



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА-1982

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1982

содержание

Хаин В. Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического	
развития Большого Кавказа	3
Юдин В. В. Изотопное датирование разрывов (на примере западного склона Се-	
верного Урала)	14
Фролова Н. С. О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных	
пород (на примере Таласского Алатау)	18
Тихонов В. И., Ярмолюк В. В. Гобийский Алтай — южная пограничная структура	
каледонид Монголии (особенности его строения и развития)	25
Кулаков В. В. Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменноуголь-	
ного бассейна	36
Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложе-	
ний и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе	42
Баженов М. Л., Буртман В. С. Кинематика Памирской дуги	54
Левин Л. Э. Геодинамика и вулканизм глубоких окраинных и внутренних морей	72
Алексеев Э. С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья	87
Рождественский В. С. Роль сдвигов в структуре Сахалина	99
Карташов И. П. Происхождение островных склонов Кубы	112

Рецензии

Белкина	H. M.	, Рыбин	A. I	И. С) кні	иге	Б.	П.	Барх	сатова	«Тен	стониче	ски	ек	арті	si≯	
(Л.,	Недра	, 1979, 1 [.]	92 c.))						•	•				;	•	124

1

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOTECTONICS

JULY - AUGUST

MOSCOW

Nº 4, 1982

CONTENTS

Khain V. E. Comparison of the fixistic and mobilistic models of the Great Caucasus	
tectonic development	3
Yudin V. V. Isotopic dating of faults (taken as an example the western slope of the	
North Urals)	14
Frolova N. S. Influence of metamorphism on the deformation properties of rocks	
(taken as an example the Talas Alatau)	18
Tikhonov V. I., Yarmoluk V. V. The Gobi Altai - a southern marginal structure of	
Mongolian caledonides (features of structure and development)	25
Kulakov V. V. Some structural features of the South-Yakutsk coal basin	36
Grigoriants B. V. Structural relationship of Mesozoic and Cenozoic sediments and	
possible conditions of inversion phenomenon in the South-East Caucasus .	42
Bazhenov M. L., Burtman V. S. Kinematics of the Pamir arc	54
Levin L. E. Geodynamics and volcanism of the deep marginal and inland seas	72
Alekseev E. S. Ophiolite complexes in the southern part of the Koryak Highlands	87
Rozhdestvensky V. S. The role of strike-slip-faults in the structure of Sakhalin	99
Kartashov I. P. Origin of Cuba island slopes	112

Reviews

Belkina N.	M., Ryb	in A. I.	On	the	book	by E	3. P.	Barkhatov	/ «Te	ctonic maps»	(L.,	
Nedra,	1979, p.	192)				•			•	•		124

Июль — Август

1982 г.

УДК 551.24.01 (234.9)

ХАИН В.Е.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ФИКСИСТСКИХ И МОБИЛИСТСКИХ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В статье дается критический анализ работ фиксистского направления по истолкованию условий образования складчатого сооружения Большого Кавказа. Приводятся доводы в пользу решающей роли тангенциальных усилий в этом процессе; источником этих усилий считается поддвиг Закавказской микроплиты под Евразийскую плиту. Отмечается, что сходные условия характеризуют развитие Горного Крыма и Копетдага.

В нашей стране Большой Кавказ благодаря своим природным особенностям и хорошей изученности был и продолжает оставаться полигоном, на котором проходят проверку как отечественные, так и зарубежные концепции тектогенеза. Г. В. Абих — «отец геологии Кавказа» применил к Кавказу гипотезу поднятия Буха — Гумбольдта, К. И. Богданович — учение о геосинклиналях, исследователи конца XIX — начала XX в. — гипотезу контракции, В. В. Белоусов в основном на материале Большого Кавказа создал в 40-е годы нашего века свою оригинальную концепцию развития геосинклиналей. В наши дни предпринимаются попытки объяснить формирование современной структуры Большого Кавказа как с фиксистских, так и с мобилистских позиций. Представляется любопытным произвести сравнение этих моделей. При этом речь пойдет об альпийском этапе развития Большого Кавказа по трем основным причинам. Во-первых, наши знания о палеозойском этапе слишком скудны; во-вторых, для этого этапа предложены лишь мобилистские модели (см. выше) и, в-третьих, альпийский этап отделен от герцинского эпохой крупной перестройки структурного плана и может рассматриваться как практически вполне самостоятельный.

Это последнее обстоятельство следует особенно подчеркнуть, так как в одной из фиксистских моделей развития Большого Кавказа — модели [16] принимается полная унаследованность альпийской эволюции Большого Кавказа от герцинской. Между тем в основании альпийского комплекса, начинающегося с лейаса (или верхов триаса), повсеместно на Кавказе наблюдается общее структурное несогласие, и даже в Сванетском антиклинории лейас (и верхний триас?) отделен от перми (и нижнего триаса?) перерывом и несогласием, сопровождаемым явным скачком метаморфизма. Общее движение масс у поверхности в герцинскую эру тектогенеза было направлено на Большом Кавказе к северу, а в альпийскую — к югу. На Северном Кавказе, включая зоны Передового и Главного хребтов, герцинский тектогенез сопровождался установлением платформенного режима, и только в зоне южного склона Центрального Кавказа и на Восточном Кавказе вскоре произошла регенерация геосинклинальных условий.

В фиксистской модели И. А. Резанова и В. И. Шевченко [16] (рис. 1) предусматривается существование под всем Кавказом байкальского метаморфического фундамента, образование на этом субстрате сначала, в каледонском этапе платформенных впадин (доказательства этого в действительности отсутствуют) и, далее, развитие на их месте узких, но глубоких герцинско-альпийских геосинклинальных трогов, разделенных межтроговыми выступами байкальского фундамента. Альпийское горообразование выразилось в вовлечении в поднятие части трогов и межтроговых выступов и в опускании с накоплением моласс другой их части. Причиной этого процесса служат, по авторам, фазовые изменения на границе кора — мантия и сопутствующие им процессы. Погружение сопровождается подъемом границ Мохоровичича и Конрада; «осадочный» и «гранитный» слои приобретают при этом свойства «базальтового» слоя, а «базальтовый» слой погружается в мантию, превращаясь в эклогит. Формирование эклогитов сопровождается выносом кремнезема и щелочей, которое способствует гранитообразованию на более высоких уровнях, что в свою очередь вызывает поднятие. Причиной поднятия может являться также, согласно этим же авторам, и серцентинизация верхов мантии.



Рис. 1. Схема развития Кавказской геосинклинали (по И. А. Резанову и В. И. Шевченко [16])

І — байкальский фундамент; 2 — каледонский платформенный чехол; комплексы отложений; 3 — герцинского этапа, 4 — геосинклинальной стадии альпийского этапа, 5 — орогенной стадии альпийского этапа; 6 — водный слой морской мегавпадины; 7 — офиолитовый пояс (по М. Г. Ломизе и Д. И. Панову). ГТ — геосинклинальный трог; ПВ платформенная впадина

Большей конкретностью и более полным учетом фактического матернала отличается другая фиксистская модель развития Большого Кавказа, разработанная В. Н. Шолпо [20] на основе идей В. В. Белоусова. В этой модели альпийский этап справедливо рассматривается как самостоятельный, но, опять же справедливо, указывается, что основной геосинклинальный прогиб альпийского Большого Кавказа возник на месте наиболее поздно замкнувшейся и наименее консолидированной части герцинской геосинклинальной системы. Образование прогиба рассматривается как результат внедрения в нижние горизонты коры больших масс основной магмы, но растяжение отрицается. Признается, однако, что зона повышенной проницаемости литосферы была наклонена в сторону северной платформы (рис. 2); эта зона отождествляется с «тектонофером» Ю. М. Шейнманна, т. е. фактически с зоной Беньофа.

Дальнейшее развитие Кавказской геосинклинали связывается с метаморфическим преобразованием нижней части ее осадочного выполнеиия под влиянием его погружения в область повышенных температур и давлений и притока глубинных флюидов. Принимается, что при этом происходит понижение плотности глинистых пород, возникает инверсия илотностей, вызывающая обратный подъем метаморфизующихся толщ глубинный диапиризм, а на более глубоких уровнях — гранитообразование за счет дифференциации основного материала, поступившего сюда на начальной стадии развития геосинклинали. Гранитизация также сопровождается инверсией плотностей и служит второй причиной роста поднятия на месте осевого прогиба геосинклинали. Она же приводит к увеличению мощности коры.

Развитие двухъярусного глубинного диапира продолжается, по В. Н. Шолпо [20], с начала поздней юры и до начала миоцена и вызывает инверсию Большекавказской геосинклинали (отрицаемую без достаточных оснований И. А. Резановым и В. И. Шевченко [16], но начинающуюся, в действительности, еще перед байосом). Глубинный диапиризм сопровождается складчатыми деформациями, порождаемыми в его ядре восходящим течением материала, а на периферии — горизонтальным сжатием вследствие распирающего действия диапира.



Рис. 2. Схема развития эндогенных процессов в тектоносфере Большого Кавказа в альпийском цикле (по В. Н. Шолпо [20])

А — доинверсионный этап, Б — инверсия геотектонического режима, В — орогенный этап. 1 — «гранитный» слой земной коры; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 верхняя мантия; 4—5 — астеносфера (5 — «возбужденная»); 6 — поднимающиеся астенолиты мантийного материала; 7 — мантийное вещество, внедрившееся в нижнюю часть земной коры; 8 — зона повышенной проницаемости в тектоносфере; 9 — доинверсионные глинистые формации; 10 — песчаные отложения и молассы; 11 — флишевая формация; 12 — карбонатная парагеосинклинальная формация; 13 — сминающиеся в складкш осадочные толщи и гранитоидные интрузии; 14 — «активизированный» гранитный слой; 15 — зоны глубоких разломов и направления подачи магматических расплавов; 16 сейсмические границы внутри земной коры

Орогенный этап развития Кавказа, по мнению В. Н. Шолпо (как н В. В. Белоусова), не является прямым продолжением геосинклинального этапа, а представляет независимый процесс, происходящий по другому структурному плану, с блоковыми движениями преимущественно в поперечном к Кавказу направлении. Причины горообразования не рассматриваются, но из рис. 2 можно видеть, что в соответствии с концепцией В. В. Белоусова они должны заключаться в новом подъеме мантийного материала к коре, не находящего, однако, теперь выхода на поверхность вследствие утолщения коры и понижения ее проницаемости.

Переходя к критическому анализу обеих фиксистских моделей, из которых модель В. Н. Шолпо представляется более обоснованной и поэтому заслуживающей большего внимания, приходится заметить, что обе они не учитывают ряда важных особенностей развития и структуры Большого Кавказа. Особенности эти следующие.

1. Заложение альпийской геосинклинали Большого Кавказа сопровождается существенным растяжением, утонением [13] и, возможно, полным разрывом ранее возникшей здесь континентальной коры. Доказательствами этого являются, во-первых, широкое развитие диабазовых даек по северной периферии осевого трога, которые составляют местами до 50% горизонтального разреза (наблюдения Д. К. Андреева и Л. А. Варданянца в Боковом хребте Восточного Кавказа и М. Л. Сомина в Главном хребте Центрального Кавказа). Во-вторых, о том же свидетельствует толеит-базальтовый характер ранне- и среднеюрского магматизма этого трога; петрохимически эти породы, по М. Г. Ломизе, носят смешанные черты океанских и континентальных с преобладанием океанских признаков; по М. Б. Лордкипанидзе, они относятся к океанскому типу, а второстепенные отличия объясняются вторичными измепениями.

