-во Кирг. фил. АН СССР, Фрунзе, 1946.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (история развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). Изд-во АН СССР, 1955.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. Изд-во АН СССР, 1957.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, масштаб 1 : 5 000 000). Изд-во «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд-во ГУГК, 1966.
- Шабаров Н. В. Новый (Восточно-Ферганский) каменноугольный бассейн в Киргизской ССР и его аналоги в Узбекской и Таджикской ССР. Сов. геология, № 6, 1939.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
30 декабря 1968 г.

УДК 551.243.4(234.853)

Т. Т. КАЗАНЦЕВА, М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Р. А. ГАФАРОВ

**ОБ АЛЛОХТОННОМ ЗАЛЕГАНИИ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ
МАССИВОВ КРАКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

Рассмотрен вопрос об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале. Описаны разрезы палеозоя субплатформенного и эвгеосинклинального типа, расположенные на незначительном удалении друг от друга. Сближение гетеротипных формаций объясняется наличием тектонического покрова.

Вероятно, гипербазиты в остывшем виде вместе с ассоциирующими с ними осадочными и вулканогенными породами силура перемещены с восточного склона Урала на расстояние 20—30 км.

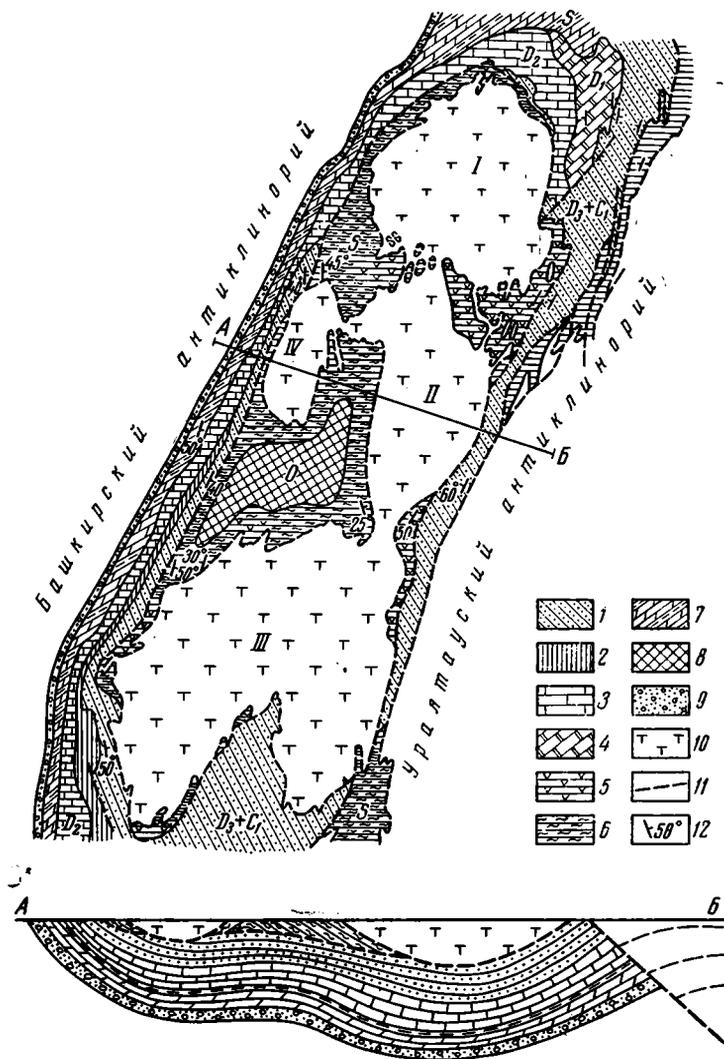
В начале 30-х годов нашего столетия большой популярностью пользовалась точка зрения о покровном строении Урала (Фредерикс, 1927; Архангельский, 1932; Блохин, 1932 и др.). Вследствие ряда ошибок, допущенных в трактовке геологии Урала ее сторонниками, эта идея была оставлена и вскоре забыта. На смену покровной гипотезе пришли представления о простом строении Уральского хребта. Между тем глубокое бурение и детальные геологические съемки, проведенные в последние годы на Южном и Среднем Урале, показали здесь существование крупных надвиговых покровов (Камалетдинов, 1962, 1965).

Сейчас авторы настоящей статьи получили новые данные о геологическом строении района западного склона Южного Урала, известного в литературе как Кракинское поднятие. Эти данные свидетельствуют об аллохтонном залегании крупных гипербазитовых массивов рассматриваемого района и не согласуются с существующим мнением об их антиклинальной структуре.

Учитывая, что вопрос о строении и происхождении ультраосновных массивов Крака более 30 лет является предметом оживленной дискуссии и что расшифровка структурной позиции этих гипербазитов имеет большое теоретическое и практическое значение, представляется необходимым привести новые данные, полученные авторами по геологии этого района.

Гипербазитовые массивы Крака располагаются на западном склоне Урала, в северной части так называемого Зилаирского синклинория, сложенного в осевой зоне граувакками зилаирской серии верхнего девона и низов нижнего карбона (рисунок). Здесь, на левом берегу р. Белой обнажаются четыре выхода гипербазитов размерами от 2 до 23 км в поперечнике, имеющих в плане округлую и меридионально вытянутую формы. С юга на север здесь располагаются: Южный, Средний, Узьянский и Северный Крака. В непосредственном контакте с гипербазитами во многих пунктах залегают своеобразные отложения, характеризующиеся значительным развитием вулканогенных пород, среди которых преобладают эффузивные образования основного состава. Это спилиты, вариолиты, диабазы, туфы и туфобрекчии. В качестве прослоев между ними залегают глинистые, глинисто-туфогенные и кремнистые сланцы.

Впервые эти отложения выделил Д. Г. Ожиганов (1941) в бетринскую свиту силура—нижнего девона. Позднее А. В. Клочихин переименовал их в краинскую свиту и отнес к нижнему карбону на основании их залегания на зилаирской свите (D_3fm-C_1t). Мощность опи-



Геологическая карта и разрез района гипербазитовых массивов Крака

1 — граувакки и глинистые сланцы фаменского яруса верхнего девона (зилаирская серия); 2 — известняки франского яруса; 3 — известняки среднего девона; 4 — известняки нижнего девона; 5 — эффузивы силура; 6 — кремнистые сланцы силура; 7 — доломиты и глинистые сланцы силура; 8 — песчаники и сланцы уразинской свиты ордовика; 9 — кварцевые песчаники ордовика; 10 — гипербазиты массивов Крака; 11 — тектонические контакты; 12 — наклонное залегание слоев.

Цифры на схеме: I — Северный Крака, II — Средний Крака, III — Южный Крака, IV — Узьянский Крака

сываемых отложений, по данным А. В. Клочихина, до 1000 м. В 1967 г. в прослоях кремнистых сланцев бетринской свиты, в 4 км восточнее д. Узьян, А. В. Клочихин обнаружил силурийские (лудловские) граптолиты: *Pristiograptus bohemicus* Wagr¹, и тем самым окончательно был установлен силурийский возраст рассматриваемых отложений.

¹ Определение Б. М. Садрисламова.

В качестве примера, показывающего последовательность напластований бетринской свиты Кракинского района, может быть приведено описание разреза этой свиты по правому берегу р. Узьян, в 4 км выше устья руч. Катарыш, составленное А. В. Ключихиным.

Здесь к юго-востоку от ядра небольшой антиклинальной складки обнажаются снизу-вверх:

1. Глинисто-туфогенные сланцы темно-зеленовато-серые, тонко рассланцованные. Видимая мощность 6 м.
 2. Спилиты сильно выветрелые. Мощность 2 м.
 3. Кремнистые сланцы зеленовато-серые. Мощность 16 м.
 4. Спилиты зеленовато-серые, сильно выветрелые и трещиноватые. Мощность 20 м.
 5. Спилитовые порфириты. Мощность 48 м.
 6. Задерновано. Мощность 24 м.
 7. Кремнистые сланцы. Видимая мощность 12 м.
 8. Задерновано. Мощность 13 м.
 9. Диабазы оливинсодержащие. Видимая мощность 31 м.
 10. Кремнистые сланцы. Мощность 2 м.
 11. Туфы основного состава с различной крупностью обломков. Преобладают крупнообломочные туфы с размером обломков от 1 до 20 см. Изредка встречаются мелко-мощные прослои глинисто-туфогенных сланцев. Мощность 119 м.
 12. Диабазы оливиновые, мелкозернистые. Мощность 20 м.
 13. Глинисто-туфогенные сланцы зеленовато-серые, тонкоплитчатые. Мощность 8 м.
 14. Диабазы мелкозернистые, с прожилками кварца. Мощность 10 м.
 15. Глинисто-туфогенные сланцы, в верхней части переходящие в туффиты. Мощность 1 м.
 16. Туфы основного состава, крупнообломочные, с тонкими прослоями глинисто-туфогенных сланцев. Мощность 51 м.
 17. Диабазы. Мощность 48 м.
 18. Диабазовые порфириты. Мощность 5 м.
- Общая видимая мощность силурийских отложений составляет 436 м.

Приведенный выше разрез бетринской свиты силура обнаруживает большое сходство с разрезами разновозрастных образований восточного склона Урала.

Сопоставление вулканогенных пород рассматриваемого нами района и Восточно-Уральского прогиба, произведенное Н. А. Румянцевой на основании петрографического, химического и спектрального анализов, позволило ей прийти к заключению, что по положению в разрезе, характеру пород и их петрохимическим особенностям бетринская свита может быть сопоставлена с баймак-бурибаевской свитой (главным образом ее нижней толщей).

Значительные проявления вулканизма, которые наблюдаются в бетринской свите Кракинского района, и образование интрузий обычно связаны с внутренними, эвгеосинклинальными зонами складчатых областей. Эти зоны располагаются, как правило, в известном удалении от края сопредельных платформ и отделены от последних миогеосинклинальными зонами без проявлений вулканизма. Между тем в рассматриваемом нами районе наблюдаются иные пространственные взаимоотношения пород различного фациального состава. Так, к описанным выше эвгеосинклинальным образованиям бетринской свиты с запада и с севера примыкают субплатформенные отложения, слагающие западное крыло и северную центроклиналь Залаирского синклинория. Силурийские образования здесь представлены в основном карбонатными и глинистыми породами общей мощностью до 500—700 м.

Сводный разрез силура западного крыла Залаирского синклинория имеет следующее строение:

Ландоверийский ярус сложен доломитами, иногда алевритистыми и мелкопесчанистыми, с линзами и прослоями песчаников и глинистых сланцев, с редкой фауной граптолитов. Мощность от 17 до 50 м.

Венлокский ярус представлен темноокрашенными глинистыми сланцами с тонкими прослоями известняков, богатых брахиоподами и кораллами. Мощность 300—600 м.

Лудловский ярус характеризуется существенно карбонатным составом. В нижней части преобладают доломиты с линзами кварцевых песчаников. Верхняя часть сло-

жена известняками, местами доломитизированными, с фауной брахиопод и кораллов. Мощность 120—200 м.

Выше располагаются девонские отложения, сложенные в основном известняками и доломитами с редкими прослоями кварцевых песчаников и аргиллитов.

Лишь фаменский ярус верхнего девона представлен мощной толщей граувакк и глинистых сланцев, выполняющих ядро Зилаирского синклинория.

Строение разреза палеозойских отложений западного крыла Зилаирского синклинория детально изучалось нами по ручью Кайнуу. Здесь в устье ручья обнажаются кварцевые песчаники и алевроиты ашинской свиты венда с прослоями тиллитовидных конгломератов. Верхняя часть разреза ашинских пород представлена грубозернистыми кварцевыми песчаниками светлой скраски, на которых залегают силурийские отложения (снизу вверх):

Ландоверийский ярус (выделен здесь условно). Представлен он песчаниками и алевролитами кварцевыми, серого цвета, мелкозернистыми, тонкоплитчатыми, с прослоями зеленовато-серых аргиллитов. Мощность 45 м.

Отложения венлокского яруса залегают на ландоверийских песчаниках с постепенным переходом. В составе их преобладают листоватые глинистые сланцы, совершенно аналогичные сланцам других разрезов венлока западного склона Зилаирского синклинория. Мощность 80 м¹.

Лудловский ярус сложен доломитами и известняками с многочисленными *Lissatrypa linguata* Vach. и *Orthoceras* sp. Мощность 70 м. Общая мощность силурийских отложений в приведенном разрезе 195 м.

На породы силура налегают отложения девона:

Средний девон. Эйфельский ярус

Ваняжские слои — песчаники желтовато-серые, иногда с фиолетовым оттенком, мелкозернистые, кварцевые, с многочисленными остатками поилофитов *Hostimella*. Мощность 6 м.

Вязовские слои — темно-серые глинистые известняки, прослоями с многочисленными остракодами *Leperditia barbotana* Schm. и *Leperditia moelleri* Schm.

В средней части известняков содержится прослой желтовато-серого кварцевого песчаника мощностью 1,5 м. Мощность 239 м.

Кальцеоловые и бийские слои — известняки серые и темно-серые. В верхней тридцатиметровой пачке встречена фауна, характерная для бийских слоев: *Conchidiella baschkirica* Tschern., *Favosites goldfussi* var. *eifeliensis* Pen., *Cyclochaetetes* ex. gr. *rotundus* (Lec.), *Amphipora ramosa* var. *minor* Riab.² Мощность 72 м.

Живетский ярус

Афонинские слои — известняки темно-серые, тонкослоистые, глинистые, с прослоями известково-глинистых сланцев и черных кремней с *Stilolina* sp. и *Tentaculites* sp. В 80 м ниже кровли афонинских слоев встречен прослой желтовато-серого кварцевого песчаника мощностью 1,7 м. Мощность афонинских пород 286 м.

Чусовские слои — песчаники светлые и темно-серые, мелкозернистые кварцевые. Мощность 2,5 м.

Чеславские слои — серые, слоистые известняки с *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Amphipora* sp. и *Penekiella* sp. Мощность 135 м.

Верхний девон. Франский ярус

Представлен в большей нижней части серыми и темными известняками с *Amphipora* ex. gr. *uchtensis* Riab., *Thamnopora* ex. gr. *pulchra* Tschern., *Megaphyllum paschiense* Soshk. и др. Мощность 237 м.

В верхней части карбонатного разреза выделяются барминские слои, представленные известняками с многочисленными брахиоподами: *Hypothyridina cuboides* Sow., *Septalaria* cf. *formosa* Schnur., *Atrypa posturalica* Mart., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Pugnax acuminata* Mart. Мощность 15 м.

¹ Внутри этой толщи возможно тектоническое нарушение.

² Кораллы определил Н. Я. Спасский.

На бугристой, участками окремненной поверхности известняков барминских слоев с размывом залегают терригенные породы зилаирской серии фаменского яруса, представленные тремя свитами: темировской, канской и яумбаевской.

В составе темировской свиты преобладают глинистые сланцы. В гальках и глыбах известнякового конгломерата, залегающего среди сланцев в виде линзы, встречены перетолженные франские (барминские) брахиоподы: *Theodossia sp.*, *Schizophoria sp.*, *Buchiola sp.*, *Pugnoides cf. trialqvalis* (Goss), *Atrypa sp.* Мощность свиты 200 м.

Выше, с постепенным переходом валагает канская свита, сложенная, в основном, граувакками. В подчиненном количестве отмечаются прослои алевролитов и глинистых сланцев. Мощность 250 м.

На граувакках канской свиты располагаются породы яумбаевской свиты, в составе которой граувакки, алевролиты и глинистые сланцы занимают примерно равное положение. В отложениях этой свиты (в линзе известняка) М. А. Камалетдиновым (1960) найден коралл *Nalivkinella aff. profunda* Sochk., характерный для фаменского яруса. Мощность 220 м.

Моноклинальное залегание пород в свитах зилаирской серии в разрезе р. Кайнуу не вызывает сомнения. Восточное падение пластов здесь характеризуется удивительной выдержанностью по всему разрезу от ашинских песчаников на западе до яумбаевской свиты включительно на востоке.

Далее на восток породы яумбаевской свиты погружаются под надвинутые на них серпентиниты и ассоциирующие с последними вулканогенно-осадочные образования силура. Следовательно, в Кракинском районе в непосредственной близости друг к другу располагаются разновозрастные (силурийские) образования, с одной стороны, эвгеосинклинального типа, с другой — субплатформенного. Эти два комплекса, характеризующиеся совершенно различным литологическим составом, строением и мощностью, несомненно формировались в резко различных фациальных условиях и в значительном удалении друг от друга.

Описанное нами сближение гетеротипных формаций может быть удовлетворительно объяснено лишь наличием крупного тектонического покрова (шарьяжа), по которому мощная эффузивно-осадочная толща пород перемещена с востока на запад из эвгеосинклинальной зоны Урала в ее миогеосинклинальную зону и полностью перекрывает формации переходного типа.

Сказанное выше позволяет прийти к заключению, что гипербазиты массивов Крака совместно с сопутствующей им вулканогенно-осадочной толщей силура и ордовика слагают аллохтон, располагающийся на породах зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона, выполняющих ядро Зилаирского синклинория.

О справедливости такого заключения свидетельствует и изучение контактов гипербазитов и пород бетринской свиты с окружающими осадочными образованиями зилаирской серии. Всюду эти контакты являются тектоническими и полого падают внутрь Кракинской зоны, под более древние породы.

Пологое налегание серпентинитов под углами от 15 до 30° на зилаирские отложения наблюдалось нами во многих пунктах (на правом берегу р. Б. Апшак, у северной окраины д. Магадеево, у д. Яумбаево и других местах). По наблюдениям П. Н. Кропоткина, в районе д. Магадеево на некоторых участках угол наклона поверхности надвига составляет не более 3°.

Налегание пород бетринской свиты силура через зону тектонических брекчий на зилаирские отложения наблюдалось в горных выработках, пройденных на правом берегу р. Мамбет-Елга, у д. Магадеево, и у д. Абдулмамбетово, в правом борту р. Ю. Узая и т. д.

Почти повсеместно как интрузивные, так и осадочные породы в зоне тектонического контакта подвергались значительной милонитизации и развальцеванию. Ультраосновные породы превращены в серпентинитовые сланцы, а породы зилаирской серии раздроблены и окремнены.

Важно отметить, что элементы сланцеватости в серпентинитах и осадочных породах совпадают.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что представления об антиклинальном строении Кракинской зоны ошибочны.

И действительно, согласно данным геофизики, гипербазитовые массивы Крака залегают в виде маломощных бескорневых блоков на мощной толще осадочных пород.

По гравиметрическим и аэромагнитным наблюдениям, мощность массивов гипербазитов составляет для Южного Крака около 0,8—1,2 км, для Северного Крака — около 1 км, для Среднего Крака — около 2—3 км.

Гипербазиты Крака и ассоциирующие с ними осадочно-вулканогенные породы силура эвгеосинклинального типа слагают не антиклинальное поднятие, как предполагалось ранее, а сложный тектонический покров (шарьяж), покоящийся на более молодых осадочных отложениях зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона. К такому же выводу в результате полевых исследований (проведенных в 1967 г. в районе гор Крака) пришел П. Н. Кропоткин.

Согласно данным геофизики, поверхность надвига — пологая, угол наклона ее не превышает 10—12°. Этот покров надвинут с востока и приведен в контакт с разрезами платформенного типа, полностью перекрывая переходные формации, развитые к востоку от Кракинского покрова.

Учитывая, что полоса «коренных» выходов гипербазитов, связанная с Главным Уральским разломом, располагается в 20—30 км к востоку от массивов Крака, можно предполагать, что амплитуда перемещения Кракинского покрова не менее указанных выше цифр.

Направление движения покрова, вероятно, не было строго широтным, о чем позволяют предполагать особенности ориентировки магматических структур, которые, согласно С. В. Москалевой (1962), представляют собой вытянутые в северо-западном направлении тела дунитов, гарцбургитов и ларцолитов. Такое расположение магматических структур, вероятно, связано с направлением тектонического скольжения гипербазитов, размягченных колоссальным тектоническим давлением, с северо-востока на юго-запад, нормально к ориентировке магматических структур.

Следует отметить, что присутствие на Урале аллохтонных гипербазитов, очевидно, не ограничивается лишь Кракинским районом.

Например, в южной части Южного Урала, в бассейне р. Сакмары, гипербазитовые массивы принимают участие в сложении крупного тектонического покрова (Камалетдинов, 1968).

Севернее Кракинского покрова располагаются останцы Тирлянского тектонического покрова, представленные четырьмя изолированными телами серпентинитов, ассоциирующими с вулканогенно-осадочными отложениями бетринской свиты силура. Постелью этого покрова служат известняки нижедевонского возраста, вскрытые скважиной картировочного бурения, которая прошла сквозь отложения бетринской свиты.

В настоящее время аллохтонное залегание ультраосновных пород установлено в ряде складчатых областей различного возраста: в Лигурии, Югославии, Албании, Греции, Армении (оз. Севан), Иране, где они обычно лежат в основании шарьяжных пластин (Пейве, 1965; Белостоцкий, 1965; Казьмин, 1966; Bailey, 1954; Ciric, 1961; Kober, 1952; Steinman, 1926).

Все сказанное выше позволяет прийти к заключению, что аллохтонные гипербазиты в геосинклинальных областях пользуются широким распространением.

Между тем это обстоятельство не всегда учитывается при определении возраста вулканических циклов в складчатых зонах. Например, нахождение гипербазитов на поверхности более молодых осадочных толщ часто приводит к ошибочному выводу о более позднем, чем в действительности, времени внедрения ультраосновной магмы.

В последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о том, что гипербазиты, не связанные непосредственно с глубинными разломами, установленными геологической съемкой и геофизикой, как правило, оказываются аллохтонными образованиями.

Литература

- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. X (1), 1932.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы Динарид. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. X (1), 1932.
- Заварицкий А. Н. Перidotитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. В кн. «Петрография Урала», ч. 1, Изд-во АН СССР, 1937.
- Камалетдинов М. А. О клиппенах на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, № 1, 1965.
- Камалетдинов М. А. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. Геология нефти и газа, № 3, 1963.
- Камалетдинов Р. А. Возраст и стратиграфия зилаирской серии на западном склоне Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 132, № 6, 1960.
- Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного склона Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., вып. 104, Изд-во АН СССР, 1949.
- Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала. Сов. геология, № 12, 1962.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Наливкин Д. В. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1954.
- Ожиганов Д. Г. Геология хребта Урал-Тау и района перidotитового массива Южный Крак. Тр. Башкирского геол. упр., вып. 12, 1941.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 182, Изд-во «Наука», 1968.
- Фредерикс Г. Н. Вопросы тектоники Урала. Вестн. геол. ком-та, № 4, 1927.
- Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. X (2), 1932.
- Bailey E. B., Mc Callienn W. J. Serpentine lavas the Ankara melange and the Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. v. 62, № 11, 1952—1954.
- Circ V. Über die Diabas-Hornstein-Formation der Dinariden und analogie Bildungen. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 113, H. 1, 1961.
- Kober L. Leitlinien der Tectonic Jugoslaviens. Београд. Научна книга, 1952.
- Steinmann G. Die ophiolithischen zonen in den mediterranen Kettengebirge. C. R. 14 Congress Geol. Intern. Madrid 2, 1926.

Стерлитамакская
геологопоисковая контора,
Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
24 апреля 1969 г.

УДК 551.243.4 (235.216)

В. С. БУРТМАН, В. Л. КЛИШЕВИЧ

О ВАРИССКИХ ШАРЬЯЖАХ В ЮЖНОЙ И СЕВЕРНОЙ ФЕРГАНЕ
(ТЯНЬ-ШАНЬ)

Структура центральной части Южного Тянь-Шаня характеризуется широким развитием варисских шарьяжей. Основными структурными элементами Южной Ферганы, сформировавшимися в конце среднего карбона, являются автохтонный комплекс и аллохтон, который состоит из трех шарьяжей: нижнего (Абшир), среднего (Талдык) и верхнего (Шанкол). В Северной Фергане выделены: автохтон, аллохтонный комплекс Керей, вероятно, соответствующий двум нижним шарьяжам Южной Ферганы, а шарьяж Шайдан, аналогичный шарьяжу Шанкол в Южной Фергане.

Образование шарьяжей предшествовало орогенному этапу развития региона, который охватывает конец среднего карбона, позднекаменноугольную эпоху и раннюю пермь. В конце палеозоя тектонические пластины шарьяжей были смяты совместно с автохтоном: вначале в вертикальные складки, сопровождаемые сбросами, взбросами и небольшими надвигами, а затем в горизонтальные складки, ассоциирующиеся со сдвигами.

Анализ геологического строения центральной части Южного Тянь-Шаня свидетельствует о том, что ее структура определяется широким развитием варисских шарьяжей. Изучение внутреннего строения аллохтона привело авторов к выводу, что он состоит из нескольких шарьяжей, имеющих региональное распространение.

ЮЖНАЯ ФЕРГАНА

Основными структурными элементами Южной Ферганы, сформировавшимися в конце среднего карбона, являются автохтонный комплекс и аллохтон, который состоит из трех шарьяжей. Снизу вверх залегают шарьяжи: Абшир, Талдык и Шанкол. Пермские складчатые процессы и движения по разломам, денудация в конце палеозоя, а затем альпийские движения и вызванные ими интенсивные эрозионные процессы привели к современной картине распределения тектонических пластин и останцов шарьяжей, и тектонических окон, в которых обнажены более низкие шарьяжи или автохтон. В схематическом виде эта картина изображена на рис. 1, где показана территория Алайского хребта и его предгорий.

Автохтон. В основании разреза автохтона в тектонических окнах Ярунтуз (5) * и Актур (10) и в Чильмайрамском блоке (1) залегают песчано-глинистые отложения верхнего силура. Нижний девон в западной части территории представлен толщей конгломератов и песчаников, которая вверх по разрезу сменяется светлыми рифогенными известняками, охватывающими также и эйфельский ярус. Восточнее конгломераты основания девона замещаются слоистыми известняками. Разрез верхней половины девона образован толщей слоистых известняков или доломитов. Разрез каменноугольных отложений начинается слоистыми известняками турне, согласно залегающими на породах верхнего девона

* Здесь и далее цифры в скобках обозначают номера тектонических структур на рис. 1.

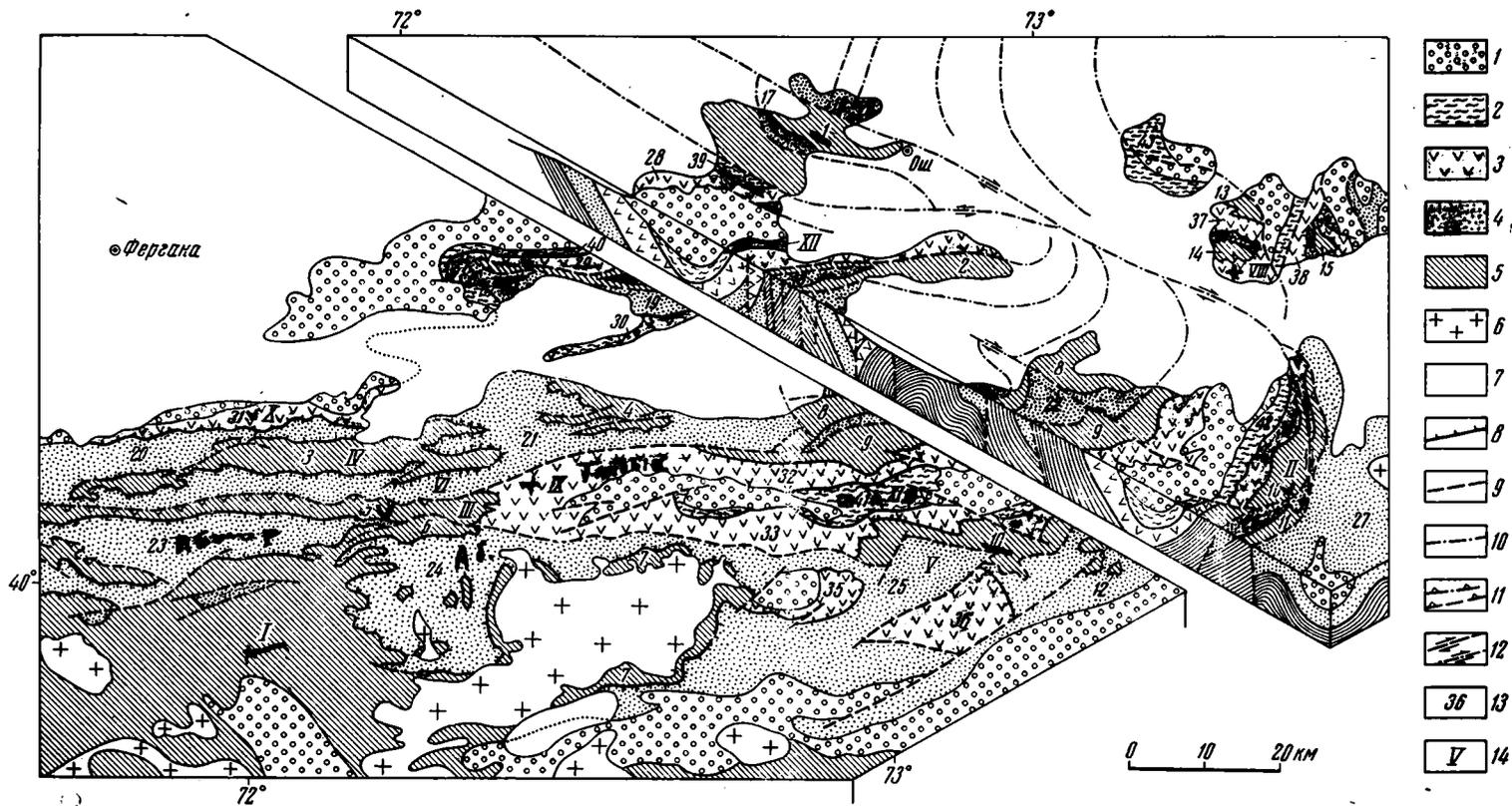


Рис. 1. Структурная схема восточной части Алайского хребта (Южная Фергана)

1 — верхний палеозой; 2—5 — средний палеозой; 2 — шарьяж Шанкол, 3 — шарьяж Талдык, 4 — шарьяж Абшир, 5 — автохтон; 6 — пермские гранитоиды; 7 — мезозой и кайнозой; 8 — надвиговые поверхности в подошве шарьяжей; 9—12 — разломы пермские: 9 — прослеженные, 10 — предполагаемые, 11 — надвиги, 12 — крупные сдвиги; 13 — номера тектонических структур, упомянутых в тексте; 14 — местонахождение стратиграфических разрезов, изображенных на рис. 2

(рис. 2). Выше следуют массивные известняки визе, которые трансгрессивно налегают на более древние горизонты, вплоть до франского яруса. В Чильмайрамском блоке (1) отложения моложе визе не установлены. В тектоническом окне Папан (2) появляется небольшой мощности терригенная кремнистая толща намюрского возраста. Далее к югу, на территории северного склона Алайского хребта, верхняя часть разреза нижнего карбона и низы среднего карбона представлены карбонатными, а местами — терригенно-карбонатными отложениями. Венчает разрез автохтона терригенная толща московского яруса.