По заключению М. Г. Ломизе, масштаб растяжения измерялся многими десятками и мог доходить до сотни километров. Если же учитывать, что дайки составляют до половины поперечного сечения уже на периферии трога, то можно допустить, на мой взгляд, что 100 км представляет не максимальную, а минимальную оценку, и, если справедливо мнение М. Б. Лордкипанидзе, Большекавказский трог в ранней и начале средней юры мог являться бассейном красноморского типа. Отсутствие полной офиолитовой ассоциации можно объяснить в последнем случае тем, что ее ультрабазитовые члены не были тектонически выжаты к поверхности. Возможно, впрочем, что прав М. Г. Ломизе, и дело не дошло до полного разрыва континентальной коры.

2. В пределах Закавказского массива, Большого Кавказа и Предкавказья петрохимия магматитов на протяжении всего альпийского этапа развития обнаруживает отчетливую петрохимическую полярность, засвидетельствованную в работах [1, 4, 13]. Эта полярность связана с активностью двух зон Беньофа, наклоненных к северу,— одна под Закавказский срединный массив, другая под зону Главного хребта Центрального Кавказа и ее восточное продолжение. Роль первой была особенно ощутима в лейасе — аалене, роль второй начала проявляться с байоса (к этому мы еще вернемся ниже).

3. Современная внутренняя структура Большого Кавказа формировалась в обстановке общего сжатия. Наиболее наглядным подтверждением этого вывода является достаточно широкое развитие тектонических покровов, которые лишь частично могут иметь гравитационную природу. К настоящему времени установлено распространение шарьяжей не только на южном склоне, на западе — в полосе от Туапсе до Адлера (частично и западнее), на востоке — от верховьев р. Риони и до окрестностей Сумгаита — Баку [6, 10], но и в Куринской впадине, где шарьяжи с севера, со стороны Большого Кавказа, достигают в Грузии северных окрестностей Тбилиси, а в Азербайджане — среднего течения Куры и далее на восток линии Мингечаур - Геокчай - Алят. Чрезвычайно отчетливо выражен надвиг кристаллической зоны Главного хребта Центрального Кавказа на сложенную юрской сланцевой толщей зону и западное окончание флишевого синклинория южного склона. Минимальная амплитуда тектонического перекрытия может быть оценена, исходя из сравнения наименьшей видимой ширины зоны южного склона Центрального Кавказа — 5 км и наибольшей ширины его продолжения в Восточном Кавказе (зоны Бокового и Главного хребтов) — 60 км (рис. 3) и составляет 55 км. Помимо этого пологие надвиги и шарьяжи существуют и на северном склоне Большого Кавказа, в основном вдоль контакта верхнеюрских и более древних образований (района Фишта и Оштена на Западном Кавказе — старые данные В. В. Белоусова и Б. М. Трошихина; Северная Осетия — старые данные Л. А. Варданянца; Шахдаг-Бешбармакская зона — по новым материалам Б. М. Исаева, Т. Н. Кенгерли и др.), а также мела и палеогена на выступе Дагестанского клина (Нараттюбинская моноклиналь). Если для объяснения образования покровов южного склона и Куринской впадины еще может быть привлечен гравитационный механизм, то для шарьяжей Главного хребта и северного склона подобное объяснение явно непригодно. В случае же южного склона и Куринской впадины действие силы тяжести могло быть лишь дополнительным фактором по двум причинам. Во-пер-



Рис. 3. Схема тектонического строения Большого Кавказа 1 — Предкавказская плита и ее кавказский склон; 2 — то же, под молассами; 3 — Закавказская плита; 4 — то же, под молассами; 5 — приподнятая, переработанная и надвинутая часть Предкавказской плиты; 6 — сланцево-диабазовая, частично флишевая зона Большого Кавказа; 7 — флишевая зона Большого Кавказа; 8 — Абхазо-Рачинская зона — приподнятый и надвинутый к югу северный край Закавказской плиты; 9 — молассовые прогибы; 10 — надвиги и сдвиги, пунктир — под молассами; 11 — геологические границы

вых, восстановленная ширина покровов, ныне составляющих комплекс пластин, превосходит ширину возможной зоны тектонической денудации (последняя не может простираться на север далее линии, за которой начинаются иные фации). Во-вторых, основное горообразование имело место уже после образования шарьяжей.

Трудно, далее, согласиться с В. Н. Шолпо [16] в том, что линейная, доходящая до изоклинальной складчатость и кливаж южного склона, а также осевой полосы Восточного Кавказа целиком являются продуктом глубинного диапиризма, а не общего тангенциального сжатия. Детальный структурный анализ, проведенный И. П. Гамкрелидзе [7] на южном склоне Центрального Кавказа и в Северо-Западном Кавказе, подтвердил решающую роль внешних сжимающих усилий в формировании складчатой структуры и кливажа. Что касается кливажа, то примечательным фактом является его исчезновение на флангах складчатого сооружения, именно там, где погружается цепь передовых поднятий Закавказского срединного массива (Гагра-Джавско-Вандамская зона).

Учитывая только масштаб перемещения шарьяжей Главного хребта и южного склона (последний оценивается И.П.Гамкрелидзе в 50— 60 км), а также оценивая поперечное сокращение при складчатости в 50%, можно прийти к выводу, что в целом сжатие при образовании альпийского сооружения Большого Кавказа составляло не менее 200 км, что превысило растяжение при заложении геосинклинали и должно было привести к увеличению мощности коры.

Размер сокращения площади заметно убывает в направлении обоих погружений складчатого сооружения; этому соответствует уменьшение напряженности складчатости, переход от линейной складчатости к брахиморфной. Наибольшее сжатие складчатой системы совпадает с ее наиболее приподнятым положением, с выступом фундамента Закавказского массива; ее расширение и погружение — с погружением фундамента последнего. В зоне наибольшего опускания фундамента массива — в Южно-Каспийской впадине наблюдается резкое отклонение складок Восточного Кавказа и Западного Копетдага к югу с образованием двусторонней виргации, что логично объясняется [11] горизонтальным выдавливанием геосинклинального комплекса из участков наибольшего сжатия орогена в менее сжатые его участки.

4. Структура Большого Кавказа характеризуется отчетливой асимметрией с решительным преобладанием южной вергентности складок и надвигов. Эта особенность складчатого сооружения Большого Кавказа подчеркивается прежде всего резким отличием чрезвычайно интенсивно деформированных и затронутых глубоким катагенезом или начальным метаморфизмом сланцево-флишевых толщ южного крыла сооружения (на Восточном Кавказе и его осевой полосы) от пологоскладчатых или даже залегающих моноклинально и претерпевших лишь незначительные постседиментационные изменения одновозрастных толщ северного крыла мегантиклинория. Примечательно, далее, что даже в этом крыле движение по надвигам и шарьяжам происходило в южном направлении, за исключением двух крайних участков, — вдоль Ахтырского надвига на границе Западно-Кубанского прогиба на северо-западе и вдоль Крызского и Сиазанского надвигов на границе Кусаро-Дивичинского прогиба на юго-востоке. Эти северо-вергентные надвиги можно рассматривать по аналогии с Альпами и Карпатами как ретрошарьяжи. связанные с образованием соответствующих молассовых прогибов. В случае Юго-Восточного Кавказа определенно устанавливается, что Крызский и Сиазанский надвиги моложе развитого в той же полосе Шахдагско-Чираккалинского шарьяжа, возникшего еще в раннем мелу [10].

5. Следует, наконец, подчеркнуть, что в альпийских, в том числе позднеальпийских, деформациях активно участвует не только собственно альпийский, триас-палеогеновый геосинклинальный комплекс, но и его доальпийское основание. Это особенно хорошо видно в зоне Главного хребта Центрального Кавказа, но отчетливо наблюдается и восточнее, в Северной Осетии. Отсюда вытекает вывод о том, что источником альпийских деформаций не могут быть процессы в низах альпийского осадочного комплекса; источник этот лежит значительно глубже. Отнюдь не случайно наибольшая степень вовлечения доальпийского фундамента в молодые деформации наблюдается в Центральном Кавказе, где этот фундамент полого надвинут на альпийский комплекс южного склона.

Из всей совокупности приведенных данных следует, что развитие геосинклинали Большого Кавказа и формирование на ее месте складчатого горного сооружения не может быть объяснено с позиций исключительного проявления лишь вертикальных движений и сопутствующих им физико-химических процессов в коре и верхней мантии, хотя роль последних и может быть более существенной. Противоречие между фиксистской моделью и значительными горизонтальными перемещениями отчасти сознается И. А. Резановым и В. И. Шевченко [16], которые пишут по этому поводу следующее (с. 171—172): «Основные особенности тектонической зональности и истории региона противоречат представлению о существовании здесь сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений крупных плит земной коры или литосферы. Однако изучение внутреннего строения складчатых сооружений (в том числе Кавказа и Копетдага), выявление ведущей роли чешуйчато-надвиговых дислокаций в их структуре показывает, что формирование этих сооружений невозможно объяснить без самостоятельных горизонтальных напряжений и соответствующих дислокаций».

В дальнейшем В. И. Шевченко посвятил специальную статью [18] этому противоречию, которое проистекает лишь из непомерной абсолютизации унаследованности в развитии Крымско-Кавказско-Копетдагской геосинклинали в работах И. А. Резанова и В. И. Шевченко.

На наш взгляд, вся сумма известных фактов, касающихся альпийской истории и структуры Кавказа, находит свое наиболее полное объ-



Рис. 4. Геолого-геофизические разрезы земной коры Большого Кавказа по профилю

Волгоград — Нахичевань (по А. Г. Шемпелеву [19], упрощенно) 1 — границы, построенные по уверенным данным ГСЗ; 2 — границы предположительные; 3 — предполагаемые разломы, наблюдаемые на поверхности; 4 — верхняя и нижняя поверхности «базальтового» слоя; 5 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 6 — «базальтовый» слой; 7 — «гранитный» слой; 8 — осадочный слой



Рис. 5. Геолого-геофизические разрезы земной коры по профилям Гали ---Александровское (А) и Степное — Бакуриани (Б), по А. Г. Шемпелеву [19]. Условные обозначения см. рис. 4

яснение в мобилистской модели, предусматривающей в начале альпийского этапа (поздний триас — аален) отделение Закавказского массива (микроплиты) от Евразиатской плиты и ее Предкавказского (Скифского) обрамления, а в дальнейшем, начиная с байоса, поддвиг Закавказ-ской плиты под Предкавказскую. Впервые предположение о таком поддвиге было высказано В. П. Ренгартеном еще в 1926 г., а недавно к аналогичному заключению пришел А. Г. Шемпелев [19], уже на основании комплексной интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования (рис. 4, 5).

Вывод об образовании складчатой структуры в условиях общего горизонтального сжатия может быть с полным основанием распространен и на Копетдаг. Здесь показателем этого служит наличие системы диагональных сдвигов — северо-западных правых и северо-восточных левых, свидетельствующих о сжатии в меридиональном направлении [15 и др.].

На раннегеосинклинальной стадии в осевой зоне Большекавказской геосинклинали и, очевидно, на ее крымском и копетдагском продолжениях возникло пространство с резко утоненной, пронизанной дайками основной магмы континентальной корой, вероятно, разорванной и замещенной в осевой части корой океанского типа. Это раскрытие окраинного моря логично связывать с активностью зоны Беньофа по южному ограничению Закавказского массива, на его границе с Центральноанатолийско-Малокавказским океанским бассейном. Существование последнего и сопровождающей его зоны Беньофа вероятно с позднего палеозоя [19]; однако возникновение Закавказской вулканической дуги относится к байосу, когда геодинамическая обстановка на Большом Кавказе уже изменилась. Это можно объяснить некоторым запаздыванием начала островодужной вулканической активности по сравнению с раскрытием краевого моря, отмеченным недавно и на примере Филиппинского моря [22].