Автохтонный комплекс слагает крупные складчатые формы. Антиклинальные структуры автохтона обнажены в тектонических окнах и полуокнах Арпалык (3), Мечетьмия (4), Гезарт (7), Чат (12) и др. В тектонических окнах (2, 5, 8, 9, 10 и др.), расположенных на крыльях синформных складок, видно моноклиналиное залегание слоев автохтона. Вертикальное электрическое зондирование, а местами и буровые работы, позволили в ряде случаев проследить известняки (высокоомный горизонт) на несколько километров под породами аллохтона. Так, например, высокоомный горизонт известняков прослежен геофизическими работами под Тегермачским тектоническим останцом (24) от полуокна Джельбелес (6) до небольших тектонических окон в центральной части этого останца (Замалетдинов и др., 1968). Буровыми и геофизическими работами известняки автохтона прослежены под аллохтонной толщей на западном окончании тектонического окна Арпалык (3) и к югу от него, местами до окна Яурунтуз (5).

Шарьяж Абшир. Аллохтонный комплекс шарьяжа Абшир занимает значительную часть Алайского хребта и продолжается на запад з хребет Туркестанский. Стратиграфический разрез аллохтона (рис. 2) начинается мощной толщей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с граптолитами силура. Толща имеет зеленовато-серую или пеструю окраску. На юге (23—25), на этой толще лежит пачка известняков с фауной позднего лудлова и раннего девона. В большинстве же случаев на терригенные породы силура трансгрессивно налегает обломочная (20, 21, 23, 25) или кремнисто-сланцевая (16—19) толща девона. На этой толще или непосредственно на силуре залегает кремнисто-карбонатная толща нижнекаменноугольного возраста. Венчает разрез толща терригенных пород, отвечающая башкирскому ярусу и нижнемосковскому подъярису.

Слои автохтона, подошва шарьяжа и слои аллохтона залегают в целом параллельно. Эта параллельность нарушена на отдельных участках мелкой складчатостью в аллохтоне и в приконтактной зоне автохтона. На большей части территории силурийские породы шарьяжа Абшир налегают на слои московского яруса, лишь местами они залегают на более древних породах автохтона: башкирских, намюрских или визейских. Образование в перми системы синформных и антиформных складок привело к тому, что тектонические пластины выходят на земную поверхность в наклонном и нередко в крутом залегании. Параллельное залегание надвиговой поверхности шарьяжа со слоями автохтона позволяет уверенно отличать подошву шарьяжа от более поздних разломов, секущих по отношению к слоистости. Надвиговая поверхность шарьяжа Абшир сопровождается зоной катаклизитов мощностью обычно до 1—3 м. В ряде мест можно видеть зону тектонической брекчии мощностью 5—15 м.

В верховьях р. Абшир, в тектонических окнах среди наиболее эффектного Тегермачского останца шарьяжа (24), видно, как силурийские породы аллохтона налегают на каменноугольные слои по почти горизонтальной надвиговой поверхности. Пологое залегание подошвы шарьяжа (10—20°) наблюдается также у восточного края и местами на западной границе Тегермачского останца. У его северной границы, в долине

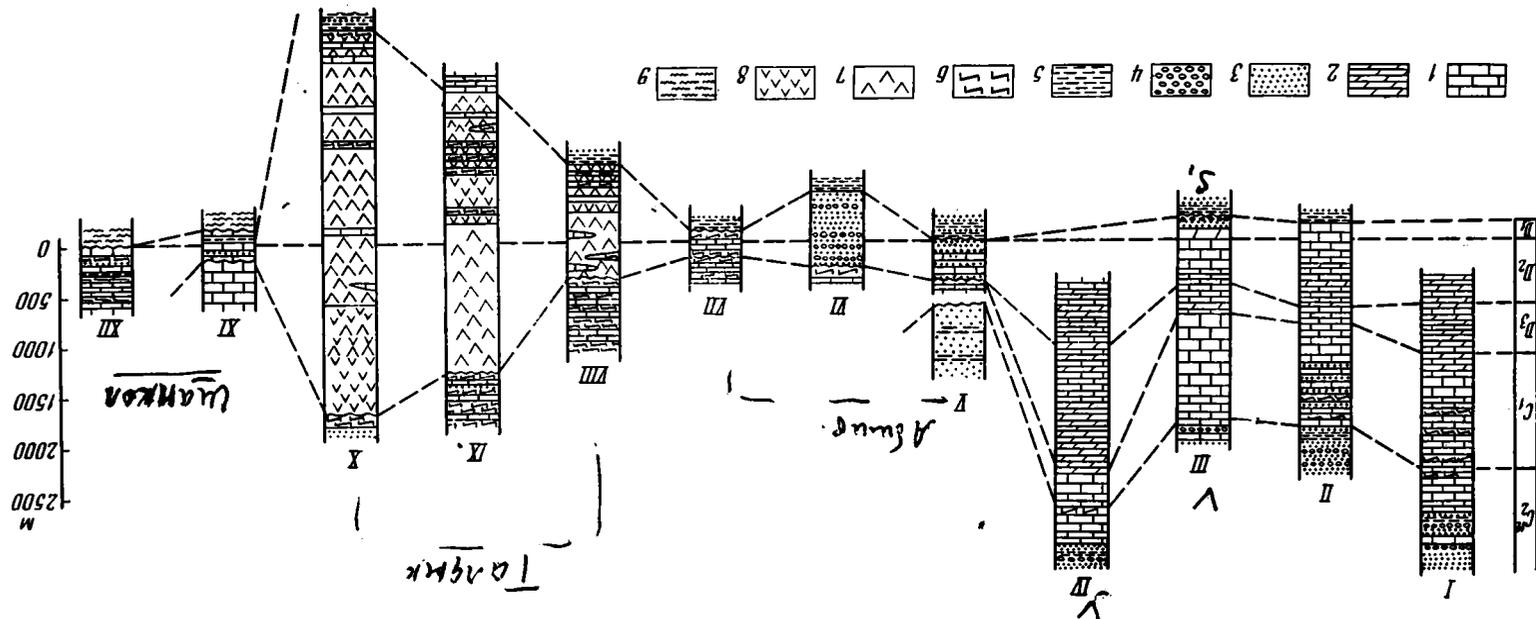


Рис. 2. Стратиграфические колонки среднепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.

1—IV — автохтон; V—VII — шарьяж Абшир; VIII—X — шарьяж Талдык; XI, XII — шарьяж Шанкол. Местоположение стратиграфических разрезов, показано на рис. 1

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — глинистые сланцы; 6 — кремнистые сланцы; 7 — диабазы и диабазовые порфириды; 8 — туфы; 9 — метаморфические сланцы

р. Абшир, подошва шарьяжа наклонена под углом 60° . Западнее ее наклон уменьшается до 30° . Внутреннее строение этого останца было недавно подробно описано (Буртман, 1968₁; Буртман, Шмидт, 1970; Замалетдинов и др., 1968). Тегермачский останец соединен узким перешейком с Карагурской пластиной шарьяжа Абшир (25—27), которая занимает значительную часть бассейна р. Кичикалай-восточный и прослеживается на левобережье р. Гульчи. Подошва шарьяжа выходит на дневную поверхность у западного края пластины, по периферии большого тектонического полуокна Гезарт (7). Это полуокно представляет собой ядро антиформной складки. Залегание подвиговой поверхности вдоль южного и восточного края полуокна крутое. На северном крыле, в бассейне р. Киргизата, эта подвиговая поверхность наклонена под углом $50\text{--}60^\circ$, вблизи устья р. Гезерт — 40° . В восточной части Карагурской пластины подошва аллохтона хорошо видна в небольшом тектоническом окне Чат (12) в верховьях р. Мурдаши. Здесь эрозией вскрыто ядро антиформной складки. Залегание надвиговой поверхности на ее крыльях $60\text{--}70^\circ$, а на погружении складки $30\text{--}40^\circ$. На западном погружении тектонического окна Мурдаши (11) подошва шарьяжа залегает под углом $20\text{--}30^\circ$.

Северная полоса выходов абширского аллохтона представлена Чаувайской пластиной (20—21) и тектоническим останцом Бидона (22). Подошва шарьяжа выходит здесь на земную поверхность в тектонических окнах Арпалык (3), Мечетьмия (4) и Ляглян (8). Окно Арпалык имеет длину около 60 км. В целом оно соответствует ядру антиформной складки, осложненному позднепалеозойскими сбросами. Складка наклонена и частично опрокинута на север. Поэтому залегание подошвы шарьяжа вдоль северного края окна крутое, а местами поверхность надвига вместе со слоями автохтона и аллохтона находится в опрокнутом залегании. На западном замыкании тектонического окна надвиговая поверхность погружается под силурийские породы под углом 25° , вдоль южного края тектонического окна она обычно наклонена под углом $40\text{--}60^\circ$. На южном склоне гор Акташ-Карабий подошва шарьяжа выполаживается до $15\text{--}25^\circ$, в долине Чаувае местами до $10\text{--}15^\circ$. В междуречье Исфайрама и Абшира тектоническое окно Арпалык состоит из двух ветвей, являющихся ядрами антиформных складок. Залегание надвиговой поверхности в западной части тектонического окна Мечетьмия (4) обычно $40\text{--}60^\circ$, местами надвиг выполаживается до $10\text{--}15^\circ$. В восточной части тектонического окна поверхность надвига наклонена на $20\text{--}30^\circ$. Подошва тектонического останца Бидона (22) погружается под углом $50\text{--}70^\circ$; в восточной части останца надвиговая поверхность выполаживается до $10\text{--}15^\circ$.

В низких предгорьях Алая тектонические останцы шарьяжа Абшир сохранились в долине р. Аравана, в горах Улугтау и Ошских горках. На р. Араване подошва тектонических останцов видна в очень крутом залегании. Наиболее северный в Южной Фергане выход подошвы шарьяжа Абшир находится к северу от гор Чильустун. Надвиговая поверхность наклонена здесь под углом 40° (17). Абширский аллохтон виден также в тектонических окнах среди шарьяжа Талдык в горах Алдыяр. В окне Куршаб (14) Абширский аллохтон залегает на крыле антиформной складки, в ядре которой обнажены породы автохтона. Аллотонная пластина наклонена на $50\text{--}70^\circ$. В окне Каинды (15) эта тектоническая пластина также залегает круто.

Внутреннее строение аллохтона характеризуется широким развитием S-образных и изоклинальных складок, возникших во время движения шарьяжа. Размер этих складок невелик, лишь изредка их амплитуда достигает сотен метров. Наклон осевых поверхностей изоклинальных складок близок к залеганию подошвы шарьяжа (Буртман, 1968₁; Буртман, Шмидт, 1970). Поэтому на участках пологого залегания тектонической пластины изоклинальные складки лежащие. В тектонических пластинах,

деформированных позднепалеозойскими движениями, эти ранее возникшие складки приобрели вторичный наклон, и их осевые поверхности нередко залегают весьма круто.

Шарьяж Талдык сложен мощной толщей вулканогенных пород. В основании разреза, как и в шарьяже Абшир, залегают песчано-сланцевая толща силура. В отличие от силурийских пород Абширского аллохтона здесь отмечается большее количество песчаников и более монотонная зеленовато-серая окраска пород. Уже в лудлове в ряде мест заметную роль в строении толщи играют диабазы и туфы, переслаивающиеся с кремнистыми и глинистыми сланцами. Лучше всего это видно в разрезах западной части Киргизатинской тектонической пластины (IX, рис. 2). Нижнедевонские отложения представлены мощной толщей основных туфов. Верхняя часть нижнего и низы среднего девона сложены шаровыми лавами диабазов и диабазовых порфиритов. Выше вновь залегают толща основных туфов, имеющая среднедевонский и, возможно, верхнедевонский возраст. Разрез заканчивается кремнисто-известняковой толщей нижнего карбона.

Шарьяж Талдык налегает на породы автохтона или на шарьяж Абшир. При этом, как и в основании шарьяжа Абшир, наблюдается параллельное залегание Талдыкского аллохтона, надвиговой поверхности и подстилающих слоев. Надвиговая поверхность фиксируется по зоне брекчирования и милонитизации пород мощностью до 10 м. Шарьяж Талдык обнажен главным образом на крыльях синформных складок, где тектонические пластины залегают весьма круто. Подошва шарьяжа хорошо видна вдоль северного края Киргизатинской тектонической пластины (32—34), где она наклонена обычно под углом 50—60°, местами выполаживаясь до 20—30°. На западном окончании этой тектонической пластины подошва шарьяжа залегают круто, лишь местами наклон уменьшается до 40—45°. Вдоль южного края Киргизатинской пластины подошву шарьяжа удается наблюдать редко; ее наклон, как правило, достигает 70—80°. Небольшие останцы шарьяжа Талдык расположены в горах Алдыяр (37, 38). Наклон подошвы шарьяжа здесь 30—40°. В основании тектонического останца Чалкуйрук (36) в верховьях одноименной реки можно наблюдать параллельное налегание кремнисто-эффузивной толщи девона на намюрские известняки Абширского аллохтона с падением 40—50° на запад. На левобережье Исфайрама местами видна пологая надвиговая поверхность в подошве тектонического останца Учкурган (31). В горах Карачатыр тектонические останцы шарьяжа Талдык (28, 29, 30) залегают круто.

Шарьяж Шанкол залегают в мульдах синформных структур. От нижних шарьяжей и автохтона он резко отличается степенью метаморфизма слагающих его пород. Это актинолит-альбит-кварцевые, хлорит-эпидот-кварцевые и другие кристаллические сланцы, местами сложно перемятые и имеющие большую мощность. Предположения о возрасте метаморфических сланцев колеблются от докембрия (Синицын, 1960) до среднего девона (Горянов и др., 1961). Более вероятно их древний возраст. Эта толща перекрыта слабо метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями нижнего — среднего девона, на которых залегают известняки турне. В обнажениях видно параллельное залегание слоистости в аллохтонных комплексах Шанкол и Талдык и разделяющей их надвиговой поверхности. При прослеживании надвига по простиранию удается наблюдать срезание как нижних горизонтов шарьяжа Шанкол, так и верхних горизонтов шарьяжа Талдык. В восточной части тектонической пластины Коксарай (40), метаморфические сланцы налегают на эффузивы девона и местами на кремнистые сланцы нижнего карбона. Западнее подошва шарьяжа срезает нижние горизонты Шанкольского аллохтона, и на девонские эффузивы шарьяжа Талдык надвинуты кремнисто-известняковые девонские породы шарьяжа Шанкол.

Вдоль северного края Кумбельской тектонической пластины (41—42) подошва шарьяжа Шанкол наклонена на юг под углом от 20 до 50°; вдоль южного края пластины она залегает круто (60—80°). Подошва шарьяжа Шанкол сопровождается дроблением и расланцеванием подстилающих эффузивов шарьяжа Талдык в зоне мощностью до 40—50 м. Этот процесс почти не затрагивает метаморфические сланцы шарьяжа Шанкол.

Позднепалеозойская структура. Верхнепалеозойские молассовые отложения распространены на нескольких обособленных участках, которые вытягиваются в три полосы. Одна из них расположена в горах Карачатыр, другая — в горах Талдык и в междуречье Чиле-Акбура, третья — в приводораздельной части Алайского хребта. В южной полосе нижняя часть разреза верхнепалеозойской молассы сложена позднемосковскими отложениями, которые с глубоким размывом, но без углового несогласия налегают на породы шарьяжа Абшир и на автохтон. В горах Талдык и междуречье Чиле-Акбура, верхнемосковские породы налегают на аллохтон шарьяжей Талдык и Шанкол с угловым несогласием, которое удается наблюдать на центриклиналях синформных складок. В горах Карачатыр моласса залегает на метаморфических сланцах шарьяжа Шанкол и на эффузивах шарьяжа Талдык без видимого углового несогласия. В основании разреза здесь известны и более низкие горизонты среднего карбона. Верхняя часть молассовой толщи относится к верхнему карбону и перми.