По северному борту окраинного моря уже начиная с позднего триаса должна была существовать другая зона Беньофа, с которой связано развитие Северокавказского вулкано-плутонического пояса в триасе [17] и начале юры [13]. Иначе говоря, это была окраина андского типа. В тылу Северокавказского вулкано-плутонического пояса и его западного и восточного продолжений в позднем (или уже среднем) триасе наметилась зона растяжения, с которой и были связаны тафрогеосинклинали Западного Предкавказья, Азовского моря и Равнинного Крыма, а также Манычский, Мангышлакский и Туаркырский авлакогены.

В начале байоса резко усилилась аккреция вдоль северной зоны Беньофа, с вовлечением накопившихся в позднем триасе — лейасе аалене песчано-глинистых толщ в интенсивные складчатые деформации и образованием невулканической дуги, составившей центральное поднятие Большого Кавказа. Аналогичные события произошли и в Горном Крыму.

Новые импульсы деформаций с дальнейшим сближением Закавказской и Предкавказской плит последовали в конце средней и в конце поздней юры. Во время первой из этих фаз сжатия произошло выкалывание в северной периферической части Закавказской плиты Гагра-Джавско-Вандамской пластины с ее последующим надвиганием в центральной части по Кахетино-Лечхумскому шву на основную часть плиты. Вторая фаза была общей для Горного Крыма, Большого Кавказа и Большого Балхана. В течение всего этого времени, очевидно, продолжала функционировать зона Беньофа вдоль Главного хребта, но основная часть созданной перед байосом субокеанской или океанской коры была поглощена, вероятно, к началу мела.

Мел и ранний палеоген — время относительно спокойного и унаследованного развития всего рассматриваемого региона. Основные события происходили к югу от него, в Анатолии, на Малом Кавказе, в Иране (особенно в Загросе). Продолжала проявлять себя Закавказская вулканическая дуга и магматическая полярность была связана в основном с южной зоной Беньофа. Поэтому уже на северной и северо-восточной периферии Малого Кавказа, а также на Грузинской глыбе и в южном обрамлении флишевого трога южного склона Большого Кавказа распространены преимущественно основные породы с заметно повышенной щелочностью.

Собственно альпийская эпоха деформаций, практически совпадающая с орогенным этапом, начинается в конце эоцена и выражается в энергичном поддвиге Закавказской микроплиты под Евразиатскую со скоростью 6—7 см/год [9]. В олигоцене — миоцене интенсивность поддвига и соответственно деформаций значительно снижается и их новое усиление приходится на поздний миоцен — начало плиоцена и конец плиоцена — квартер. К этой последней фазе относится и вспышка наземного известково-щелочного магматизма в центральной части Большого Кавказа. Другим доказательством продолжения коллизии Закавказской и Евразиатской плит, с пододвиганием первой под вторую, является весьма характерная деформация олигоцен-неогеновых отложений вдоль черноморской подводной окраины Западного Кавказа, вполне сходная с наблюдаемой в висячем крыле зон субдукции по периферии океанов, например вдоль Макранского побережья Оманского залива [5].

Большой интерес в этой связи представляют и результаты глубинного магнитотеллурического зондирования, позволившие Г. Е. Гугунава [8] прийти к выводу о погружении поверхности астеносферного слоя в Закавказье в сторону Большого Кавказа и ее приподнятом положении в пределах последнего (рис. 6). До недавнего времени еще одним свидетельством в пользу поддвига Закавказья под Большой Кавказ могли служить данные об увеличении глубины очагов землетрясений на Восточном Кавказе в северном направлении, вплоть до появления подкоровых очагов в Каспии, у Кавказского побережья [12]. Существование здесь таких глубоких (60 км) очагов ныне отрицается грузинскими сейсмологами [3], но некоторая тенденция их углубления к северу, видимо, все же имеет место.



Рис. 6. Схема геоэлектрического строения земной коры и верхней мантии Кавказа (по Г. Е. Гугунава [8]) 1 — кора; 2 — мантия; 3 — проводящий слой в мантии

Сделанные по Кавказу выводы можно, очевидно, распространить на Крым и Копетдаг. Близ южного побережья Горного Крыма, как известно, существует сейсмофокальная зона, круто наклоненная под полуостров и достигающая глубины 40 км. Локализованность этой зоны против небольшого участка побережья у Алушты объясняется, видимо, двумя причинами: ее реликтовым характером и пересечением продольной зоны поддвига с поперечным Симферопольско-Алуштинским разломом. Независимым доказательством такого поддвига является существование в пределах юго-восточной подводной окраины Крымского полуострова зоны молодой и современной складчатости, совершенно аналогичной Призападнокавказской. Что же касается Копетдага, то и здесь мы наблюдаем молодые деформации на Апшеронском пороге, к югу от Кубадага и Большого Балхана и в южном борту Предкопетдагского прогиба. К востоку от поперечного разлома, разделяющего Большой Балхан и Копетдаг, поддвиг южной плиты под северную сменяется, очевидно, обратным их смещением; эта тенденция сохраняется, однако, лишь до Урало-Оманского линеамента.

Последняя особенность показывает, что в отличие от северной Евразиатской плиты южная, простирающаяся из Черного моря в Закаспий, не является монолитной, а разбита поперечными разломами сдвиговотрансформного типа. Один из таких разломов показан Л. П. Зоненшайном и его соавторами [9] на их схеме литосферных плит региона на северном продолжении Восточно-Анатолийского разлома; он совпадает с разломом, намеченным ранее автором вдоль восточного ограничения Дзирульского массива и Е. Е. Милановским в направлении на Грозный, где известен небольшой центр молодого вулканизма. Этот разлом, очевидно, «просвечивает» в надвигающейся плите, и им частично объясняется вытянутость ареала молодого вулканизма Большого Кавказа в поперечном направлении, подчеркиваемая многими исследователями. Помимо данного разлома очевидно существование минимум еще двух; один из них Одесско-Синопский разлом, ограничивает с запада сооружение Горного Крыма и делит на две отличные друг от друга части Черноморскую глубоководную котловину. Другой, Западно-Каспийский, служит западным ограничением Южно-Каспийской впадины. Ее восточным ограничением и является, вероятно, южное продолжение упоминавшегося выше разлома между Большим Балханом и Копетдагом.

В итоге мы получим схему плит и микроплит, изображенную на рис. 7. Последний вопрос, который здесь необходимо рассмотреть, — вопрос о происхождении и роли Транскавказского поперечного поднятия. Этому поднятию, достаточно очевидному в современной структуре региона, особенно в связи с тем, что с ним сопряжены Черноморская и Каспийская впадины, противниками мобилистского подхода к Кавказу придается особенно большое значение. Они доказывают [20, 21], что Транскавказское поднятие существует с докембрия, непрерывно воздействуя на развитие Кавказа, а на новейшем орогенном этапе оказывает на это развитие решающее влияние. По этому поводу приходится заметить следующее.



Рис. 7. Распространение плиоцен-четвертичных магматических комплексов и границыг плит срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса (по Л. П. Зоненшайну и др.

[9]) 1 — известково-щелочный вулканизм; 2 — щелочный вулканизм; 3 — субвулканические тела; 4 — плиоцен-четвертичные вулканы; 5 — то же, с щелочными и субщелочными излияниями; 6 — щелочные платобазальты; 7 — границы поглощения; 8 — границы скольжения

Не существует никаких объективных доказательств проявления Транскавказского поднятия в докембрии и палеозое по той простой причине, что в восточной части Кавказа обнажения этих древних образований отсутствует и, следовательно, судить об их составе невозможно. В Иране же, где такие обнажения имеются, они не дают оснований для подобных выводов. Что касается триаса и юры, существующие палеогеографические реконструкции по Предкавказью и Большому Кавказу для ранней и средней юры [14] позволяют говорить лишь о менее погруженном положении их западной части по сравнению с восточной. В раннем мелу картина была скорее обратной, а в позднем мелу, палеогене и начале миоцена не наблюдалось существенных отличий в интенсивности погружений на западе и на востоке. По настоящему существование Транскавказского поднятия ощущается, начиная с позднего миоцена, т. е. с начала позднеорогенной стадии. В частности, именно в это время в Предкавказье выступило Ставропольское поднятие, разделившее его на две впадины, четко обозначилась каспийская полоса меридиональных опусканий.

Все эти события наиболее логично связать с коллизией Аравийской плиты с Анатолийско-Иранской и Понтийско-Каспийской и в конечном счете Евразиатской плитой. При этом мелкие плиты, промежуточные между Аравийской и Евразиатской, испытали раздробление и выжимание к западу и востоку от Аравийского «клина». Как правильно отмечено в работе [23], процесс этот совершенно аналогичен, хотя и проявился в меньшем масштабе, воздействию Индостанской плиты на Евразиаткую и промежуточные мелкие плиты. Выступ к северу Копетдагской дуги можно соответственно объяснить «напором» Лутской глыбы Восточного Ирана, отодвигаемой спредингом Оманского залива.

Литература

- 1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. – Геотектоника, 1977, № 4, c. 88-103.
- 2. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) — Геотектоника, 1979, № 1, c. 77-84.
- 3. Балавадзе Б. К., Алексидзе М. А., Буачидзе Г. И., Гугунава Г. Е., Джибладзе Э. А., Шенгелая Г. Ш. О состоянии верхней мантии под Кавказом по геофизическим данным. — В сб.: II совещание по геодинамике Кавказа. Тезисы докл. 1980, с. 13—14.
- 4. Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кав-
- каза. М.: Наука, 1979. 299 с. 5. Галушкин Ю. И., Ушаков С. А. Деформация осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Каспийского морей).— В сб.: II семинар по геодинамике Кавказа. Тезисы докл. Тбилиси, 1980, с. 18—20.
- 6. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси: Мецниереба, 1977. 82 с.
- 7. Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 225 с.
- В. Гугунава Г. Е. К проблеме глубинного строения Кавказа.— Сообщ. АН ГрузССР, 1976, т. 84, № 1, с. 97—100.
 Эоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. Н., Володина В. И. Кайнозойская
- тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса. В кн.: Строение литосферных плит. М.: Ин-т океанология АН СССР, 1979, c. 54—124.
- 10. Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. Геотектоника, 1981, № 1, c. 70--84.
- 11. Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, № 2, <u>c</u>. 94-107.
- 12. Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмичные разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 1, c. 311—314.
- 13. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма (на примере Кавказа, Карпат и Анд): Автореф. докт. дис. МГУ, 1980, 35 с.
- 14. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития.— В кн.: Большой Кавказ. М.: Недра, 1976, с. 154—207. 15. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогениче-
- ских областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- 16. Резанов П. А., Шевченко В. И. Закономерности развития геосинклинальной области юга Европейской части СССР.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 12, с. 3—14. 17. Хаин В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский поэднетриасовый вулка-
- но-плутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса. Докл. АН СССР, 1979, r. 249, № 5, c. 1189—1192.
- 18. Шевченко В. И. Основное противоречие между фиксизмом и мобилизмом на приме-
- ре Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 8, с. 24—32. 19. Шемпелев А. Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига.— Геотекто-ника, 1978, № 6, с. 57—65.
- 20. Шолпо В. Н. Алынийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Наука, 1978. 176 с.
- 816.
- 23. Sengor A. M. C. Collision of irregular continental margins: implication for foreland deformation of alpine type orogens.— Geology, 1976, v. 1, № 12.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова Поступила в редакцию 20.X.1981 **№** 4

Июль — Август

1982 г.