В конце палеозоя слои автохтона, тектонические пластины шарьяжей и верхнепалеозойская молассовая толща были совместно смяты сначала в вертикальные, а затем в горизонтальные складки (Буртман, 1968_{1, 2}). Вертикальные складки отчасти рассмотрены выше, при описании тектонических пластин и тектонических окон. В этом разделе мы коснемся общего плана структурных форм, возникших в конце палеозоя. На рассматриваемой территории расположены следующие вертикальные складки первого порядка, сопряженные между собой: Карачатырская синформная, Каузанская антиформная, Киргизатинская синформная и Кичикалайская антиформная.

В строении Карачатырской синформной складки участвуют все шарьяжи, которые последовательно выходят на дневную поверхность на южном крыле этой структуры (18, 29, 31, 40). Северное крыло складки обнажено лишь в низовьях р. Аравана (28, 39). Оба крыла Карачатырской складки падают круто, тектонические пластины на ее южном крыле нередко залегают вертикально. Южное крыло осложнено антиформной и сопряженной с ней синформной складками. В мульде этой синформной складки, как и в Карачатырской складке, залегают верхнепалеозойские породы. В ядре Каузанской антиформной складки лежат породы автохтона, которые выведены на дневную поверхность в тектонических окнах Арпалык и Мечетьмия (3, 4). На западе приосевая часть Каузанской складки осложнена пермским взбросом. Свод Кичикалайской антиформной складки отчетливо выражен в тектоническом полуокне Гезарт (7). Восточнее ось этой складки вероятно проходит через тектонические окна Мурдаши и Чат (11, 12). Крылья Кичикалайской складки залегают круто.

Отличительной особенностью Киргизатинской синформной складки является отсутствие почти на всей ее площади аллохтонного комплекса шарьяжа Абшир, в связи с чем шарьяж Талдык залегает непосредственно на автохтоне. В ядре складки лежат метаморфические сланцы шарьяжа Шанкол (41, 42) и позднепалеозойские молассовые отложения. Крылья этой складки несимметричны: наклон северного крыла, замеренный по подошве верхнепалеозойских отложений, пологий (10—30°); южное крыло значительно более крутое (60—70°). Оба крыла Киргизатинской синформной складки нарушены пермскими разломами. По южному из них породы шарьяжа Талдык и автохтона граничат с Абшир-

ским аллохтоном. В восточной части Алайского хребта этот разлом представляет собой взброс, местами переходящий в надвиг, по которому породы автохтона взброшены или надвинуты в восточном направлении на аллохтонный комплекс шарьяжа Абшир. Аналогичные черты имеет пермский разлом на северном крыле Киргизатинской синформной складки. Местами по этому разлому отмечено надвигание автохтона тектонических окон Яурунтуз и Алтынказык (5, 9) на север, на аллохтон шарьяжа Абшир. Сместители пермских надвигов — секущие по отношению к ллоистости соприкасающихся по ним толщ; это позволяет уверенно отличать пермские надвиги от надвиговых поверхностей в подошве шарьяжей.

На участке от р. Чиле до гор Талдык Киргизатинская синформная складка имеет широтное простирание. Восточнее она дугообразно изгибается; простирания складчатых структур в автохтоне, тектонических пластин и позднепалеозойских разломов меняются от широтных к меридиональным, а на левобережье Гульчи они приобретают северо-северо-западное направление. Этот изгиб возник вследствие деформации в горизонтальной плоскости, благодаря чему образовалась большая горизонтальная складка с крутым шарниром, которая была названа Тарской горизонтальной складкой (Буртман, 1964, 1968₂). Левое крыло горизонтальной складки находится в Алайском хребте, а часть правого крыла видна в горах Алдыяр. В горах Алдыяр отмечено налегание шарьяжа Талдык (37) непосредственно на автохтон; широким распространением пользуются шарьяж Шанкол и верхнепалеозойские отложения. Указанные черты сближают геологическое строение гор Алдыяр со структурой Киргизатинской синформной складки. По-видимому, структуры гор Алдыяр являются продолжением этой синформной складки, но немного сдвинуты к востоку по разлому, расположенному южнее Алдыяра. Простирание позднепалеозойских складчатых форм в горах Алдыяр северо-западное. В западном Алдыяре оно ближе к широтному, а далее на запад, в горах Намаздек (43) начинается изгиб субширотных структур в северном направлении, навстречу субмеридиональному простиранию складок в горах Суганды.

Рассмотрим теперь строение изолированного массива палеозойских пород в Ошских горах. Здесь обнажены породы автохтона и шарьяжа Абшир. В горах Ортоау (16) позднепалеозойские складки и разломы имеют северо-восточное простирание. На юге они оборваны Ошским разломом, простирающимся в северо-западном направлении. Южнее Ошского разлома, в Чильмайрамском тектоническом блоке (1, 17) простирание складчатых структур запад-северо-западное. В западной части Чильмайрамского блока эти структурные формы дугообразно изгибаются в северном направлении. Чтобы увязать простирание позднепалеозойских структур в Чильмайрамском блоке со структурами в горах Ортоау, необходимо предположить их смещение друг относительно друга по правому сдвигу на расстояние не менее 15—20 км. Ошский правый сдвиг, возможно, является продолжением правого сдвига, проходящего южнее гор Алдыяр (см. рис. 1). Увязав структурные формы гор Ортоау и Чильмайрамского тектонического блока, легко увидеть, что изгиб структур в Ошских горах подобен изгибу структурных форм в районе гор Алдыяр и Намаздек. Чильмайрамский блок, по-видимому, также является фрагментом правого крыла Тарской горизонтальной складки.

На юге, Чильмайрамский тектонический блок, структурные формы в котором имеют северо-западное простирание, граничит по Араванскому разлому с северным крылом Карачатырской синформной складки, имеющей широтное простирание. Эта синформная складка принадлежит левому крылу Тарской горизонтальной складки. По Араванскому разлому, таким образом, выпадает осевая часть Тарской горизонтальной складки.

Если горы Алдыяр и Намаздек являются продолжением Киргизатинской синформной складки, то вполне резонным кажется вывод о том, что в Ошских горках мы видим продолжение Каузанской антиформной складки, смещенное на запад по Араванскому левому сдвигу. Карачатырская синформная складка срезана Араванским сдвигом. Продолжение этой синформной складки на правом крыле Тарской горизонтальной складки должно, в таком случае, находиться северо-западнее Ошских горок, за пределами обнаженной территории. Следовательно, Чильмайрамский тектонический блок, ограниченный на севере Ошским правым сдвигом, а на юге Араванским левым сдвигом, во время формирования Тарской горизонтальной складки был отодвинут («выжат») в северо-западном направлении (см. рис. 1).

СЕВЕРНАЯ ФЕРГАНА

Северная Фергана изучена значительно слабее Алая. Поэтому предлагаемая схема ее тектонического строения основана на меньшем количестве материала и имеет предварительный характер. Строение рассматриваемого нами района, охватывающего Баубашатинский горный узел и прилегающую к нему с запада территорию (рис. 3, 4), обнаруживает определенные черты сходства со строением Южной Ферганы. В Северной Фергана также выделены автохтон и аллохтонные комплексы. Нижняя часть аллохтона, сложенная неметаморфизованными породами, отнесена нами к аллохтонному комплексу Керей. Выше лежат метаморфические сланцы шарьяжа Шайдан.

Автохтон. В восточной части района автохтон составляет большой Баубашатинский массив (1)*, который в западной части разделяется на несколько полуостровов. Западнее автохтонный комплекс обнажен в тектонических окнах Оялма и Ангерек (2, 3). Разрез автохтона Баубашатинского массива начинается мощной песчано-сланцевой толщей силурийского возраста. Выше залегает известняковая толща нижнего девона — эйфеля, сложенная в нижней части слоистыми, а выше — массивными рифогенными известняками. Слоистые известняки местами отсутствуют, и массивные известняки трансгрессивно залегают на сланцах силура. Еще выше лежат шаровые лавы диабазов и диабазовых порфиритов мощностью от 300 до 3000 м. Эта толща соответствует живетскому ярусу, а местами охватывает и верхи эйфеля. Далее вверх по разрезу залегают известняки, в которых местами устанавливается верхний девон и турне и повсеместно визе. В верхней части разреза автохтона, относящейся к намюрскому и

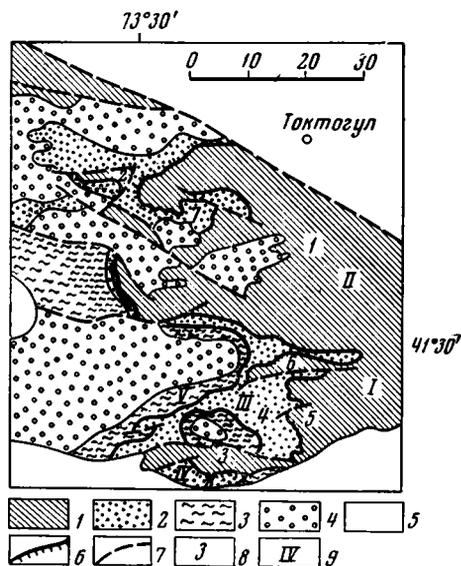


Рис. 3. Структурная схема Баубашатинского района (Северная Фергана)

1—3 — средний палеозой: 1 — автохтон, 2 — аллохтонный комплекс Керей, 3 — шарьяж Шайдан; 4 — верхний палеозой; 5 — мезозой и кайнозой; 6 — надвиговые поверхности в подошве шарьяжей; 7 — пермские разломы; 8 — номера тектонических структур, упомянутых в тексте; 9 — местоположение стратиграфических разрезов, изображенных на рис. 4

* Здесь и далее цифры в скобках обозначают номера тектонических структур на рис. 3.

башкирскому ярусам, среди известняков появляются пачки известняковых конгломератов и туфов. На некоторых участках на известняках визе лежит толща алевролитов, известняковых песчаников и гравелитов, которая, вероятно, также относится к верхам нижнего — низам среднего карбона.

Аллохтонный комплекс Керей. Этот аллохтонный комплекс слагает несколько тектонических останцов, из которых лучше изучен останец Онтамчи (4). Разрез аллохтонного комплекса начинается здесь песчано-сланцевой толщей силура, в верхних горизонтах которой появляются эффузивы, чередующиеся с кремнистыми сланцами. Выше согласно залегает толща диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, среди которых встречаются прослои известняков. Мощность этой части разреза обычно 300—800 м, а в горах Алаш мощность шаровых лав возрастает до 2—2,5 км. Самым верхним членом разреза является толща слоистых серых известняков турне. В остальных тектонических останцах породы сильно метаморфизованы и фаунистическая документация отложений более слабая.

Подошва аллохтонного комплекса залегает параллельно с напластованием пород автохтона и аллохтона. Аллохтон налегает на известняко-

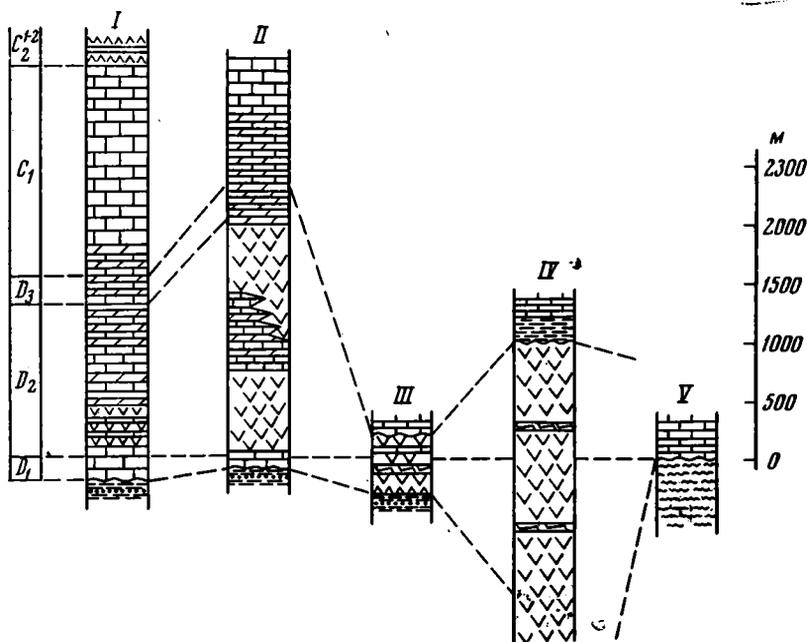


Рис. 4. Стратиграфические колонки среднепалеозойских отложений Баубашатинского района

I, II — автохтон; III, IV — аллохтонный комплекс Керей; V — шарьяж Шайдан. Местоположение разрезов показано на рис. 3. Условные обозначения см. на рис. 2

во-туфовую толщу низов среднего карбона либо на известняки нижнего карбона. В основании аллохтона везде залегает песчано-сланцевая толща силура. В южной части останца Онтамчи (4) вдоль его восточной границы наблюдаются крутые (40—60°) западные падения подошвы аллохтона. Эта надвиговая поверхность выполаживается лишь у северного края полуокна Шамурат (5), где она падает на север под углом 20—30°. Вдоль северного контакта полуокна Караколь (6) и на его западном окончании падение подошвы аллохтона 40—60°. Столь же крутое, но уже южное падение надвиговой поверхности отмечается севернее, вдоль южного склона гор Карбытау. В останце Сарыкамыш (7) подошва аллохто-

наклонена на 40—70°. В тектоническом останце Алаш (8) наклон слон автохтона и аллохтона 50—70°.

Внутренняя структура аллохтонного комплекса Керей сложноскладчатая, нередко также серии чешуй, в которых повторяются отдельные части разреза. Подошва аллохтона сопровождается зоной дробления и милонитизации пород (мощностью до 10 м), затрагивающей породы автохтона и аллохтона.

Шарьяж Шайдан. В основании разреза аллохтона шарьяжа Шайдан залегает мощная немая толща кварц-актинолитовых и других метаморфических сланцев, относительно возраста которых существуют разные мнения. По степени метаморфизма эта толща резко отличается от подстилающих ее пород аллохтонного комплекса Керей. На метаморфических сланцах лежат неметаморфизированные известняки с фауной среднего девона. Подошва шарьяжа Шайдан не изучена, границы тектонических пластин часто осложнены более молодыми разломами.

* *
*

Шарьяж Шайдан имеет несомненное сходство с шарьяжем Шанкол в Южной Фергане, которое обнаруживается при сравнении структурного положения, стратиграфических разрезов отложения и их метаморфизма. Аллохтонный комплекс Керей в одних разрезах обнаруживает черты сходства с шарьяжем Талдык, в других разрезах — с шарьяжем Абшир. Не исключено поэтому, что среди аллохтонного комплекса Керей удастся обнаружить тектонические пластины — аналоги шарьяжей Абшир и Талдык.