УДК 551.243.17:550.93(234.851)

ЮДИН В. В.

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ РАЗРЫВОВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА)

Предлагается метод определения абсолютного возраста разрывов в осадочной толще по серициту и другим минералам, образованным при динамометаморфизме на зеркалах скольжения. Выяснено, что формирование трех соскладчатых разрывов на западном склоне Северного Урала происходило в позднекаменноугольно-раннепермское время, что согласуется с данными других методов определения возраста дислокаций.

Представления о времени формирования дислокаций в складчатых областях обычно довольно противоречивы. Особенно это касается районов с глубоким эрозионным срезом, где диапазон возраста дислоцированных и перекрывающих их недислоцированных отложений весьма велик. Одним из таких районов является Урал. На западном склоне Урала варисцийским тектогенезом дислоцированы отложения до карбона нижней перми включительно, а в Предуральском краевом прогибе согласно смята и вышележащая толща поздней перми — триаса. Угловое несогласие, фиксирующее окончание складчатости, известно лишь на севере краевого прогиба, где отложения средней — поздней юры несогласно залегают на триасовых и более древних толщах. На самом Урале недислоцированными являются лишь кайнозойские осадки, т. е. достоверно лишь то, что дислокации на Западном Урале формировались в течение позднего палеозоя — мезозоя. Этот вывод значительно уточняется данными других методов исследования (по соскладчатым магматическим комплексам и метаморфизму соседних районов, по возрасту синхронного складчатости орогенного комплекса пород и др.). Получаемые значения довольно противоречивы — от позднего девона [3] до конца триаса [4].

Возраст дислокаций, полученный разными методами, распространялся обычно на всю территорию Урала или на значительные ее участки. Однако во всех хорошо изученных складчатых областях и в том числе на юге Урала установлена поперечная миграция основной фазы складчатости [1, 7]. В связи с этим при датировании нарушений на Северном Урале для выявления миграции складчатости появилась необходимость определять возраст конкретных дислокаций.

Наиболее достоверным способом определения возраста конкретных глубоко эродированных дислокаций может стать изотопное датирование синхронных складчатости магматических, динамометаморфических и гидротермальных минералов. Такие минералы образуются в зонах соскладчатых разрывов и, что весьма существенно, должны отсутствовать в окружающих породах вне оперяющих нарушений. Так, например, была предпринята попытка определять возраст разрывов калий-аргоновым методом по иллитовой фракции глин трения [9]. Данные этого метода не всегда достоверны вследствие того, что на полученную датировку может повлиять возраст перетертых калийсодержащих минералов из вмещающих пород. Попытки датировать время формирования западноуральских разрывов по гидрослюдисто-серицитовому агрегату вместе с обломками породы (т. е. по глинке трения) не дали результатов, сопоставимых с другими методами.

Другие способы датирования западноуральских дислокаций по калийсодержащим минералам в осадочных породах также не дают положительных результатов. Так, например, предполагалось, что глинистые прослои известняков с «петельчатой» текстурой связаны с процессом будинажа, а значит, по возрасту новообразованных минералов в глинистой фракции известняков можно судить о возрасте дислокаций. Был определен возраст глинистых минералов из нерастворимого остатка 8 проб «петельчатых» известняков, охарактеризованных конодонтами раннего девона. Однако датировки, полученные по калий-аргоновому методу, характеризуют время не будинажа, а литогенеза (от 400±18 до 335± ±15 млн. лет — в основном конец раннего девона).

Для более объективного определения времени формирования разрывов в осадочных породах нами анализировался динамометаморфический серицит, тщательно отобранный с зеркал скольжения в осадочных породах. Отбор проб проводился путем соскабливания минерала с зеркал скольжения, а также выделением его из катаклазированных известняков путем растворения пробы в 10%-ной уксусной кислоте. Во вмещающих осадочных породах анализируемый минерал отсутствовал, что свидетельствует о его происхождении при динамометаморфизме. Полученные датировки отражают время максимальной активности движения по разрыву, при котором формировались новообразованные минералы. Теоретически в случае последующей активизации движения по разрызу возможно омоложение динамометаморфических минералов и соответственно возраста разрыва. Для правильного определения времени формарования нарушения по динамометаморфическим минералам важно очень тщательно отбирать пробы. В случае засорения их вмещающими породами или отбора минералов не динамометаморфического происхождения результаты анализа будут не корректны. Следует отметить, что достоверно динамометаморфические минералы в сместителях разрывов среди неметаморфизованных осадочных пород встречаются довольно редко. При изучении морфологии варисцид западного склона Северного Урала в течение трех лет нами отобраны лишь 3 пробы таких минералов. Рассмотренные разрывы представляют собой высокоамплитудные соскладчатые надвиги с притертыми контактами и отсутствием мощных зон брекчирования и признаков глубинности [8], что исключает возможность захвата чужеродного аргона, который может исказить возраст динамометаморфических минералов.

На западном склоне Северного Урала в районе ур. Шантым — Прилук (на левом берегу р. Илыч) среди позднеордовикских алевролитов из зеркал скольжения разрыва в кварц-кальцитовой жиле был собран серицит. Его абсолютный возраст по калий-аргоновому методу составляет 287±13 млн. лет. Следовательно, разрыв формировался в позднекаменноугольно-раннепермское время. В пользу этого свидетельствует также изотопный возраст свинца по галениту Шантым-Прилукского полиметаллического месторождения (данные Н. П. Юшкина и В. П. Силаева). Поскольку оруденение здесь приурочено к седловинным жилам и зонам брекчирования разрывов, то время формирования галенита синхронно возрасту самих дислокаций. Наиболее молодые датировки по данным «свинцового» метода, отражающие возраст оруденения, составляю» 260±10 млн. лет.

На р. Илыч, в 5 км ниже устья р. Бол. Ляги, из зеркал скольжения разрыва в нижнедевонском глинистом известняке был отобран и проанализирован серицит. Датировка его по калий-аргоновому методу составляет 290±10 млн. лет, что соответствует позднекаменноугольному времени.

На р. Шугор, в 32 км ниже устья р. Малый Паток (2 км выше «Верхних Ворот») в нижнепермских алевролитах из зоны надвига отобрана и проанализирована проба хлорит-серицитового агрегата. Его возраст по калий-аргоновому методу составляет 286±13 млн. лет, что также соответствует позднему карбону — ранней перми.

Сопоставление полученных датировок минералов динамометаморфизма достаточно определенно свидетельствует о том, что основная фаза образования рассмотренных западноуральских разрывов связана с позднекаменноугольно-раннепермским временем. Этот вывод хорошо согласуется с результатами других методов (рисунок). Так, например, возраст жил и даек кислого состава в верховьях р. Печоры по породе в целом калий-аргоновым методом составляет 276 ± 13 , 296 ± 12 млн. лет конец карбона — начало перми [5]. Поскольку жилы и дайки связаны с формированием дизъюнктивов, полученные датировки отражают и возраст формирования разрывов. То же можно отметить для расположенных западнее диоритов хр. Тимаиз, внедрение которых также связано с разломом. Возраст диоритов по валовой пробе составляет 295 ± 20 млн. лет. Восточнее, в осевой зоне Урала, на рубеже 285 млн. лет (к концу позднего карбона) отмечается кульминация магматизма и метаморфизма [6]. Примерно с того же времени (290—230 млн. лет — поздний карбон — ранний триас) в восточных районах западного склона Урала происходит формирование хрусталеносных жил. По данным В. В. Буканова



Возраст разрывных нарушений западного склона Северного Урала по данным ядерной геохронологии

[2], серицит в хрусталеносных гнездах 17 месторождений Северного и Приполярного Урала в среднем имеет возраст 264 млн. лет. Не противоречит позднекаменноугольно-раннепермскому времени формирования западноуральских разрывов и размещение наиболее молодых пород орогенного комплекса ранней перми, дислоцированных согласно с более древними породами. (Выходы отложений артинского яруса на западном склоне Северного Урала расположены западнее участков, где были отобраны пробы).

Таким образом, для определения возраста разрывов в неметаморфизованных осадочных породах можно использовать датировки по различным методам ядерной геохронологии динамометаморфических и в меньшей степени гидротермальных минералов из зон дробления. При этом минералы динамометаморфизма отражают время максимальной активности по разлому, а гидротермальные, возможно, и более поздние процессы. Применение предложенного метода позволит существенно уточнить возраст конкретных нарушений.

Литература

- 1. Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Шатров В. П. О времени консолидации Уральской геосинклинали.— В кн.: Орогенические пояса (Докл. сов. геологов на XXIII сессии Международного геол. конгресса. М.: Наука, 1968, с. 68—73.
- 2. Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974, 211 с.
- 3. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

- 4. Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г. О тангенциальных перемещениях на Урале, их разновидностях, возрасте и амплитудах.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 35—40.
- 5. Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975, 203 с.
- 6. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Калинин Е. П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Приполярного и Полярного Урала. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 13. Сыктывкар, 1969, с. 7—25.
- 7. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, 510 с.
- 8. Юдин В. В. Разрывные нарушения западного склона Северного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар, 1978, с. 30—40, (Труды ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 26).
- 9. Lyons John B. Snellenburg Jonathan. Dating faults.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, № 6, p. 1749-1751.

Институт геологии Коми фил. АН СССР Сыктывкар Поступила в редакцию 29.1.1981

№ 4

Июль — Август

1982 г.

УДК 551.243: 551.251 (235.216)

ФРОЛОВА Н. С.

О ВЛИЯНИИ МЕТАМОРФИЗМА НА ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ)

По малым структурным формам (кливажу и другим) выделяется ряд структурно-деформационных зон с различной относительной вязкостью пород в каждой зоне. Степень вторичных изменений пород свидетельствует о наличии горизонтальной зональности метаморфизма низкой ступени. Метаморфическая и структурно-деформационная зональности тесно связаны. Усиление метаморфизма приводит к постепенному снижению вязкости пород. Разные породы снижают свою вязкость в разной степени, что и обусловливает возникновение структурно-деформационной зональности. Процесс метаморфизма начинается несколько раньше процесса складкообразования.

В западной части северного склона Таласского хребта (Северный Тянь-Шань) развиты преимущественно толщи верхнерифейского возраста, испытавшие слабый региональный метаморфизм и смятые в линейные складки. Здесь сотрудниками лаборатории тектонофизики МГУ, в том числе автором, проводились тектонические исследования. В результате их была установлена, в частности, зональность малых структурных форм¹, отражающая различную податливость горных пород деформации, т. е. их вязкость [5]. Это различие связывается нами с горизонтальной неоднородностью метаморфизма в этом районе [12]. Хотя представление, согласно которому в процессе метаморфизма вязкость горных пород существенно понижается, общепринято, конкретные данные об этом явлении немногочисленны и отрывочны. Поэтому изученные структурные проявления заслуживают специального рассмотрения. Кроме того, в результате подобных исследований появляется возможность установить временные соотношения складчатых деформаций и метаморфизма. Структурное районирование может иметь и определенное практическое значение.

Исследованная территория входит в состав Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоны. Байкальский структурный этаж этой зоны сложен типичными геосинклинальными образованиями флишоидного типа. На их стратиграфию до сих пор нет единой точки зрения. Наши исследования подтвердили стратиграфическую схему, составленную ранее Ш. Ш. Сабдюшевым [11].

Самой нижней является тагыртауская свита, представленная пачками переслаивания песчаников и глинистых сланцев, причем песчаники в целом преобладают. Сарыджонская свита связана с подстилающей тагыртауской постепенным переходом. Она сложена полимиктовыми песчаниками, глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами и в подчиненном количестве песчанистыми известняками. Выше залегает чаткарагайская свита, в нижней части карбонатная, в которой кверху все бо́льшую роль начинают играть сначала существенно карбонатные, а затем глинистые и филлитовые сланцы; имеются также редкие прослои песчаников. Наконец, вверху лежит постунбулакская терригенная свита (песчаники, глинистые и филлитовые сланцы, в низах редкие известняки). Общая мощность верхнерифейского комплекса пород в среднем составляет около 5,5 км. Развитый местами венд-нижнепалеозойский комплекс нами специально не изучался.

¹ Совместно с М. А. Гончаровым и А. Г. Малюжинцем.

Линейная складчатость параллельна глубинному разлому линии Николаева, разделяющему Северной и Срединный Тянь-Шань и совпадающему в данном регионе с Таласо-Ферганским разломом. Район исследований расположен к северу от последнего. Для изучения складчатости по долинам рек были составлены детальные непрерывные геологические разрезы вкрест ее простирания. Эта работа сопровождалась систематическими наблюдениями над кливажем и другими малыми структурными формами, а также массовым изучением образцов в шлифах. Геологический разрез вдоль одной из рек представлен на рис. 1.

Район оказался очень благоприятным для детальных структурных и петрографических исследований из-за хорошей обнаженности и близости состава терригенно-карбонатных отложений. Вследствие пологого зеркала складчатости одни и те же свиты можно изучать в разных местах района, т. е., как будет показано ниже, в условиях разных метаморфических фаций.

Микроскопическое изучение образцов позволило выделить в районе несколько зон, различающихся степенью метаморфических преобразований. На севере это зона серицито-глинистых сланцев и метапесчаников. Здесь почти полностью перекристаллизован глинистый материал (изредка сохраняются его реликты). Типичная минеральная ассоциация: мелкочешуйчатый серицит или гидрослюда, хлорит, кварц. Для песчаников характерны структуры растворения под давлением, хорошая сохранность псаммитовых структур.

На юге располагается зона филлитовидных сланцев и филлитов и бластопесчаников. Она разделяется на две подзоны. В южной из них глинистый материал перекристаллизован с образованием агрегата крупночешуйчатого серицита, хлорита, кварца, альбита. В песчаниках перекристаллизована также бо́льшая часть обломочных зерен. В северной подзоне наблюдается меньшая степень раскристаллизации слюд, меньшая интенсивность бластеза, лучшая сохранность реликтов псаммитовых структур.

Рубежи между зонами носят характер постепенных переходов. Региональные изменения северной (рис. 1, \mathcal{B}) зоны отвечают метагенезу, а южной (рис. 1, \mathcal{A}) — зеленосланцевой фации метаморфизма (низкотемпературная ступень). Эти зоны в значительной мере совпадают с выделенными ранее Р. А. Максумовой [9], но она считала сильнее метаморфизованные породы более древними.

Сравнивая степень метаморфизма пород с положением их в разрезе в соответствии с принятой нами стратиграфической схемой, можно видеть следующее. Наиболее древние породы тагыртауской и сарыджонской свит, слагающие северный антиклинорий (см. рис. 1), метаморфизованы меньше, чем более молодые породы нижней и средней подсвит чаткарагайской свиты, слагающие южный антиклинорий, примыкающий к Таласо-Ферганскому разлому. Это позволяет говорить о горизонтальной зональности метаморфизма, обусловленной, видимо, влиянием разлома.

Для более детального прослеживания интенсивности постдиагенетических преобразований пород по мере удаления от Таласо-Ферганского разлома были произведены наблюдения над степенью раскристаллизации некоторых минералов. Для этого оценивался средний размер зерен новообразованных слюды и кальцита в большом количестве шлифов. Как известно, в целом рост температуры во время метаморфизма приводит к укрупнению зерен новообразованных минералов. Разумеется, это лишь общая тенденция. Количественные оценки степени эпигенетических преобразованных зерен может зависеть от состава и строения породы, локальных условий ее преобразования и деформаций и т. д. В данном случае такой подход оказался возможным из-за исключительно благоприятных особенностей района, а именно оказалось возможным сравнивать однотипные породы; степень сжатости складок, характеризующая-



Рис. 1. Геологический разрез вдоль р. Шильбилисай. По М. А. Гончарову, А. Г. Малюжинцу и Н. С. Фроловой 1 — чаткарагайская свита, верхняя подсвита (глинистые и филлитовые сланцы, известняки, редкие песчаники — R₃č₃); 2 — чаткарагайская свита, средняя и нижняя подсвиты (известняки и мраморы, глинистые и филлито-вые карбонатные сланцы — R₃č₁+č₂); 3 — сарыджонская свита (глинистые сланцы, песчаники, редкие известняки — R₃s); 4 — Таласо-Ферганский глу-

бинный разлом; 5 — другие разломы; 6 — зеркало складчатости по подошве чаткарагайской свиты; 7 — степень раскристаллизации новообразованных минералов: a — кальцита в известняках, 6 — слюды в сланцах; 8 — коэф-фициент избыточной длины слоев λ ; 9 — структурно-деформационные зоны; 10 — метаморфические зоны ся коэффициентом избыточной длины λ^2 , мало меняется вкрест простирания структур (см. рис. 1, нижняя кривая). Кроме того, рассматривались только наиболее чистые разности пород (глинистых и филлитовых сланцев и известняков) и было изучено большое количество образцов. Последнее позволило сгладить локальные отклонения.

Кривые, отражающие средний размер зерен, показаны на рис. 1. Из рисунка видно постепенное увеличение степени раскристаллизации слюды и кальцита с севера на юг, по направлению к разлому, причем это увеличение можно наблюдать и в пределах одной и той же свиты. Наличие слабых локальных максимумов рассматриваемых кривых становится понятным при сравнении их с кривой зеркала складчатости. Слабое увеличение степени раскристаллизации новообразованных минералов наблюдается на участках воздымания зеркала складчатости. Это связано с тем, что степень метаморфизма связана также и с возрастом пород (т. е. глубиной их первоначального залегания), но в гораздо меньшей степени, чем с расстоянием от Таласо-Ферганского разлома.

Во всех метаморфических зонах был детально изучен кливаж и некоторые другие малые структурные формы. Выяснилось, что проявление и характер их изменяются вместе с изменением метаморфизма по направлению к Таласо-Ферганскому разлому. В результате оказалось возможным выделить пять структурно-деформационных зон (рис. 2). На основе изучения структурных форм в этих зонах можно было сделать выводы о закономерных изменениях деформационных свойств пород в них. При характеристике этих свойств мы исходили в основном из двух положений. Во-первых, известно, что кливаж в породах возникает при достижении определенной величины деформации внутри слоя (по Г. Клоосу, Т. В. Гиоргобиани и др., см. в [3]). Если мы видим переслаивание пород разного состава, и в одних слоях кливаж есть, а в других его нет, то это значит, что первые были более податливы деформации, т. е. имели меньшую вязкость. Во-вторых, если кливажированы все слои, то их относительную вязкость можно определить по преломлению кливажа. В более вязких слоях кливаж образует больший угол со слоистостью, чем в менее вязких [3, 10]. Кроме того, об относительной вязкости можно было судить по будинажу и разлинзованию, затеканию вещества одних слоев в другие. Принималась во внимание специфика мелкой складчатости и полосчатости.

В первой структурно-деформационной зоне (см. рис. 2, I, Iб) кливаж, в основном секущий, развит в глинистых и алевритовых сланцах. Он отсутствует в слоях известняков и песчаников. Эта зона имеет очень локальное распространение — лишь в самых молодых частях разреза, но там, где они наиболее удалены от Таласо-Ферганского разлома. На севере района протягивается зона (см. рис. 1, I—II), промежуточная между первой и второй. Здесь появляется кливаж в песчаниках. Он не развит лишь в наиболее компетентных слоях последних на крыльях складок.

В следующей к югу второй зоне кливаж имеется в сланцах и всех слоях песчаников, не кливажированы только известняки (см. рис. 2, II, IIв, IIг). В первой и второй зонах известняки имеют массивную текстуру и изометричную форму мелких зерен кальцита. Кливаж в песчаниках имеет форму, которую обычно называют «грубым кливажем». Сланцы расщепляются на тонкие пластины (под микроскопом это параллельная ориентировка чешуйчатых минералов).

В третьей и четвертой зонах кливаж развит во всех породах. Но в более северной, третьей зоне, кливаж в известняках образует бо́льшие углы со слоистостью, чем в сланцах (см. рис. 2, III, IIIд), а в более южной, четвертой, известняки и сланцы по характеру преломления кливажа как бы меняются местами (см. рис. 2, IV, IVe).

 $^{^{2} \}lambda = l_{cn}/l_{np}$, где l_{cn} — длина слоя, смятого в складки, l_{np} — горизонтальная проекция того же слоя.



Учитывая отмеченные выше два принципа, мы должны прийти к выводу, что от первой к четвертой зоне, во-первых, снижается вязкость горных пород (кливаж появляется во все новых разностях). Во-вторых, если в третьей зоне более вязкими являются известняки, то в четвертой сланцы. Аналогичный результат получен экспериментально при совместной деформации глинистых и карбонатных пород в обстановке высоких давлений и температур [8].

В третьей и четвертой зонах кливаж в слоях известняка микроскопически выражен в виде единообразной ориентировки в большей или меньшей степени удлиненных зерен кальцита. Макроскопически здесь развиты так называемые муллион-структуры — поперечное разлинзование слоев со сланцевым материалом между линзами. Кливаж в песчаниках более «тонкий», чем в предыдущей зоне, доходящий до интенсивного рассланцевания на юге. Кливаж в сланцах обусловлен четкой единообразной ориентировкой слагающих минералов.

Пятая зона примыкает к глубинному разлому. Здесь обнажаются преимущественно мраморизованные известняки и мраморы. Слои местами смяты в мелкие сложные складки, часто двух или трех систем. Повсеместно развита послойная метаморфическая полосчатость (см. рис. 2, V, Vж). Эти признаки являются косвенным свидетельством того, что вязкость карбонатных пород была здесь снижена в максимальной степени. Меньшая, чем у сланцев, вязкость мраморов доказывается будинажем редких сланцевых прослоев.

В общем случае переход от одной зоны к другой постепенный. Обычно между ними имеется полоса, где в зависимости от частных условий наблюдаются структурные формы, характерные как для более северной, так и для более южной зоны. Лишь там, где по разрывам происходит ощутимый «скачок» метаморфизма (а эти разрывы ограничены по простиранию), границы структурных зон резкие. Ширина зон колеблется от 1—2 до 10 км. Наиболее широкой является вторая зона. В плане зоны протягиваются в целом субпараллельно Таласо-Ферганскому разлому.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. По мере приближения к Таласо-Ферганскому разлому возрастает степень метаморфизма пород, а вместе с ней и податливость их деформации (т. е. снижается вязкость пород). Сопоставление структурных и метаморфических зон можно видеть на рис. 1. Это позволяет считать метаморфизм причиной снижения вязкости пород в Таласской зоне. При этом вязкость известняков снижается быстрее вязкости сланцев, так что в конце концов первые становятся «менее компетентными». Все это и обусловливает закономерную смену одних структурно-деформационных зон другими.

2. Процесс метаморфизма начинается несколько раньше процесса складкообразования. Это вытекает из следующего. Кливаж образуется на начальном этапе складкообразования, когда слои еще не смяты в складки. Это убедительно доказывается Н. Б. Лебедевой [7]. Отсюда следует, что отраженные в кливаже зональные различия вязкостей пород также существовали к этому времени. Отмеченные различия, как это было показано выше, вызваны процессом неоднородного метаморфизма. Значит, последний слегка опережает процесс складкообразования и может рассматриваться как его причина [1, 2, 4].