Главным отличием разрезов автохтона в Северной Фергане от автохтона Алая является наличие пачек эффузивов среди карбонатных пород. Эффузивы имеют непостоянную мощность и присутствуют не во всех разрезах. Разрезы верхнего девона и нижнего карбона автохтонных пород Северной Ферганы обнаруживают также черты сходства с разрезами Срединного Тянь-Шаня (Буртман, 1964).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВАРИССКОЙ СТРУКТУРЫ

Работами Н. М. Синицына (1960), Д. П. Резвого (1959), Г. С. Поршнякова (1960, 1961), Г. А. Каледы (1966) и других исследователей в среднепалеозойских отложениях Южной Ферганы было выделено значительное число разновозрастных разнофациальных комплексов пород, слагающих узкие зоны, разграниченные разломами. Эти разломы обычно рассматривались как конседиментационные структуры, которые на протяжении многих эпох разделяли области с различным режимом осадконакопления. Влияние конседиментационных разломов на осадочный процесс выражается в создании и поддержании тектонического рельефа (Пейве, 1956), и невозможно представить себе разлом в виде преграды, по одну сторону от которой могли накапливаться, например, песчаники, а по другую одновременно происходило формирование эффузивов. Однако именно такое представление о краевых разломах вытекает из построений Д. П. Резвого, полагающего, что при наличии конседиментационного разлома может отсутствовать зона перехода между разнофациальными комплексами, даже поиски которой, по его мнению, «не являются необходимыми» (Резвой, 1969, стр. 121).

Важным результатом исследований Г. С. Поршнякова (1961) был вывод о том, что тектонические границы между разнофациальными комплексами пород представляют собой надвиги, которые позднее были смяты в складки. Широкое развитие в Южном Тянь-Шане смятых в складки надвиговых поверхностей является фактом, имеющим важнейшее значение для понимания тектонической структуры региона, и нельзя

башкирскому ярусам, среди известняков появляются пачки известняковых конгломератов и туфов. На некоторых участках на известняках визе лежит толща алевролитов, известняковых песчаников и гравелитов, которая, вероятно, также относится к верхам нижнего — низам среднего карбона.

Аллохтонный комплекс Керей. Этот аллохтонный комплекс состоит из нескольких тектонических останцов, из которых лучше изучен останец Онтамчи (4). Разрез аллохтонного комплекса начинается здесь песчано-сланцевой толщей силура, в верхних горизонтах которой появляются эффузивы, чередующиеся с кремнистыми сланцами. Выше согласно залегает толща диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, среди которых встречаются прослои известняков. Мощность этой части разреза обычно 300—800 м, а в горах Алаш мощность шаровых лав возрастает до 2—2,5 км. Самым верхним членом разреза является толща слоистых серых известняков турне. В остальных тектонических останцах породы сильно метаморфизованы и фаунистическая документация отложений более слабая.

Подосва аллохтонного комплекса залегает параллельно с напластованием пород автохтона и аллохтона. Аллохтон налегает на известняко-

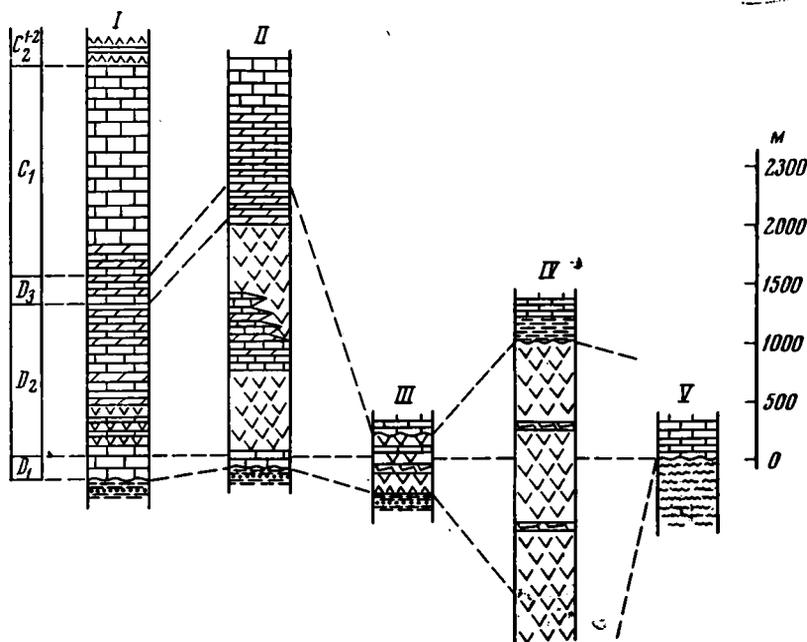


Рис. 4. Стратиграфические колонки среднепалеозойских отложений Баубашатинского района

I, II — автохтон; III, IV — аллохтонный комплекс Керей; V — шарьяж Шайдан. Местоположение разрезов показано на рис. 3. Условные обозначения см. на рис. 2

во-туфовую толщу низов среднего карбона либо на известняки нижнего карбона. В основании аллохтона везде залегает песчано-сланцевая толща силура. В южной части останца Онтамчи (4) вдоль его восточной границы наблюдаются крутые (40—60°) западные падения подошвы аллохтона. Эта надвиговая поверхность выполаживается лишь у северного края полуокна Шамурат (5), где она падает на север под углом 20—30°. Вдоль северного контакта полуокна Караколь (6) и на его западном окончании падение подошвы аллохтона 40—60°. Столь же крутое, но уже южное падение надвиговой поверхности отмечается севернее, вдоль южного склона гор Карбытау. В останце Сарыкамыш (7) подошва аллохто-

наклонена на 40—70°. В тектоническом останце Алаш (8) наклон слон автохтона и аллохтона 50—70°.

Внутренняя структура аллохтонного комплекса Керей сложноскладчатая, нередко также серии чешуй, в которых повторяются отдельные части разреза. Подошва аллохтона сопровождается зоной дробления и милонитизации пород (мощностью до 10 м), затрагивающей породы автохтона и аллохтона.

Шарьяж Шайдан. В основании разреза аллохтона шарьяжа Шайдан залегает мощная немая толща кварц-актинолитовых и других метаморфических сланцев, относительно возраста которых существуют разные мнения. По степени метаморфизма эта толща резко отличается от подстилающих ее пород аллохтонного комплекса Керей. На метаморфических сланцах лежат неметаморфизированные известняки с фауной среднего девона. Подошва шарьяжа Шайдан не изучена, границы тектонических пластин часто осложнены более молодыми разломами.

* *
*

Шарьяж Шайдан имеет несомненное сходство с шарьяжем Шанкол в Южной Фергане, которое обнаруживается при сравнении структурного положения, стратиграфических разрезов отложения и их метаморфизма. Аллохтонный комплекс Керей в одних разрезах обнаруживает черты сходства с шарьяжем Талдык, в других разрезах — с шарьяжем Абшир. Не исключено поэтому, что среди аллохтонного комплекса Керей удастся обнаружить тектонические пластины — аналоги шарьяжей Абшир и Талдык.

Главным отличием разрезов автохтона в Северной Фергане от автохтона Алая является наличие пачек эффузивов среди карбонатных пород. Эффузивы имеют непостоянную мощность и присутствуют не во всех разрезах. Разрезы верхнего девона и нижнего карбона автохтонных пород Северной Ферганы обнаруживают также черты сходства с разрезами Срединного Тянь-Шаня (Буртман, 1964).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВАРИССКОЙ СТРУКТУРЫ

Работами Н. М. Синицына (1960), Д. П. Резвого (1959), Г. С. Поршнякова (1960, 1961), Г. А. Каледы (1966) и других исследователей в среднепалеозойских отложениях Южной Ферганы было выделено значительное число разновозрастных разнофациальных комплексов пород, слагающих узкие зоны, разграниченные разломами. Эти разломы обычно рассматривались как конседиментационные структуры, которые на протяжении многих эпох разделяли области с различным режимом осадконакопления. Влияние конседиментационных разломов на осадочный процесс выражается в создании и поддержании тектонического рельефа (Пейве, 1956), и невозможно представить себе разлом в виде преграды, по одну сторону от которой могли накапливаться, например, песчаники, а по другую одновременно происходило формирование эффузивов. Однако именно такое представление о краевых разломах вытекает из построений Д. П. Резвого, полагающего, что при наличии конседиментационного разлома может отсутствовать зона перехода между разнофациальными комплексами, даже поиски которой, по его мнению, «не являются необходимыми» (Резвой, 1969, стр. 121).

Важным результатом исследований Г. С. Поршнякова (1961) был вывод о том, что тектонические границы между разнофациальными комплексами пород представляют собой надвиги, которые позднее были смяты в складки. Широкое развитие в Южном Тянь-Шане смятых в складки надвиговых поверхностей является фактом, имеющим важнейшее значение для понимания тектонической структуры региона, и нельзя

согласиться с Д. П. Резвым (1969), который считает, что крутое залегание разлома, наблюдаемое в настоящее время, является веским аргументом против его надвиговой природы.

Не найдя зон переходных фаций, Г. С. Поршняков предположил, что эти зоны перекрыты пограничными надвигами. Им была предложена схема веерообразных надвигов небольшой амплитуды, по которым надвижение происходило из синклиналильных структур на соседние антиклинали. Эти надвиги, по мнению Г. С. Поршнякова, могли развиваться из краевых разломов. Возражения против такой концепции уже были высказаны ранее (Брежнев и др., 1968; Буртман, 1968₁). Основные доводы против схемы веерообразных надвигов получены при изучении замыканий тектонических окон и центриклиналей синформных складок. В обоих случаях можно проследить, как надвиговые поверхности, изгибаясь, переходят с одного крыла складки на другое. В осевых частях синформных складок также не было обнаружено крутых чешуй — необходимого элемента схемы веерообразных надвигов.

В своей недавней работе Г. С. Поршняков (1968) рассматривает возможность развития шарьяжей в Алае, но склоняется к варианту веерообразных надвигов. Согласно рассмотренному им варианту шарьяжей, между тектоническими пластинами описанных выше шарьяжей Абшир и Талдык должен быть помещен еще один тектонический покров, сложенный известняками среднего палеозоя. На нашей структурной схеме (см. рис. 1) эти известняки показаны в Чильмайрамском тектоническом блоке (1) и в тектонических окнах Юрунтуз (5), Ляглян (8), Алтынказык (9), Актур (10) и в горах Алдыяр (13—15). Г. С. Поршняков приводит следующие доводы о принадлежности указанных известняков к аллохтону: а) наблюдаемое местами надвижение известняков на породы шарьяжа Абшир; б) отличие разреза этих известняковых массивов от известняково-доломитовых разрезов, которые отнесены им к автохтону.

Можно высказать следующие возражения против доводов Г. С. Поршнякова.

1. Надвиги, по которым известняковые массивы надвинуты местами на породы шарьяжа Абшир, являются секущими по отношению к слоистости разделяемых ими толщ. Такая черта типична для пермских разломов, а не для шарьяжей Алая. Пермские взбросы, переходящие на отдельных участках в надвиги, довольно широко распространены в рассматриваемом районе, и по некоторым из них можно видеть надвижение автохтона на шарьяж Абшир.

2. На рассматриваемой нами территории Г. С. Поршняков выделяет шесть типов карбонатных разрезов, показывая тем самым значительную изменчивость карбонатных отложений. Поэтому резкое противопоставление известняковых и известняково-доломитовых разрезов не кажется нам оправданным.

3. Шарьяж Абшир залегает не только на отложениях, характеризующихся существенно доломитовым составом девонского разреза (автохтон, по Г. С. Поршнякову), но и на аллохтонных, по мнению Г. С. Поршнякова, отложениях, с существенно известняковым разрезом девона.

О возрасте шарьяжей. Формирование рассмотренной нами системы шарьяжей было закончено в позднемосковское время. Об этом свидетельствует трансгрессивное налегание верхнемосковских отложений на всех шарьяжах и на автохтоне. Вопрос о времени начала формирования шарьяжей не так ясен. По возрасту наиболее молодых пород в подстилающих тектонических пластинах или в автохтоне можно определить нижнюю границу возрастного интервала, в течение которого было возможно формирование шарьяжа. Для разных шарьяжей она несколько различна. На северном склоне Алайского хребта — для шарьяжа Абшир — это начало позднемосковского времени, для шарьяжа Талдык — конец раннемосковского времени, а для шарьяжа Шанкол — конец визе.

Несколько иные данные о возрасте шарьяжей получаются с учетом тех критериев для гор Карачатыр. Время возможного начала формирования шарьяжа Абшир в горах Карачатыр — позднее визе, шарьяжа Талдык — поздний намюр и шарьяжа Шанкол — позднее визе. Формирование шарьяжей завершилось здесь в раннемосковское время. Примерно такая же картина — в Северной Фергане. По этим данным, возможный нижний возрастной предел формирования каждого более верхнего шарьяжа в большинстве случаев оказывается более древним. Указанная закономерность сделала возможным предположение Г. С. Поршнякова (1968) о том, что более верхние шарьяжи возникли ранее более низких. Вместе с тем структурные соотношения шарьяжа Талдык с подстилающими породами находят более простое объяснение при предположении об иной последовательности формирования шарьяжей. Имеется в виду налегание шарьяжа Талдык как на шарьяж Абшир, так и непосредственно на автохтон, которое проще всего объяснить как результат перекрытия шарьяжем Талдык тектонического окна в ранее возникшем шарьяже Абшир. Это тектоническое окно могло возникнуть в результате раздвига («полюнья») в теле тектонической пластины шарьяжа Абшир, образовавшегося во время движения шарьяжа. Такое объяснение возникновения тектонического окна лучше всего согласуется с наблюдениями о хорошей сохранности верхних горизонтов автохтона, залегающего под подошвой шарьяжа Талдык.

О донадвиговой структуре варисцид Южной Ферганы. Основой для реконструкции донадвиговых соотношений между отложениями, слагающими ныне автохтон и аллохтон, служат материалы литолого-фациального анализа этих отложений. На рис. 5 приведены схемы распространения лито-фациальных комплексов девонских отложений, составленные для автохтона и для каждого шарьяжа в отдельности. На этом рисунке и на схеме сопоставления стратиграфических разрезов (см. рис. 2) видно, что лито-фациальные комплексы девона в автохтоне и в шарьяжах Абшир и Талдык образуют единый ряд, развернутый в северном направлении¹. На юге рассматриваемой территории расположена зона преимущественного развития доломитовых фаций автохтона (A_1 — рис. 5; I, IV — рис. 2), а севернее известняковых (A_2 — рис. 5; II, III — рис. 2). В южной части области накопления пород абширского аллохтона расположена зона терригенно-карбонатных разрезов (B_1 — рис. 5; V — рис. 2), которое можно рассматривать как переходные к карбонатным разрезам автохтона. Севернее разрезы терригенные (B_2 — рис. 5; VI — рис. 2), а далее на север развиты кремнистые отложения, содержащие прослой карбонатных и терригенных пород (B_3 — рис. 5; VII — рис. 2). В южной части района развития пород шарьяжа Талдык в девонском разрезе широко развиты туфы и кремнистые сланцы (B_1 — рис. 5; VIII — рис. 2) и, таким образом, намечаются черты перехода к отложениям, залегающим в северной части шарьяжа Абшир. Севернее расположена зона преимущественного развития лав (B_2 — рис. 5; IX, X — рис. 2).

Особое место занимают породы шарьяжа Шанкол, большая часть мощности которых представлена метаморфическими сланцами. Девонские отложения в этих разрезах представлены на юге терригенно-карбонатной толщей с примесью туфогенного материала (G_2 — рис. 5; XI — рис. 2). Севернее отложения девона кремнисто-карбонатные (G_1 — рис. 5; XII — рис. 2).

¹ Изгиб структурных форм в позднем палеозое, приведший к образованию Тарской горизонтальной складки, в той же мере касается лито-фациальных комплексов и границ между ними. Для реконструкции донадвиговой структуры необходимо развернуть Тарскую горизонтальную складку, в результате чего лито-фациальные зоны, показанные на рис. 5, приобретут широтное простирание на всей рассматриваемой территории. Это обстоятельство учтено нами в дальнейшем описании.