3. При полевых работах наблюдение над характером малых структурных форм может помочь проведению границ зон слабого метаморфизма.

Рис. 2. Структурно-деформационные зоны (I-V): a — принципальная схема структурно-деформационной зональности; $\delta - \infty$ — конкретные примеры из соответствующих зон. На рис. δ , ∂ и e показаны границы пакетов чередующихся слоев известняков и глинистых или филлитовых сланцев. Более крупным планом — преломление кливажа в слоях разного состава 1 — известняки некливажированные; 2 — песчаники некливажированные; 3 — кливаж в известняках; 4 — кливаж в песчаниках; 5 — глинистые и филлитовые сланцы кливажированные; 6 — мраморы полосчатые

Литература

- 1. Белоцсов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969, вып. 4, с. 5—23. 2. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 335.
- 3. Гончаров М. А. Кливаж.— В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоциро-ванных толщ, 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 93—119.
- 4. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Нед-
- чальном метаморфизме. геотектоника, 1977, че о, с. 110 ч.10.
 Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 9-34.
 Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования клива-1075 в с. 21 42.
- жа.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43. 8. Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных
- пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск: Наука, 1967, c. 73.
- 9. Максумова Р. А. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика рифейских терригенно-карбонатных отложений Таласского Ала-Тоо.— В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965, с. 14—31. 10. Паталаха Е. И., Поляков А. И., Гиоргобиани Т. В. Анализ закономерностей располо-
- жения кливажа в складчатой структуре.— Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 23— 30.
- 11. Сабдюшев Ш. Ш., Коренчук Л. В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта. В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967, с. 105-112.
- 12. Фролова Н. С. Кливаж в разных зонах начального метаморфизма (на примере Та-ласской складчатой зоны). В кн.: Материалы 4-й конференции молодых ученых. Геология, 1979, М.: Моск. ун-т, 1979 (Рукопись деп. в ВИНИТИ 21 февр. 1980, № 634-80 Деп.), с. 90-97.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова Поступила в редакцию 8.I.1981 УДК 551.242.31 (517)

ТИХОНОВ В. И., ЯРМОЛЮК В. В.

ГОБИЙСКИЙ АЛТАЙ — ЮЖНАЯ ПОГРАНИЧНАЯ СТРУКТУРА. КАЛЕДОНИД МОНГОЛИИ (ОСОБЕННОСТИ ЕГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ)

Гобниский Алтай представляет собой четко выраженную современную структуру, расположенную между каледонским и герцинским мегаблоками Монголии. В его строении ведущую роль играют крупные разломы древнего заложения, расчленившие Гобийский Алтай на три структурно-формационные зоны. Северная и Центральная имеют черты общности с каледонскими комплексами, Южная — с герцинскими.

Структура возникла на границе между надвигавшимся с севера каледонским мегаблоком и погребаемым им герцинским мегаблоком и отражает сложную динамику взаимоотношений этих крупнейших элементов строения Центральной Азии.

Гобийский Алтай в морфологии современного рельефа представляет систему высоких хребтов запад-северо-западного простирания. На западе он примыкает к Монгольскому Алтаю в районе сомона Бугат, располагаясь между котловинами Шаргаинской на севере и Алагнурской на юге. Отсюда хребты Гобийского Алтая прослеживаются на восток-юговосток до хребта Арц-Богд, а далее цепью хребтов Гурбан-Сайхан на юго-восток, почти непрерывно до границы с КНР. На всем протяжении он обрамляется с севера «котловиной Озер», а с юга — котловинами Заалтайской Гоби. Таким образом, Гобийский Алтай представляет собой четко выраженную протяженную современную структуру шириной от 60 до 140 км. Основные ее черты унаследованы от раннепалеозойских этапов развития, сформировавших особую структуру на границе между каледонидами Хангая и герцинидами Заалтайской Гоби.

Авторами настоящей статьи было произведено сплошное пересечение Гобийского Алтая с достаточно детальным геологическим картированием на меридиане оз. Бон-Цаган-Нур — сомон Шине-Джинст. В результате удалось выяснить характерные особенности стратиграфии, магматизма и структуры этой горной системы.

Рассмотрим геологию в названном пересечении, где наиболее отчетливо выявились упомянутые выше особенности Гобийского Алтая, позволившие в его пределах выделить три зоны (рис. 1).

1. Южная зона включает в себя район сомона Шине-Джинст, хребта того же названия и примыкающих к нему территорий. С севера она ограничивается крупным Заалтайским разломом, в данном районе прослеживающимся от родника Нухе-Худук на западе до сомона Баян-Лег на востоке. Южной границей является шов крупного надвига, охватывающего горный массив Шине-Джинст с юга и отделяющий его от примыкающих котловин Заалтайского Гоби. В плане шов представляет собой дугу, выпуклостью обращенную на юг. На западе он примыкает к Заалтайскому нарушению в районе колодца Сухумту-Худук, а на востоке прослеживается в район колодца Дзун-Толь-Худук. На всем протяжении шов представляет собой извилистую линию, ограничивающую систему хребтов от равнин Заалтайской Гоби, которая срезает различные возрастные и литологические комплексы пород. В зоне разлома породы сильно раздроблены, перетерты и обохрены, кроме того, встречаются пояса будинированных пород и жил белого кварца. Возможно, что к этой зоне относится также горный массив Гурбан-Сайхан, располагаю-

№ 4



Рис. 1. Схема геологического строения Гобийского Алтая в районе сомонов Баян-Цаган, Баян-Лэг и Шине-Джинст

Магматические образования: 1 - 6азальты офиолитовой ассоциации (V - E); $2 - трахибазальты (P_1, J_3 - K_1)$; $3 - андезито-базальты, дациты и липариты <math>(C_{1-2}, P)$; $4 - трахилипариты (C_3 - P_1, P_1)$; $5 - контрастная трахибазальт-грахилипаритовая ассоциация, местами с комендитами (C_3 - P_1, P_1); <math>6 -$ днориты, граноциориты (E_{2-3}); 7 -гранодиориты, граниты (Pz₃, C); 8 -лейкограниты, граносиениты (P₁); 9 -шелочные граниты (P₁); 10 -гипербазить; терригенные образования: 11 - флиш песчано-сланцевый (E_3); 12 -известняки (V - E_1 , D); 13 -песчаники, алевролиты (E, D, C₁; P₂); 14 -полимиктовые песчаники (S, D); 15 -пестроцветные и красноцветные псчаники и конгломераты (J₁₋₂, J₃ - K₁, K₁); 16 -крупнейшие разломы: 1 -Шине-Джинтский, 11 -Заалтайский, 11 -Баян-Гобийский, 1V -Ихэ-Богдинский; 17 -а - разломы, 6 -надвиги, штрихи указывают направление перемещения. Структурные зоны: H -Южная, B -Северная

щийся к югу от хр. Арц-Богд. Наибольшая видимая ширина зоны 35— 40 км.

2. Центральная зона включает в себя центральную (осевую) часть Гобийского Алтая и прослеживается на всем протяжении его непрерывно, достигая ширины 60—70 км. В названном пересечении, на юге она начинается в 2—3 км севернее сомона Шине-Джинст и протягивается на север до южного подножия горного массива Бахар-Ула. С юга зона ограничивается Заалтайским разломом, а на севере крупным разломом субширотного простирания, проходящего вдоль южного подножия хребта Бахар-Ула и далее на восток к сомону Баян-Гоби. Этот разлом в дальнейшем будет называться Баян-Гобийский.

3. Северная зона имеет относительно небольшую ширину (до 30 км) и располагается между Баян-Гобийским и Ихе-Богдинским разломами. В литературе она известна под названием «Озерной зоны». В рассматриваемом пересечении Северная зона включает в себя горный массив Бахар-Ула и хребет Дунд-Аргалант.

Ниже остановимся на характеристике разрезов и магматизма каждой из зон.

1. Южная зона (Шине-Джинст) по отношению к двум другим может быть названа зоной наиболее полного разреза палеозойских образований Гобийского Алтая.

В основании разреза располагается толща рассланцованных мелкои среднезернистых полимиктовых, хлорит-серицитовых песчаников, глинистых сланцев и алевролитов серо-зеленого, фисташково-зеленого, сиреневого и фиолетового цветов. По своему составу и облику породы соответствуют отложениям дзагинской (или горноалтайской) серии верхнего кембрия. Видимая мощность 300—500 м.

Выше залегает мощная толща пород, представленная главным образом серыми тонко-, средне- и реже грубослоистыми песчаниками. Зернистость их также сильно варьирует от мелко-, средне- до грубозернистой. Состав полимиктовый, а иногда вулканомиктовый. В подчиненном значении находятся алевролиты и сланцы. В верхних частях разреза встречаются линзы и маломощные горизонты известняков серой и коричневато-серой окраски. В этих известняках Л. М. Улитиной, Л. Н. Большаковой и Г. В. Копаевич [9] была собрана фауна строматопороидей, гелиолитоидей, табулят, ругоз, мшанок и брахиопод. По заключению названных выше исследователей, анализ этих групп фауны указывает на позднеордовикский — раннелландоверийский возраст. Мощность отложений достигает 1500—2000 м.

Выше по разрезу располагается толща зеленовато-серых и серых песчаников, сланцев и алевролитов с линзами и горизонтами серых известняков с фауной кораллов, мшанок и брахиопод. По данным тех же палеонтологов, породы имеют возраст лландовери — венлок — лудлоу. Мощность 1000—1200 м.

В более восточных районах в зоне Заалтайского разлома в составе силурийских образований отмечаются вулканогенные образования [5]. Они представлены зеленокаменноизмененными диабазами, спилитами и чередуются в разрезе с кремнистыми сланцами, песчаниками и редкими прослоями известняков. С ними ассоциируют выходы гипербазитов [2], что позволяет этот комплекс пород рассматривать как офиолитовую ассоциацию.

Описанные толщи верхнего кембрия, ордовика и силура резко несогласно перекрываются карбонатными образованиями нижнего девона. В основании разреза залегает пачка известняковых валунных конгломератов до 100—120 м. Выше конгломератов располагается толща глинистых, глинисто-известковистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых тонкослоистых известковистых песчаников. Толща не выдержана по мощности и иногда выклинивается. Максимальная мощность достигает 300—500 м. В породах содержится многочисленная фауна кораллов, мшанок и брахиопод, на основании которой возраст датируется как жединский — зигенский [9].

Венчает разрез девона толща тонко- и среднеслоистых серых известняков, переполненных кораллами, мощностью до 300—400 м. Возраст этой толщи определяется в пределах эмс — эйфель — ранний фран.

Непосредственно выше девонских известняков располагается мощная толща пород, представленная чередующимися пачками серых и темно-серых, толсто- и среднеслоистых песчаников с пачками темно-серых средне- и тонкослоистых песчаников, черных глинистых сланцев и алевролитов. В подчиненном значении встречаются глинистые темно-серые известняки и известковистые песчаники, содержащие обильную фауну спирифирид и продуктид нижнего карбона. Мощность 1500—2000 м.

К востоку от рассматриваемого пересечения в строении каменноугольного комплекса выделяются вулканогенные толщи, датируемые визе-намюрским возрастом [5]. Они сложены андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами, а также лавами, туфолавами и лавобрекчиями липаритов. Мощность вулканитов 2000—2500 м.

Комплекс каменноугольных образований с неясными соотношениями перекрыт отложениями перми. Нижнепермские образования представлены вулканическими породами. К юго-востоку от сомона Шине-Джинст в районе колодца Хархан-Худук разрез вулканических образований, изученный И.Б. Филипповой [3], начинается толщей липаритовых и трахилипаритовых порфиров мощностью до 800 м. Выше залегает толща, состоящая преимущественно из базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых покровов, переслаивающихся с отдельными пластами и пачками, сложенными кремнистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Терригенные породы незакономерно распределены по разрезу и площади и фациально замещаются вулканитами. Среди песчаников М. В. Дуранте и И. Б. Филиппова собрали флору, которая позволила датировать отложения нижней пермью. Мощность вулканогенно-осадочной толщи составляет около-2000 м.

В 7 км к западу от колодца Хархан-Худук этот разрез надстраивается мощной (свыше 1500 м) серией трахилипаритов, их туфов и игнимбритов. Породам свойственны вкрапленники пертитового полевого шпата, кварца и редкие зерна эгирина, опацитизированные с краев. В целом вулканический комплекс близок по составу верхнекарбоновым — нижнепермским контрастным базальт-комендитовым ассоциациям других районов Южной Монголии [11—12].

В рассматриваемом районе пермские вулканиты слагают узкие (до 5 км) широтноориентированные прогибы, связанные с разломами, в строении которых образуют вулкано-плутонические ассоциации со щелочными и субщелочными гранитами.

Выше эффузивов с конгломератами в основании располагается толща ритмично переслаивающихся песчаников серого цвета и темно-серых глинистых сланцев и алевролитов, содержащих обильные растительные остатки. По определению М. В. Дуранте [4], флора принадлежит верхней перми. Мощность до 1000 м.

Отложениями перми заканчивается палеозойский разрез первой зоны. Из интрузивных магматических тел в этой зоне широко развиты гранитоиды как карбона, так и перми; среди последних особо следует отметить щелочные граниты, ранее здесь неизвестные.

Характер и полнота палеозойских образований в основном и подчеркивают различие и особенности южной зоны от двух других. Кроме того, типы разрезов палеозойских толщ свидетельствуют о геосинклинальном развитии Гобийского Алтая, вплоть до верхнего палеозоя.

Мезозой знаменуется существенно другим этапом развития, и, как справедливо указывали предыдущие исследователи [5], его осадочные комплексы резко несогласно перекрывают палеозойские образования и формируют эпипалеозойский платформенный чехол.

В данной зоне мезозойские отложения относительно небольшим и сокращенным разрезом. Они представлены преимущественно голубоватыми глинами, черными и серыми «бумажными» сланцами и пачками серых и буровато-серых разнозернистых, иногда косослоистых песчаников бахарской свиты верхней юры — нижнего мела.

2. Центральная зона Гобийского Алтая характеризуется резко сокращенным разрезом палеозойских образований. В ее пределах широким распространением пользуются песчано-сланцевые флишоидные толщи дзагинской серии верхнего кембрия большой мощности (свыше 2000 м), которые резко несогласно перекрываются известняками и известковистыми песчаниками, перемежающимися с глинисто-известковистыми отложениями нижнего — среднего девона.

В восточной части Центральной зоны, за пределами рассматриваемого пересечения, установлены верхнесилурийские образования [2, 5], тяготеющие в основном к зоне Заалтайского разлома, и поэтому не исключено, что они относятся уже к Южной зоне. Они представлены полифациальными карбонатно-сланцево-вулканогенным комплексом. Среди вулканитов преобладают зеленокаменные эффузивы основного состава

и, кроме того, распространены также лавы и пирокласты липаритов. Вулканиты тесно ассоциируют с кремнистыми, часто полосчатыми сланцами, а также с метаморфизованными терригенными породами. Карбонатные породы слагают тонкие пропластки и линзы среди кремнисто-терригенных пород, а также образуют крупные тела, сменяющие по простиранию эффузивы. Следует остановиться несколько подробнее на датированных силуром образованиях данной зоны, распространенных в других ее участках. Так, в пределах рассматриваемого пересечения в строении Центральной зоны силурийских образований, указанных на Геологической карте МНР [2], не было обнаружено. Так, например, к северу от Заалтайского разлома, в 5—10 км севернее сомона Шине-Джинст, в песчано-сланцевых толщах, помеченных силуром, была обнаружена флора средней юры. В горном узле, восточнее сомона Баян-Цаган, имеется крупная сложнопостроенная синклинальная складка, ядро которой слагают известняки девона. На южном и северном бортах структуры на карте показаны образования вулканогенного силура. Полевые исследования показали, что южный борт сложен флишоидным зелено-фиолетовым комплексом дзагинской серии, пронизанным комплексом даек пестрого состава (от основных до кислых). На северном же борту оказались отложения девона, представленные известковистыми песчаниками и сланцами с редкими дайками черных мезозойских трахибазальтов. Кроме того, все без исключения площади распространения пестроокрашенных флишоидных толщ дзагинской серии на упомянутой геологической карте МНР также датированы силуром. Таким образом, силурийские образования пользуются резко ограниченным распространением в Центральной зоне и тяготеют к площадям, пограничным с Южной структурной зоной.

В нижней части девонского разреза Центральной зоны располагается толща серых и буровато-серых, известковистых тонкослоистых песчаников, серых, буроватых и серых глинисто-известковистых сланцев и алевролитов с горизонтами и пачками темно-серых известняков. Этот комплекс согласно перекрывается толщей среднеслоистых серых известняков.

Гранитоиды, распространенные в Центральной зоне, почти исключительно принадлежат каменноугольной системе. Они объединяются в гобиалтайский комплекс и представлены средне- и крупнозернистыми светло-серыми биотитовыми порфировидными гранитами, реже — биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами [3]. Наряду с крупными батолитоподобными телами здесь отмечаются удлиненные тела гнейсовидных биотитовых лейкократовых и двуслюдяных гранитов. Они, как правило, прослеживаются вдоль Заалтайского и Баянгобийского разломов и сопряженных с ними более мелких нарушений.

Граниты обычно обрамлены темно-серыми такситовыми меланократовыми гранитами и гранодиоритами с многочисленными ксенолитами вмещающих пород, образующими кромку основного массива шириной до 0,5—1,5 км. Контактовый метаморфизм проявлен на расстоянии до 1— 2 км от контактов с массивом и выражен окварцеванием, ороговикованием и фельдшпатизацией вмещающих пород. Удлиненность массивов обычно согласуется с простиранием вмещающих субширотных складчатых структур.

Из других глубинных пород Центральной зоны следует упомянуть также гипербазиты, небольшие тела которых прослеживаются вдоль ее южной границы, т. е. в пределах Заалтайского разлома.

Образования мезозойского возраста в данной зоне пользуются достаточно широким распространением и значительной мощностью. В основании разреза располагается мощная (до 800 м) толща серых разнозернистых тонко- и среднеслоистых песчаников с подчиненными прослоями и пачками серых и черных глинистых сланцев и алевролитов, содержащих обильные растительные остатки средней юры. Отложения угленосны и содержат запасы углей местного значения. Выше залегают светлые голубовато-серые глины, темно-серые «бумажные» сланцы, а также пачки и горизонты разнозернистых, иногда косослоистых песчаников. Венчают разрез покровы черных трахибазальтов позднего мезозоя, которые сопровождаются комплексом даек, силлов, а также жерловыми аппаратами. Следует отметить, что базальты сосредоточены главным образом в области сочленения Южной и Центральной зон, т. е. приурочены к северному обрамлению Заалтайского разлома; совместно с осадочными мезозойскими отложениями вулканиты выполняют относительно узкий и протяженный щовный прогиб.

3. Северная, или Озерная зона. В данном пересечении к ней относятся горные массивы Бахар-Ула и Дунд-Аргалант. Разрезы как палеозойских, так и мезозойских образований имеют также свои характерные особенности.

Палеозойский разрез начинается мощной толщей серых и светло-серых, грубо-, средне- и тонкослоистых известняков. Породы сильно метаморфизованы и частично мраморизованы. По данным предыдущих исследователей, они относятся к венду — нижнему кембрию. Мощность свыше 1500 м.

В неясных соотношениях среди разломов встречены небольшие выходы фисташково-зеленых и сиреневых сланцев и песчаников дзагинской серии верхнего кембрия.

К востоку и западу от рассматриваемого пересечения в районе хр. Гурбан-Богдо и горы Эрдени-Ула к кембрию условно отнесена толща зеленокаменноизмененных диабазов и пироксеновых порфиритов, а также их туфов, кремнистых туффитов и яшм. Вулканиты залегают на кристаллических известняках и известковистых сланцах, сопоставимых с толщей известняков, наблюдавшейся в пересечении и, по-видимому, надстраивают последние.

В восточной части Северной зоны, вдоль Баян-Гобийского разлома, распространены нижнесилурийские образования [5]. Среди них преобладают сланцы по терригенным породам: кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и др. Вулканогенные породы имеют подчиненное значение и концентрируются в нижней части разреза. Они представлены зеленокаменноизмененными диабазами, порфиритами и их туфами. Общая мощность силурийского разреза колеблется от 2500 до 4000 м.

Нижнепалеозойские образования перекрыты пермскими эффузивами, которые образуют полосу выходов в северной части рассматриваемой зоны, т. е. вдоль северного фаса хребтов Гобийского Алтая. Возраст пород установлен по флоре, собранной И. В. Гордиенко в хр. Хара-Аргалинту и определенной М. В. Дуранте как нижнепермская. В нижней части разреза залегают андезиты и андезито-базальтовые порфириты. Они перекрыты покровами дацитовых и трахидацитовых игнимбритовых и спекшихся туфов. Мощность более 500 м. Верхняя часть представлена толщей контрастных вулканитов. Эту часть разреза слагают базальты и андезито-базальты и перекрывающие их с переслаиванием трахилипариты и комендиты, содержащие во вкрапленниках щелочной полевой шпат, кварц и щелочные темноцветные минералы. В основании южных склонов хр. Дунд-Аргаланту эти вулканиты выполняют широтный шовный прогиб, в строении которого отмечаются многочисленные дайки базальтов и трахилипаритов, имеющих субширотную ориентировку. Они группируются в дайковые пояса, которые прослеживаются вдоль всей. полосы выходов пермских вулканитов и по ширине достигают 2 км. В строении дайкового пояса дайки составляют до 40-70% объема пород и, таким образом, видимо, компенсируют растяжения до 1 км, поперечные к простиранию упомянутых пришовных прогибов.

В хр. Дунд-Аргаланту пермские эффузивы перекрыты толщей пестрых по составу и характеру слоистости, сильно окремненных вулканомиктовых песчаников, сланцев, алевролитов, гравийников и конгломератов. Указанные породы в разрезе толщи переслаиваются между собой в виде пачек различной мощности, и иногда в мощной пачке преобладающего состава в виде отдельных прослоев и горизонтов присутствуют породы иного литологического содержания. Отметим, что гравийники и конгломераты в строении толщи имеют подчиненное значение.

В отличие от Центральной зоны среди интрузивных комплексов выделяются доверхнепалеозойские и пермские гранитоиды. Доверхнепалеозойские интрузии представлены порфировидными биотитовыми гранодиоритами и гранитами. Обломки этих пород наблюдаются в базальных конгломератах в основании пермских вулканических толщ. Пермские интрузии характеризуются в основном гранитовым, лейкогранитовым и щелочно-гранитовым составом. Щелочные граниты образуют вулкано-плутонические ассоциации с вулканитами и фиксируют периферические камеры комендит-трахилипаритовых вулканов.