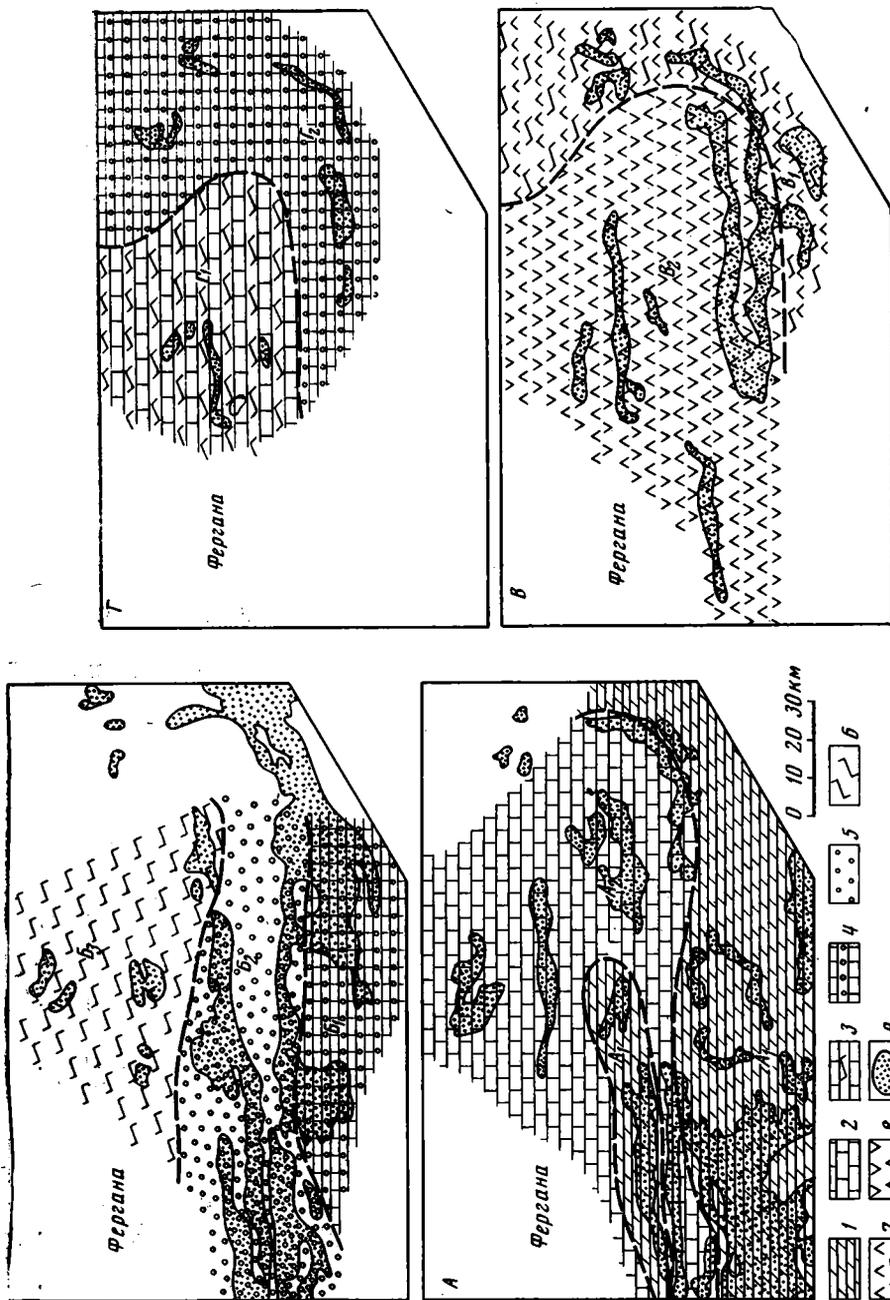


Рис. 5. Схемы распространения лито-фациальных комплексов девонских отложений в автохтоне (А) и аллохтоне шарьяжей Абшир (В), Талдык (Б) и Шанкол (Г)
 1—8 — лито-фациальные комплексы: 1 — доломитовый, с участком известняков, 2 — известняковый с участком доломитов, 3 — кремнисто-карбонатный, 4 — терригенно-карбонатный, 5 — терригенный, 6 — кремнистый, 7 — туфогенно-кремнистый, 8 — основных лав и туфов, 9 — площади распространения пород автохтона (А) и аллохтона шарьяжей Абшир (В), Талдык (Б) и Шанкол (Г)

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. 1. Породы, слагающие шарьяж Талдык, накопились в эвгеосинклиальном прогибе, породы автохтона — в миогеосинклиальном прогибе, а отложения, образующие ныне шарьяж Абшир, отлагались на относительном поднятии или в некомпенсированном прогибе, разделявшем эв- и миогеосинклинали. 2. Перемещение шарьяжей происходило в направлении с севера на юг¹. Особенно четко это устанавливается для шарьяжей

¹ Говоря о надвигании или движении шарьяжей, авторы везде имеют в виду лишь относительное перемещение аллохтона и автохтона.

Абшир и Талдык. Материалы литофациального анализа в этом отношении хорошо согласуются с результатами изучения вергентности изоклинальных и сжатых складок, возникших в аллохтоне во время движения шарьяжа Абшир (Замалетдинов и др., 1968; Буртман, Шмидт, 1970).

* *
*

Варисская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня в девоне и нижнем карбоне была разделена на эв- и миогеосинклинальный прогибы. Геосинклинальное осадконакопление прекратилось в начале среднего карбона, когда эвгеосинклинальные образования и зона, разделявшая эв- и миогеосинклинали, были надвинуты на миогеосинклиналь. В результате была образована трехслойная система шарьяжей. Интересен вопрос о том, как возникла система шарьяжей: путем надвигания шарьяжей в южном направлении или пододвигания автохтона в северном направлении? Проблема пространства, неизбежно возникающая при реконструкции донадвиговой структуры геосинклинали, находит более простое решение с точки зрения гипотезы о пододвигании автохтона под аллохтон.

Образование шарьяжей предшествовало орогенному этапу развития региона, который продолжался в верхнекаменноугольную эпоху и в нижней перми. В конце палеозоя тектонические пластины шарьяжей были смяты совместно с автохтоном: вначале в вертикальные складки, сопровождаемые сбросами, взбросами и небольшими надвигами, а затем — в горизонтальные складки, ассоциирующиеся со сдвигами.

Литература

- Брежнев В. Д., Горянов В. Б., Зубцов Е. И., Клишевич В. Л., Мартышов В. Р., Насыбуллин Н. Н. Девон Тянь-Шаня. Intern. Symp. Devonian System, Alberta Soc. Petrol. Geol., v. 1, Alberta, Canada, 1968.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 104. Изд-во «Наука», 1964.
- Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1968.
- Буртман В. С. О горизонтальных складках. Геотектоника, № 2, 1968.
- Буртман В. С., Шмидт О. А. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца шарьяжа (Южный Тянь-Шань). Докл. АН СССР, т. 170, № 5, 1970.
- Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьяно-ртутного пояса. Тр. САИГИМС, вып. 6, Ташкент, 1961.
- Замалетдинов Т. С., Клишевич В. Л., Яговкин А. В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. Геотектоника, № 5, 1968.
- Каледа Г. А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Тр. Упр. геол. и охраны недр КиргССР, сб. 1, 1960.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, Ташкент, 1961.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Изд-во Ленингр. ун-та, 1968.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Резвой Д. П. Проблемы тектоники Южного Тянь-Шаня и «гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов». Геотектоника, № 1, 1969.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(571.5)

В. Ф. КРИВОНОС, Б. И. ПРОКОПЧУК

УСУНКУ-СЮНГЮДИНСКАЯ ЗОНА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Приленская алмазоносная область находится на северо-востоке Сибирской платформы и охватывает междуречье нижних течений рек Лена и Оленек. В ее пределах проходит граница платформы с Приверхоянским краевым прогибом. Кимберлитовый магматизм в Приленской области обычно связывается с Молодо-Попитайской и Мархино-Оленекской зонами глубинных разломов (рис. 1). Обе зоны прослеживаются в платформенной части области, простираясь соответственно в северо-западном и северо-восточном направлениях, которым в основном подчиняется ориентировка длинных осей известных здесь кимберлитовых тел.

В настоящее время в Приленской области и смежном Нижне-Оленекском алмазоносном районе известно более 50 кимберлитовых тел. Выявление новых зон глубинных разломов, по которым могли внедряться кимберлиты, является важным условием для прогнозирования и поисков богатых коренных и россыпных месторождений алмазов. В этом отношении наибольший интерес представляет область сопряжения Сибирской платформы и Приверхоянского прогиба.

В результате геолого-геофизических работ Амакинской экспедиции ЯГТУ получены новые данные, расширяющие представления о строении зоны сочленения платформы с прогибом и позволяющие судить о наличии здесь мощной и протяженной зоны глубинных разломов, названной нами Усунку-Сюнгюдинской (рис. 1).

В пределах Приленской алмазоносной области Усунку-Сюнгюдинская зона разломов прослеживается на 300 км при ширине около 50 км. Простирание ее изменяется от субмеридионального на юге до северо-восточного на севере.

Обычно известные зоны глубинных разломов находят отражение в платформенном чехле в виде многочисленных дизъюнктивных нарушений (Пейве, 1960). Многие из них используются при внедрении интрузивных и эффузивных пород, создают тектонические контакты между различными стратиграфическими подразделениями, контролируют направление долин современных рек и т. д.

Усунку-Сюнгюдинская зона разломов характеризуется этими же признаками. Однако проявления их далеко не всегда наблюдаются на местности, так как область зоны разломов почти на всем своем протяжении закрыта покровными и долинными четвертичными отложениями, достигающими нередко нескольких десятков метров мощности. Кроме того, в развитых здесь терригенных пермских и мезозойских породах разрывные нарушения фиксируются плохо.

Тем не менее признаки наличия зоны разломов достаточно четко установлены в процессе проведения геофизических, горно-буровых и геолого-геоморфологических маршрутных работ.

В результате аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000 выявлены перекрытые юрскими отложениями нижнетриасовые породы трапповой формации (долериты, туфы), которые прослеживаются прерывистой полосой в северо-восточном направлении от среднего течения р. Молодо (где они обнажаются и покрываются под юру) до ореднего течения р. Усунку, в верховьях которой они пользуются широким распространением. Здесь на расстоянии около 100 км при ширине 10—20 км выделено более 10 площадных магнитных аномалий (рис. 1), характер магнитного поля над которыми является типичным для трапповых пород. Площади аномалий над погребенными траппами колеблются от первых до сотен квадратных километров. Южнее, на Лено-Сюнгюдинском междуречье выделено пять площадных магнитных аномалий траппового типа, погребенных под юрскими породами. Эти аномалии прослеживаются в субмеридиональном направлении на участке протяженностью 80 км. Размеры аномалий составляют от 10—15 до 50—75 км². Они также вызваны присутствием траппов.

Севернее, в бассейне р. Экит в нескольких местах отмечаются выходы на дневную поверхность трапповых пород, имеющих северо-восточное простирание. Описан-

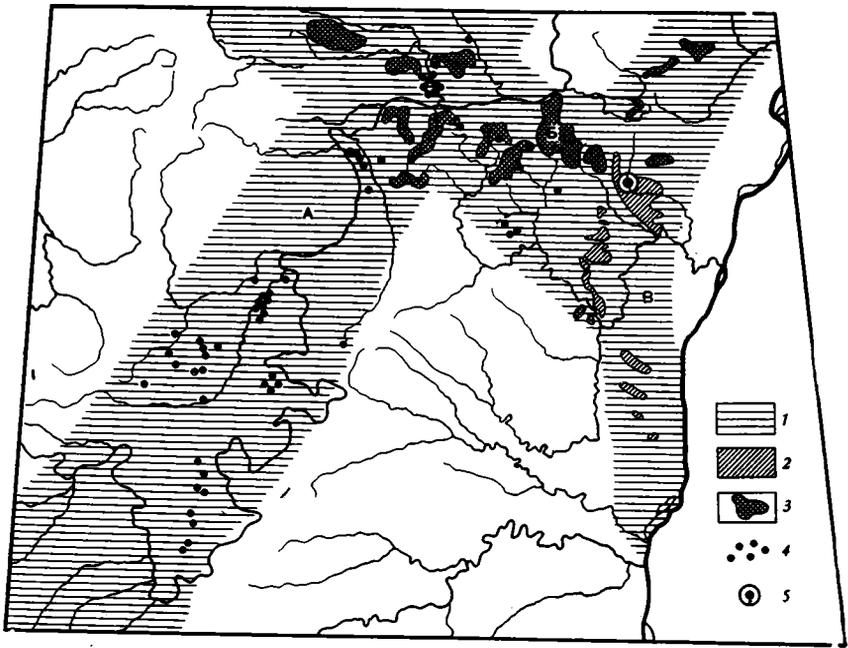


Рис. 1. Схема зон глубинных разломов в пределах Приленской алмазонасной области

1 — зоны глубинных разломов: А — Маркино-Оленекская; Б — Молодо-Пюпигайская (по А. А. Арсеньеву, 1963); В — Усунку-Сюнгодинская; 2 — магнитные аномалии, вызванные траппами, перекрытыми юрскими терригенными образованиями; 3 — траппы, выходящие на дневную поверхность; 4 — кимберлитовые трубки; 5 — пункт, в котором вскрыт тектонический контакт пород трапповой формации и юрских терригенных образований

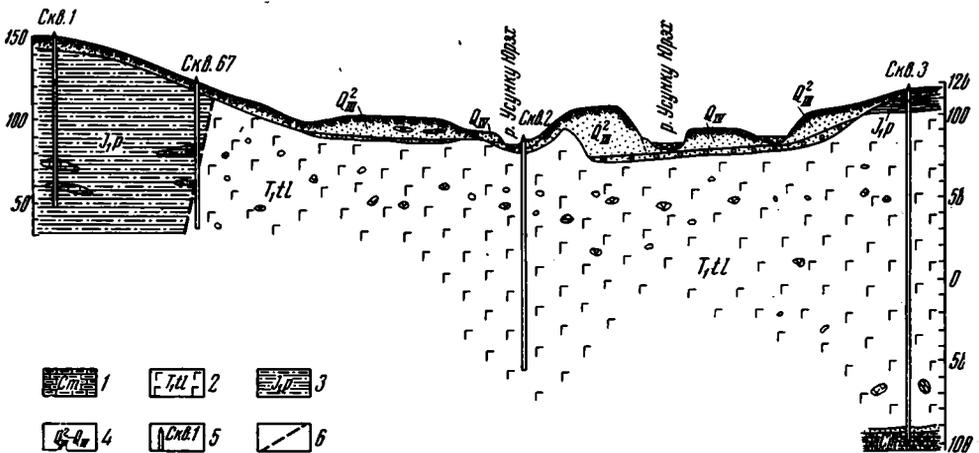


Рис. 2. Геологический профиль района, в пределах которого вскрыт тектонический контакт пород трапповой формации и юрских терригенных образований

1 — кембрий; 2 — нижний триас; 3 — нижняя юра; 4 — четвертичные образования; 5 — скважины; 6 — линия тектонического контакта между нижнетриасовыми туфами и нижнеюрскими терригенными породами

ные нижнетриасовые проявления основного магматизма (интрузивные долериты) и вулканизма (вулканические туфы), прослеживающиеся в области сочленения Сибирской платформы с Приверхоанским краевым прогибом, безусловно связаны с единой зоной глубинных разломов.

Ввиду того, что район относится к закрытому типу, разрывные нарушения здесь дешифрируются очень плохо. Однако геолого-геофизическими методами выявлено несколько разломов субмеридионального и северо-восточного простирания на Лено-Сюнгодинском междуречье и в бассейнах рек Усунку и Экит. В нижнем течении р. Усун-

ку-Юрэх на глубине 70 м вскрыт тектонический контакт пород нижнего триаса и нижней юры с амплитудой смещения более 100 м (рис. 2). Здесь же в результате наземной магнитной съемки масштаба 1 : 10 000 прослеживается четкий контакт субмеридионального простирания между магнитными нижнетриасовыми туфами и немагнитными юрскими осадками.

Время заложения зоны разломов, очевидно, следует относить к началу прогибания восточной части Сибирской платформы, предшествующему формированию Верхоянокой геосинклинальной области, т. е. к среднему палеозою. В дальнейшем сформировавшиеся разломы явились путями проникновения трапповой магмы и служили подводящими каналами для продуктов вулканической деятельности в нижнетриасовое время. Позднее они неоднократно подновлялись, о чем свидетельствует тектонический контакт нижней юры и нижнего триаса, а также образование ослабленных зон в мезозойских отложениях, отчетливо контролируемых современной гидросетью.

Усунку-Сюнгодинская зона глубинных разломов представляет определенный интерес в отношении возможной связи с ней кимберлитового магматизма. По аналогии с известными в Приленской алмазоносной области зонами разломов, кимберлитовый магматизм мог проявиться наряду с основным магматизмом и вулканизмом, используя при внедрении те же тектонические нарушения. О таком предположении говорят повышенные концентрации алмазов и их минералов-спутников в аллювии рек, протекающих в пределах описываемой зоны разломов.

Нам представляется, что здесь кимберлитовый магматизм мог проявляться начиная со времени заложения Усунку-Сюнгодинской зоны разломов. В частности, первая стадия внедрения кимберлитов может относиться ко второй половине палеозоя, соответствующей началу формирования этой зоны разломов. Об этом косвенно свидетельствуют находки пикроильменитов и пиропов в лермских отложениях в бассейне рек Муогдан, Салабын и Экебил. Вторая стадия кимберлитового магматизма, как это уже установлено в Приленской области, соответствует по времени раннему мезозою, характеризующемуся активной тектонической деятельностью, сопровождавшейся внедрением основных пород трапповой формации. На это указывают также находки минералов-спутников алмазов в плинсбахских конгломератах в бассейнах рек Баарка, Муогдан, Тит-Юрэг.

И, наконец, кимберлитовые тела могли формироваться в более позднее, вероятнее всего, верхнеюрское время, в период омоложения разломов. На это указывает алмазоносность келловейских и нижеволжских отложений, в которых кроме многочисленных находок пиропов и пикроильменитов встречаются также плохотранспортабельные спутники: оливин и хромдиопсид. Спутники здесь характеризуются сравнительно слабой окатанностью, а на некоторых зернах пироба сохранилась келлифитовая оболочка. Следует отметить, что минералогический и петрографический состав верхнеюрских конгломератов свидетельствует о формировании их за счет юрских пород, что указывает на близость кимберлитовых тел и подтверждает предположение о связи их с Усунку-Сюнгодинской зоной разломов. Наиболее перспективными в отношении обнаружения верхнеюрских кимберлитовых тел являются междуречье рек Лена — Сюнгюде, бассейны рек Таган, Арыхлах-Сэнэ, Элиетибие.

Таким образом, алмазоносность Приленской области в значительной степени может быть обусловлена наличием коренных источников алмазов в пределах Усунку-Сюнгодинской зоны разломов и, следовательно, при поисках алмазных месторождений ей должно быть уделено серьезное внимание.

Литература

- Арсеньев А. А. О закономерностях размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 197, № 5, 1961.
- Арсеньев А. А. Трещинная тектоника и алмазоносность восточной части Сибирской платформы. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сб. 9, 1963.
- Атласов И. П., Сягаев Н. А. Зона сочленения северной части Сибирской платформы с обрамляющими ее складчатыми системами. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 97, 1963.
- Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. А. Алмазы Приленской области. Изд-во «Наука», 1966.
- Плотникова М. И., Кардонольцева О. И., Линатова В. А. Палеогеография Приленского района в связи с формированием алмазоносных россыпей. Геология россыпей, Изд-во «Наука», 1965.
- Прокопчук Б. И., Сусов М. В. Алмазоносность верхнеюрских конгломератов на северо-востоке Сибирской платформы. Разведка и охрана недр, № 6, 1960.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геол., Пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Тимофеев В. И., Михайлов В. А. Геоморфология и неотектоника Молодо-Сюнгодинского района и закономерности размещения современных алмазоносных россыпей. В сб. «Геология россыпей Якутии», Изд-во «Наука», 1964.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.1+551.24

С. А. ЗАХАРОВ

О книге С. И. Субботина, Г. Л. Наумчика и И. Ш. Рахимовой «МАНТИЯ ЗЕМЛИ И ТЕКТОГЕНЕЗ» («Наукова Думка», Киев, 1968)

Книга условно может быть разделена на 2 части. В одной из них авторы рассматривают возможные процессы в верхней мантии Земли, приводящие к изменению объема вещества, во второй, основываясь на этих гипотетических, но вероятных изменениях, строят гипотезу тектогенеза. По содержанию эти части далеко не равноценны.

Первая часть книги, хотя она почти не содержит данных собственных исследований авторов и в основном компилятивная, достаточно содержательна и интересна. В ней собран и проанализирован огромный экспериментальный материал по фазовым и полиморфным превращениям вещества при изменениях температуры, давления и других внешних условий; обсуждены некоторые гипотезы, основанные на этих данных; обращено внимание читателя на значение этих процессов, на необходимость их учета при разработке теории тектогенеза.

Особенно ценны в этой части систематизация и ознакомление читателя с многочисленными результатами экспериментов, опубликованными в обширной и не всегда доступной литературе. Нельзя не согласиться с некоторыми дополнительными выводами авторов. Три из этих выводов заслуживают внимания. Во-первых, невозможно представить себе развитие Земли без крупных *первичных* неоднородностей мантии. Во-вторых, гипотеза подкорковых течений не может служить основой теории тектогенеза хотя и не по тем соображениям, которые приведены в книге. В-третьих, фазовый переход базальта в эклогит и обратно на границе земная кора — мантия не может рассматриваться в качестве основного механизма, вызывающего поднятия и опускания.

В отношении этой части книги упреки авторам относятся преимущественно к выводу из двух или нескольких противопоставляемых точек зрения одной, наиболее «подходящей», без надлежащего их обсуждения.

Вторая часть книги резко и невыгодно отличается от первой. При построении своей гипотезы авторы нередко пренебрегают не только материалами геологических и геофизических исследований, но даже и приводимыми в книге данными. Примером того, что авторы игнорируют явления, упомянутые ими ранее, может служить роль «слоя Гутенберга», или волновода, при построении гипотезы. В начале книги (стр. 17) совершенно правильно подчеркнуто, что «гипотезы... должны дать объяснение... существованию слоя пониженных скоростей (сейсмических волн — С. З.) в мантии». Между тем представление о волноводе никак не используется в гипотезе. Более того, самая сущность гипотезы исключает существование такого сплошного слоя.

Перейдем к рассмотрению предложенной гипотезы. Отмечу сразу, что краткость рецензии не позволяет касаться большинства вопросов, по которым нет решающих доводов, и авторы вправе занимать ту или иную позицию. Так, например, ведущая роль вращения Земли в изменениях динамического состояния мантии и, отсюда, в тектогенезе, представляется мне весьма спорной. Но критический разбор ротационных гипотез завел бы нас слишком далеко и тем более не является задачей рецензии.

Существо предложенной в книге гипотезы сводится к следующим основным положениям.

1. Вещество мантии находится в состоянии, близком к критическому. Небольшие изменения геодинамических или термодинамических условий могут привести к фазовым, полиморфным или электронным превращениям вещества.

2. В силу неоднородности мантии такие превращения захватывают ограниченные области мантии.

3. Эти превращения ведут к изменениям объемов вещества. Некоторую роль в изменениях объемов могут играть также химические преобразования и тепловое воздействие.

4. Изменение объема, происходящее в пределах некоторого глубокого слоя верхней мантии простирающейся, по авторам, на глубину до 700 км, вызывает соответствующее опускание или поднятие лежащих выше горизонтов мантии и всей земной коры над областью изменения объема вещества мантии. Так образуются платформенные прогибы и поднятия, впадины внутриконтинентальных морей и т. п.

5. На границах этой области формируются вертикальные глубинные разломы, по которым опускается или поднимается весь обрубленный ими блок. В пределах области земная кора также разбивается глубинными разломами.

6. Опускание верхних горизонтов мантии создает условия расширения в них и непосредственно под корой, поддерживаемой «арочным эффектом». В кровле мантии и подошве коры происходит расплавление основного и ультраосновного материала. После обрушения коры расплавленная масса устремляется вверх, заполняя полости в коре и изливаясь на поверхность.

7. Образование геосинклинальных прогибов, геантиклинальных и орогенных поднятий объясняется теми же процессами, с той лишь разницей, что скорость и размах их больше и изменяющиеся объемы располагаются не в одном, а в трех этажах мантии.

Первые три пункта, очевидно, не могут пока считаться доказанными, но и не вызывают существенных возражений. Можно лишь отметить, что приведенные причины флуктуаций динамических условий сами совершенно гипотетичны. Исходным для построения гипотезы является четвертое положение. Оно и должно быть рассмотрено в первую очередь.

Прежде всего, если состояние вещества мантии и близко к критическому, это не значит, что такое состояние неравновесно. При изменении внешних условий все возникающие процессы будут протекать в таком направлении, чтобы «амортизировать» эти изменения. Например, местный нагрев может вызвать частичное плавление, которое и будет поглощать поступающую тепловую энергию, и т. п. Это совершенно непреложно следует из принципа Ле Шателье — Брауна. Перечисляемые авторами превращения будут действовать именно в этом направлении, создавая буферный эффект. Необходимо длительное и устойчивое поступление энергии, чтобы вещество оставалось в «критическом» состоянии.

Это станет еще более очевидным, если мы вспомним, что некоторое пространство внутри мантии не является замкнутой системой, а взаимодействует с окружающей средой. Например, если временный приток тепла вызывает локальное увеличение объема какого-то участка, соседние области отбирают часть поступившей энергии не только вследствие теплопроводности, но и в форме механической энергии, затрачиваемой на их сжатие. Рассеяние энергии вызовет затухание процесса, как это и следует из второго начала термодинамики. «Цепной реакции», предусматриваемой авторами, получиться не может.

Поскольку гипотеза не учитывает основных законов физики, естественно ее несоответствие и геофизическим данным. Согласно предлагаемой концепции, прогибание земной коры происходит без оттока подкорового вещества, но с притоком материала, компенсирующего прогиб. Это вызвало бы положительные аномалии силы тяжести над прогибами, значительно превышающие наблюдаемые аномалии. Так, например, на рис. 21 (стр. 128) приведена схема образования глубинного разлома, по которой на поверхности опущенного блока накопилась толща осадочных отложений. Если очаг подкорового уплотнения вещества расположен неглубоко, а мощность осадочной толщи равна 12 км, то мы должны были бы наблюдать колоссальную положительную изостатическую аномалию в +1200 миллигал — в десятки раз большую, чем в зонах высоких аномалий подвижных поясов. При глубоком очаге уплотнения и небольшом прогибании аномалия была бы меньше, но все же превышала бы реально наблюдаемую в зонах таких прогибов. Над поднятиями мы также наблюдали бы избыточные отрицательные изостатические аномалии. Нет никаких оснований думать, что в прошлом могли возникать такие грандиозные нарушения изостазии.

Еще более отчетливо неувязки гипотезы с фактическими данными выступают, если принять во внимание и результаты геофизических исследований другими методами. В предлагаемой концепции при прогибании «базальтовый» и «гранитный» слои сохраняют свою толщину, общая же мощность коры возрастает за счет осадочного слоя. Если же согласиться с предположением об эколитоном составе верхней мантии, что допускают авторы, мощность коры увеличится еще больше вследствие условий растяжения в подкоровой области и наращивания снизу «базальтового» слоя. При поднятиях должна наблюдаться обратная картина. В результате мы должны были бы видеть значительные утолщения коры под прогибами и утоньшения под поднятиями. Это и изображено авторами на рисунках 9, 20, 21, 22, 25 и других, помещенных в книге. В действительности все геофизические материалы, в том числе и глубинных сейсмических зондирований, указывают на картину, обратную той, которую рисуют авторы: под поднятиями повсеместно фиксируются «корни», а под прогибами — вздымания поверхности Мохоровичича. Гравиметрические данные позволяют утверждать, что это справедливо по крайней мере для 95% площади земной коры. Единственным более или менее достоверным пока исключением является Ферганская депрессия, строение коры под которой можно объяснить лишь недолговечной упругой деформацией коры. Разумеется, Ферганская впадина не может быть принята за эталон.

Чтобы выйти из этого затруднения, авторы вынуждены привлекать, например при сравнении впадин платформы и внутриконтинентальных морей, ряд столь же необоснованных дополнительных предположений: о расплавлении и последующем удалении неясно куда всего «базальтового» слоя при образовании глубокой впадины Черного моря, о приобретении веществом «гранитного» слоя «облака» базальта и т. п. Несмотря на непрочность подобной базы построенных, авторы приходят к заключению, которое формулируют как доказанное: «можно достаточно уверенно рассматривать земную кору Черноморской впадины как *новообразование*, и ни в коем случае не реликт коры океанического типа».

Разумеется, полностью игнорировать «корни» горных сооружений авторы не могли. Они рассматривают эти понижения поверхности *M* как остатки погружений коры под геосинклиналями, сохранившиеся в силу того, что «расширение вещества в нижнем активном слое мантии в послениверсионный период... не идет до полного восстановления объема вещества, захваченного сжатием в доинверсионный период». Несоответствие предлагаемой гипотезы основам теории изостазии не позволило авторам касаться вопроса, откуда берутся корни «эпиplatformенных» орогенов, отсутствующие под молодыми платформами.

Противоречия между представлениями авторов о характере глубинных разломов, об образовании магматических очагов, с одной стороны, и геологическими данными, такими как установление самостоятельных горизонтальных смещений земной коры и т. п.— с другой, мы рассматривать не будем. Остановимся еще на некоторых развиваемых в книге положениях, касающихся подвижных поясов.

Геосинклиналь, по авторам книги, образуется над некоторой областью мантии, испытывающей уменьшение объема. Эта область располагается в нижнем этаже верхней мантии. Над нею, в среднем и верхнем этажах, возникают несколько очагов расширения и сжатия, являющихся причиной формирования интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. Сами же очаги возникают вследствие коробления коры, когда она опускается «от положения дуги до положения хорды», чем и обусловлены локальные неравномерные давления коры на мантию. При этом, если в первой части книги при рассмотрении гипотетических процессов в мантии авторы пользовались числовыми данными, не пренебрегая сотыми долями процента, здесь, где число и меру можно применить гораздо увереннее, этого не сделано.

Попытаемся дать одну из числовых характеристик рассматриваемого процесса — упругого коробления земной коры при опускании ее до хорды между крайними точками прогиба. Введем для этого величину сокращения площади при складкообразовании — R .

$$R = \frac{l_0 - l_1}{l_0},$$

где l_0 равно средней длине слоев поперек складчатой зоны, l_1 — поперечнику складчатой зоны. В нашем случае, l_0 — длина дуги, l_1 — длина хорды. Эмпирические данные показывают, что при $R=0,05$ образуются едва заметные изгибы; это минимальная величина, при которой можно считать с короблением. Для зоны заведомо преувеличенной ширины — 1000 км, $R=0,004$, на порядок меньше необходимого минимума. Если же взять более реальную величину, например 200 км (расстояние от осевой части Куринской депрессии до Грозного, т. е. поперечник всего Большого Кавказа), R будет равняться нулю даже в пятом знаке после запятой. И хотя общая «стрелка» прогиба составит ощутимую величину (почти 3 км), ее нужно разделить на число образовавшихся полуволи. Разумеется, десятки и даже сотни метров на фоне общего геосинклинального прогибания в тысячи и десятки тысяч метров роли играть не могут.

Отметим попутно, что аналогичные соображения не позволяют отнестись одобрительно к попыткам объяснить подобным образом и складкообразование.

Не имея возможности разобрать некоторые утверждения декларативного характера, остановлюсь еще лишь на представлениях авторов о формировании «полной» (по В. В. Белоусову) складчатости. Поскольку весь тектогенез сведен ими к вертикальным движениям блоков коры и мантии, образование складок мыслится лишь как пассивная реакция осадочных слоистых толщ на эти вертикальные движения. Механизм складкообразования представляется в следующем виде. «Над контактом двух относительно перемещающихся блоков (над зоной разлома)... слоистая среда растягивается, отдельные слои утоняются. При последующем встречном движении блоков... благодаря необратимости деформации растяжения и утонения слоев, последние собираются в складки. При новом расхождении поверхностей блоков коры... растяжение слоистой толщи приводит к новому утонению уже смятых слоев, и при последующем встречном движении блоков образовавшиеся в первом цикле складки еще больше усложняются и т. д.».

Этот механизм как частный случай был предложен Д. П. Резвым еще в 1954 г.; такие складки были названы им «рубцовыми». Впоследствии, под названиями «шовных», «надразломных», они фигурировали в некоторых сводках. Авторы рассматриваемой книги описывают такой механизм как вновь изобретенный.

Поскольку «надразломные» складки могут образоваться только над разломами, авторы для объяснения полной складчатости прибегают к утверждению о множественности разломов. «Расстояния между зонами разломов, особенно продольных направлений, невелики в связи с чем возникающие над ними и прилежащими площадями складки образуют *сплошную складчатую область*».

Отсутствие каких-либо количественных характеристик вновь оставляет читателя в недоумении. Сколько же было «циклов образования складок»? Число их заменено многозначительным, но неясным указанием: «и т. д.». Между тем, из описания авторами складчатого пояса следует, что такой «цикл» был лишь в единственном числе. Как «невелики» должны быть расстояния между разломами (утверждение о формировании складок «над прилежащими площадями» оставляю на совести авторов, поскольку оно совершенно необоснованно), чтобы образовалась «сплошная складчатая область». Очевидно, эти расстояния должны быть соизмеримы с шириной складок, т. е. равны тысячам, сотням, а нередко и десяткам метров? И все эти разломы, в соответствии с концепцией авторов, должны быть глубинными, своими корнями уходить в мантию? Возникает также вопрос: возможен ли вообще такой механизм? Ведь для этого требуется, чтобы пласт был без разрывов растянут «за концы» минимум в полтора раза, причем в условиях поверхности земли, где складки тоже образуются, т. е. без давления нормально к поверхности напластования, высокого петростатического давления, нагрева. Проводились ли успешно подобные опыты авторами или другими исследователями, без чего сам механизм представляется совершенно нереальным?

В свое время М. М. Тетяев совершенно справедливо заметил, что ни одна тектоническая гипотеза не может претендовать на признание, если она не объясняет складчатости. Это в полной мере относится и к рассматриваемой гипотезе.

Суммируя, можно сказать, что в предложенной гипотезе сконцентрированы недостатки, в той или иной мере свойственные вообще «вертикалистским» концепциям. Рецензируемая книга намного выиграла бы, если бы авторы ограничились соображениями, касающимися основной темы — возможных фазовых, полиморфных электронных преобразований вещества верхней мантии.

Институт геологии
г. Душанбе

Статья поступила
3 февраля 1969 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(265.2)

ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ БЕРИНГОВА МОРЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

«О симпозиуме по геологии и геофизике Берингова моря, состоявшемся в Фербенксе, Аляска, США»

С 24 июня по 1 июля 1970 г. в г. Фербенксе (Аляска, США) состоялся симпозиум, посвященный обсуждению геологического и геофизического строения дна Берингова моря. Этот симпозиум был организован по инициативе Геофизического института Аляскинского университета и проводился им в честь торжественного открытия нового здания института. После симпозиума состоялись полевые геологические экскурсии в различные районы Аляски.

На симпозиуме по геологии и геофизике Берингова моря присутствовали около 150 ученых из различных учреждений США, а также 25 человек из СССР, Канады и Японии. В делегацию СССР входили акад. В. С. Соболев (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), д-р геогр. наук А. Ф. Трешников (Институт Арктики и Антарктики Гидрометслужбы СССР) и канд. геол.-минералог. наук Н. А. Богданов (Геологический институт АН СССР). Заседания симпозиума проходили по сжатой и целенаправленной программе и тематически хорошо подобранные доклады не дублировали друг друга. Весь симпозиум был прекрасно организован и проведен в максимально короткие сроки.

Первое заседание было посвящено торжественному открытию нового здания Геофизического института, которому было присвоено имя проф. С. Т. Элви, бывшему в течение 14 лет директором этого учреждения. Институт является частью крупного научного центра, который в настоящее время интенсивно строится в пригороде Фербенкса, в г. Колледже.

Научные заседания симпозиума были посвящены трем проблемам: 1) происхождению и геологии глубоководной впадины Берингова моря и прилегающей к ней территории; 2) геологическим породам, образовавшимся на больших глубинах в условиях высоких давлений и 3) вечной мерзлоте, условиям формирования льда в пределах океана и закономерности его дрейфа.

Первые два дня заседаний были посвящены тектоническим вопросам и новым данным по региональной геологии Аляски и прилегающих к ней территорий шельфов Берингова и Чукотского морей.

Научная часть симпозиума открылась докладом проф. М. Юинга (Ламонтская геофизическая лаборатория), в котором была дана подробная геофизическая характеристика бассейна Берингова моря. В нем были сведены результаты сейсмических, гравитационных и магнитных исследований в акватории Берингова моря. М. Юинг особо подчеркнул, что если магнитные и гравитационные аномалии этого региона мало отличаются от сопредельных с юга частей Тихого океана, то сейсмическим профилированием в его пределах выделяется мощная (до 5 км) толща пелагических осадков, не деформированных и неизменных, которые в океане отсутствуют. Особенности строения Алеутско-Командорской островной дуги позволили д-ру Д. Шоллу (Геологическая служба США) сделать вывод, что геологическая история глубоководной впадины Берингова моря как отдельной структуры началась с эпохи заложения вулканической дуги, которая отделила ее от северной части Тихого океана. В связи с этим, «второй океанический слой» с низкими скоростями (3,7 км/сек), мощностью до 2—3 км, в пределах Берингова моря может рассматриваться как толща абиссальных осадков доверхнемелового возраста, сформировавшихся в период, когда еще не было Алеутско-Командорской островной дуги. Первые тектонические поднятия и накопления вулканических и осадочных толщ в пределах дуги, по мнению Д. Шолла, начались в конце мела или, скорее всего, в палеогене. Интересно также его заключение о природе хребтов Бауэrsa и Шиrhoва, которые в настоящее время переживают период тектонического покоя и подвергаются размыву. По данным М. Юинга и Д. Шолла эти океанические горные сооружения представляют собой недоразвившиеся вулканические дуги, тектонические поднятия в которых протекали в кратковременную геологическую эпоху, охватывавшую конец мелового и начало третичного времени.

В докладе Н. А. Богданова и М. С. Маркова также было сделано предположение, что глубоководная впадина Берингова моря в доверхнемеловую эпоху была частью Тихого океана. Однако, используя новые данные по геологии востока Корякского нагорья, они высказали предположение, что в течение юры и нижнего мела в результате складчатости в смежных геосинклинальных системах размеры ее уменьшились и западная часть впадины, заполненная мощной толщей глубоководных осадков, причленилась к континенту. Они также уточнили время заложения Алеутской дуги, показав, что образование поднятия здесь началось в конце верхнемеловой эпохи.

Особое место в их докладе, а также в докладах М. Юннга, Д. Шолла и Р. Перри занимала проблема расширения океанического дна. Геологические данные, которые имеются по обрамлению Берингова моря, показывают, что процесс расширения дна и подвиг океанической коры под континент происходил в конце нижнего мела, когда образовались многочисленные шарьяжи по обрамлению глубоководной впадины. Однако в последующую эпоху, вероятно, процессы растяжения прекратились и нельзя рассматривать структуры желобов как зону Беньюфа или пояса всасывания океанической коры. Не совсем понятна природа магнитных аномалий, которые протягиваются параллельно берегу Аляскинского полуострова, но пересекаются Алеутско-Командорской дугой. Так, часть аномалий прослеживается севернее желоба, на южных склонах Алеутского хребта, а не погружается под хребет вдоль оси желоба, как полагали все сторонники гипотезы образования океанических впадин в результате расхождения континентов в стороны от рифтов срединноокеанических хребтов.

Ряд докладов был посвящен строению шельфов востока Берингова моря и юга Чукотского моря. В сообщениях Д. Гопкинса и Г. Нельсона (Геологическая служба США) было показано, что геологические структуры западной Аляски в пределах шельфов резко меняют свои простирания с юго-восточных на северо-западные и как бы огибают Беринговоморскую впадину с востока и северо-востока.

В докладе А. Грантца и др. (Геологическая служба США) на основании данных по магнитному и акустическому профилированию Чукотского моря было убедительно доказано, что палеозойские породы, слагающие поднятие Лисберн на крайнем северо-западе Аляски, прослеживаются в виде подводного поднятия в пределах шельфа вплоть до островов Врангеля и Геральда. К северо-востоку и к юго-западу от него расположены впадины, выполненные меловыми и третичными породами, первая из которых является подводным продолжением Колвиллского прогиба, а вторая — с севера обрамляет выступы полуостровов Чукотского и Сьюарда и уходит на запад в пролив Де-Лонга.

Среди докладов, в которых рассматривались вопросы региональной тектоники западной части Аляски, особого внимания заслуживают те, в которых давалась интерпретация продолжения тектонических структур Азии в пределы Северной Америки. В сообщении С. Сансбери (Геологическая служба США) был дан подробный анализ геологического строения п-ова Сьюард и указано на полное сходство разреза этого района с разрезами Чукотского полуострова. Интересно отметить, что верхние серии метаморфического комплекса п-ова Сьюард, который подстилает ордовикские карбонатные образования, по данным абсолютного возраста относятся к докембрию (750 млн. лет). Таким образом, среди метаморфид этого региона теперь доказано присутствие докембрийских толщ.

Второй доклад по проблеме связи Азии и Северной Америки был сделан У. Паттоном (Геологическая служба США), который на основании результатов последних геологосъемочных работ показал, что Чукотско-Охотский вулканогенный пояс прослеживается в Юкон-Куюкскую провинцию и здесь замыкается в пределах блока, ограниченного со всех сторон разломами. Все эти данные свидетельствуют о полном тождестве тектонических структур по обе стороны северного шельфа Берингова моря.

Последними докладами на геологической части симпозиума были выступления И. Тальеро и В. Броже (Геологическая служба США) о строении западного склона хребта Брукса и Д. Союзера (Геологическая служба Канады) о положении офиолитового пояса Кордильер Канады. Автор последнего сообщения высказал гипотезу о том, что офиолитовый пояс представляет собой останец надвига океанической коры, который в конце мезозоя перекрывал все западные геосинклинальные тропы Кордильер.

Во время работы симпозиума, в воскресенье 28 июня состоялась экскурсия. Геологическая экскурсия была по району Фербенкса. Во время этой поездки происходило знакомство с разрезом метаморфического комплекса Брич-Крик. Древнейшими в нем, по-видимому, являются гранато-амфиболовые гнейсы, а наиболее молодыми — филлитовые и хлоритовые сланцы. Скорее всего, комплекс Брич-Крик соответствует по возрасту среднему протерозою — рифею и подвергся метаморфизму и складчатости в конце докембрийского времени.

После заседания симпозиума состоялись геологические экскурсии в разные районы Аляски, которые продлились со 2 по 6 июля. Академик В. С. Соболев выехал в экскурсию в район вулкана Катмаи, где неоднократно происходили вулканические извержения. Рядом с этим вулканом расположена долина гейзеров, носящая название Долины тысячи дымов. Во время этой экскурсии участники ознакомились с разнообразными аспектами условий извержений и сформированных вулканических и магматических пород.

В экскурсию через Аляскинский хребет выезжал Н. А. Богданов. Экскурсию проводили проф. Т. Певе и К. Вархавтиг, которые являются специалистами по четвертичной геологии, и поэтому в ней основное внимание уделялось современным формам рельефа и деятельности ледников. В регионально-геологическом плане это пересечение было чрезвычайно интересным, так как во время него выявилось много структурных особенностей, которым в геологической литературе по Аляске уделялось мало внимания. Очень интересным оказалось строение зоны сочленения структур эвгеосинклинали Аляскинского хребта и Юконского массива. Вдоль этой границы повсеместно прослеживается пояс ультрабазитов, а возможно, и офиолитовой формации, которые подстилают докембрий эвгеосинклинали и залегают в основании крупной надвиговой чешуи, переместившейся с юга на север. Далее на юг нам удалось наблюдать три такие структуры, перемещения которых происходило в том же направлении. В автохтоне залегают породы верхнего палеозоя и мезозоя (вплоть до средней юры), а в аллохтоне — образования палеозоя и докембрия. Все эти надвижки имеют доверхнемеловой возраст и перекрываются позднемезозойскими и кайнозойскими образованиями. Они пересекаются молодыми левосторонними сдвигами Денали и другими, которые заложены, вероятно, в позднечетвертичное время и смещение по которым продолжается и в настоящее время.

В целом работа симпозиума по геологии и геофизике Берингова моря прошла в деловой и дружественной атмосфере.

Н. А. Богданов

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции

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

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 5.XI 1970 г.	Т-01501	Подписано к печати 5/1-1971 г.	Тираж 1775 экз.
Зак. 4370	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Усл. печ. л. 11,2	Бум. 4
			Уч.-изд. листов 12,2.

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

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает 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 статей 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, I 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 — русскому, 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, имеющихся 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 1 стр. машинописного текста), для всех статей — краткий реферат для БИНИТИ (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 оттисков.

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

12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

Пронин А. А. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА. Каледонский цикл. 25 л. 2 р. 50 к.

В работе охарактеризован каледонский цикл тектонического развития Урала, главным образом с описанием хронологии тектонических движений. Выделены три эпохи тектонической активизации земной коры: позднебайкальская, салаирская и таконская с изложением фактических данных, содержащихся в печатных и рукописных работах различных исследователей, а также результатов личных полевых наблюдений автора. Основной вывод автора сводится к тому, что он отводит тектоническим движениям каледонского цикла на Урале такую же роль, как и цикла герцинского.

Издание рассчитано на лиц, интересующихся вопросами исторической тектоники.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА СССР. 22 л. 1 р. 75 к.

Сборник содержит региональные очерки по большинству хорошо обследованных и исследованных областей распространения металлургических пород на территории СССР. Рассматривается эволюция этих поясов и определяется место процессов регионального метаморфизма в геосинклинальном развитии. Проведена типизация метаморфизма для раннего докембрия и фанерозоя. Определена специфика древнейших метаморфических поясов. Показаны различные типы метаморфической зональности и на этом основании уточнена классификация фациальных серий.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов-петрологов и тектонистов.

Если Вы хотите приобрести книги издательства «Наука», заказы направляйте в магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига» (Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12) или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