Мезозойские отложения Северной зоны начинаются толщей валунных конгломератов, валуны которых состоят в основном из пермских эффузивов. Вверх по разрезу валунные конгломераты постепенно переходят в крупно-, средне- и мелкогалечные, которые далее переходят к разнозернистые полимиктовые серые и желтовато-серые среднеслоистые песчаники, сменяющиеся в свою очередь тонкослоистыми сланцами и алевролитами серой или темно-серой окраски. Породы содержат обильную флору и фауну насекомых и пелеципод. Отложения эти относятся к бахарской свите, а по возрасту к нижней — средней юре. Выше залегают красноцветные конгломераты с подчиненными пачками и горизонтами песчаников и сланцев тормхонской свиты верхней юры.

Тормхонские конгломераты перекрыты толщей черных трахибазальтов, содержащих прослои и пачки глин, рыхлых известковистых песчаников мергелей и известняков. Названные породы относятся к ундурухинской свите и по возрасту охватывают верхи юры и низы мела.

Необходимо отметить, что мезозойские базальты пользуются наиболее широким распространением в пограничных частях зоны, т. е. в пределах Ихе-Богдинского и Баян-Гобийского разломов, где слагают узкие широтноориентированные поля. Покровные базальты пронизаны многочисленными базальтовыми и долеритовыми дайками, которые образуют поясовые скопления по простиранию вулканических полей, а также жерловинами базальтовых излияний, приуроченными к дайковым поясам.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Приведенные геологические данные позволяют определить общие черты тектонического строения и основные этапы развития Гобийского Алтая. Однако, прежде чем перейти к анализу изложенного выше материала и сделать следующие из него выводы, сразу же отметим, что тектоническое лицо Гобийского Алтая определяют многочисленные разрывные нарушения различной морфологии, пространственной ориентировки и различной глубины заложения. В его пределах наблюдаются как крутопадающие нарушения типа сбросов, взбросов и сдвигов, так и пологопадающие — типа крутых и пологих надвигов и даже покровов [8]. Из разломов различной пространственной ориентировки преобладают нарушения субширотной и северо-западной систем. Наблюдается обилие надвиговых структур, что не характерно для смежных областей Хангая и Заалтайской Гоби [13]. В южной части Гобийского Алтая эти нарушения в плане образуют систему дуг, выпуклостью обращенных на юг, плоскости сбрасывателей которых падают на север. Отсюда следует, что общее движение масс горных пород происходило с севера на юг. Крупные разломы глубинного заложения отделяют структуру Гобийского Алтая от смежных структурно-фациальных областей, а также ограничивают структурно-фациальные зоны, упоминавшиеся выше.

Учитывая особенности разрезов каждой из зон и характер разрывной тектоники, отметим некоторые закономерности строения и развития Гобийского Алтая. Самыми древними комплексами палеозойского разреза являются вулканогенно-карбонатные толщи венда — нижнего кембрия, которые известны только в Северной структурно-фациальной зоне, т. е. в тыловой части Гоби-Алтайской структуры. Эти образования прослеживаются на запад, вплоть до котловины Больших Озер, где вулканиты Гобийского Алтая смыкаются с полями толеитовых базальтов, подчеркивая свою принадлежность крупной раннепалеозойской эвгеосинклинальной области. В пределах Гобийского Алтая она была представлена сравнительно узким трогом, вытянутым вдоль Баян-Гобийского разлома. Подобная структурная приуроченность эвгеосинклинальных образований, по-видимому, свидетельствует о том, что к началу палеозоя уже произошло зарождение структуры Гобийского Алтая.

В позднем кембрии на всей территории Гобийского Алтая происходило формирование дзагинской серии, показывающее единство структуры региона на этом этапе. Дзагинская серия является самым устойчивым комплексом нижней части палеозойского разреза. Породы серии распространены во всех трех зонах и по составу не испытывают существенных изменений. Другими словами, дзагинская серия является как бы фундаментом Гобийского Алтая, на котором разыгрались дальнейшие события палеозойской эпохи. Севернее его, в пределах Баян-Хонгорской зоны и на Хангае, дзагинская серия также широко распространена.

После верхнего кембрия, начиная, видимо, с позднего ордовика, произошло расчленение Гобийского Алтая на структурно-формационные зоны, которое прежде всего сказалось в пределах швов крупных разломов. Так, в силуре вдоль Баян-Гобийского нарушения накапливались вулканогенно-осадочные толщи. Центральная зона являлась сушей, а в пределах Заалтайского разлома происходило формирование офиолитовых ассоциаций. Такого рода офиолитовые ассоциации широко распространены по всей территории Южной Монголии [6, 7] и отмечают этап заложения Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной области. Заалтайский разлом ограничивал с севера эту область от каледонских структур Центральной и Северной Монголии.

В девоне в пределах Центральной и Южной зон формировались толщи органогенных известняков, свидетельствующие об эпиконтинентальном морском режиме развития территории. Северная зона в это время являлась сушей.

В карбоне морской режим сохранялся только в Южной зоне, где в это время происходило накопление песчано-алевролитовых толщ.

Начиная с конца карбона, территория Гобийского Алтая развивалась в континентальном режиме. С этого момента формирование геологических образований было связано в основном с зонами Заалтайского и Ихе-Богдинского разлома. В позднем карбоне — ранней перми в их пределах были сформированы контрастные базальт-комендит-трахилипаритовые вулканические комплексы. Накопление вулканитов происходило в узких грабенах, вытянутых вдоль зон разломов, и сопровождалось образованием мощных продольных дайковых поясов, фиксирующих раздвигания бортов грабенов с амплитудой до 1,5—2 км. В поздней перми в грабенах накапливались песчано-сланцевые образования, указывающие на сохранение в их пределах режима нисходящих движений.

В конце палеозоя Гобийский Алтай был вовлечен в интенсивные тектонические движения. По крупным швам разломов, разделяющих упомянутые зоны, произошли крупные надвиги значительной амплитуды. Массы горных пород перемещались в южном направлении и смежные структурно-фациальные зоны перекрывали друг друга, иногда весьма значительно. Так, Южная зона в западной части Гоби-Алтайской структуры была полностью перекрыта структурными комплексами Центральной зоны так, что на дневной поверхности сохранился лишь Шине-Джинстский блок (а возможно, и Гурбан-Сайхан). Это также подтверждается увеличением мощности земной коры в пределах Гобийского Алтая по сравнению со структурами Озерной котловины и котловинами, обрамляющими его с юга [1]. Таким образом, в это время формируется структура типа зоны скучивания.

Следует отметить, что падение плоскостей сбрасывателя крупных надвигов на юге, таких, как Шине-Джинстский и Заалтайский, относительно пологое (20—30°) и ориентировано на север, на севере разломы постепенно становятся более крутыми и в зоне Ихе-Богдинского шва их наклоны достигают 60—70° и характеризуются падениями к югу.

В начале мезозоя Гобийский Алтай оформился как поднятие и в течение триаса подвергался денудации и эрозии. Видимо, с этого времени его структура вступила в эпиплатформенный этап развития.

С юрского времени до нижнего мела включительно структура Гобийского Алтая испытывала весьма значительные дифференциальные движения, и каждая из зон вновь проявляет свои индивидуальные особенности. Вдоль Баян-Гобийского и Заалтайского поясов разломов заложились узкие и протяженные грабеноподобные структуры, для которых характерны эффузивы трахибазальтового состава и продольные дайковые пояса. Базальты содержат включения ультраосновных пород и тем самым свидетельствуют о мантийных источниках расплавов.

Южная зона в этот период имела тенденцию к поднятию, и мезозойские образования этого времени в ее пределах практически отсутствуют.

В Центральной зоне преимущественно распространены песчаные и песчано-глинистые отложения бахарской свиты верхней юры — нижнего мела значительной мощности и меловые базальты. Наиболее полный и наиболее мощный разрез мезозойских отложений приурочен к северной — Озерной зоне, которая в это время, видимо, испытывала достаточно устойчивое опускание. Следует отметить, что мезозойские отложения данного времени тяготеют к пограничным областям выделенных зон, т, е. к поясам разграничивающих их разломов.

Приведенные данные характеризуют Гобийский Алтай как особую геологическую структуру, отличающуюся чертами строения и особенностями развития как от герцинских складчатых образований Южной Монголии, так и от каледонских структур Центральной и Северной Монголии, между которыми она была сформирована. Важнейшую роль в строении Гобийского Алтая играют глубинные разломы — Заалтайский и Ихе-Богдинский. Они определяют структурно-формационную зональность региона, по крайней мере начиная с ордовика.

Как отмечалось выше, в поверхностных структурах этим разломам соответствуют крупные надвиги чешуйчатого строения. В частности, по Заалтайскому разлому осуществлено надвигание Центральной зоны Гобийского Алтая на Южную и полное ее перекрытие к западу от описанного пересечения. Из сказанного следует, что рассматриваемые разломы имеют сложную структуру. С одной стороны, они представлены пологими надвигами, с другой — характеризуются крутым залеганием на глубине; последнее вытекает из того, что под современными вулканами магмовыводящие зоны являются крутопадающими [9].

Таким образом, эти разломы, имея вертикальные корни, в высоких оболочках литосферы выполаживаются и переходят в пологие надвиги. Направление движения тектонических покровов, связанных с зоной Заалтайского разлома, ориентировано с севера на юг, а в зоне Баян-Гобийского разлома — с юга на север. Подобное веерообразное расхождение разломов с выдавливанием масс пород в стороны от оси структуры, по-видимому, определяется местоположением структуры между сходящимися блоками с более или менее параллельными границами (рис. 2). Одним из них, по-видимому, был блок каледонских структур Центральной и Северной Монголии, другим — герцинская складчатая область Южной Монголии. И тот, и другой тектонические блоки, судя по уходящим в мантию разломам, ограничивающим Гобийский Алтай, имели глубинные корни.

Анализ истории формирования Гобийского Алтая показывает, что его геологическая структура сформировалась в результате сменяющих друг друга эпох сжатия и растяжения, направленных на Гобийский Алтай со стороны ограничивающих его складчатых областей.

О наиболее ранних этапах развития региона трудно судить, тем не менее можно полагать, что в девоне оно происходило на фоне регио-



Рис. 2. Схематический разрез Гобийского Алтая

1 — трахибазальты (J₃—K₁); 2 — пестроцветные песчаники и конгломераты (K); 3 — известковистые алевролиты, песчаники и гравелиты (J); 4 — пес-(R), б повестковлетые алевроинты, песчанных и граволиты (5), 4 — пес-чано-сланцевые образования (P₂); 5 — контрастная трахибазальт-трахили-паритовая (C₃—P₁); 6 — песчаники и алевролиты (C); 7 — известняки (D); 8 — андезито-базальты, андезиты и дациты (S—D); 9 — песчано-сланцевые образования (S); 10 — кремнистые сланцы (O—S); 11 — базальты офио-

азрез гоониского Алтая литовой ассоциации (O—S); 12— гипербазиты; 13— флишевые песчано-сланцевые образования (\mathfrak{S}_2); 14— карбонаты (V— \mathfrak{S}_1); 15— граниты; 16— a— разломы, b— крупнейшие разломы Структурные зоны: I— южная, I— центральная, III— северная, A— гер-цинская область Южной Монголии, Б— каледонская область Центральной

МОНГОЛИИ

нальных растяжений, способствовавших возникновению эпиплатформенных морских условий на большей части Гобийского Алтая.

В середине — конце карбона территория испытала мощное меридиональное сжатие, в результате которого была сформирована Шине-Джинстская тектоническая пластина, и надвигание Центральной структурноформационной зоны на Южную.

В конце карбона — начале перми обстановка сжатия изменилась меридиональным растяжением. Продукты этого этапа связаны с зонами Заалтайского и Ихе-Богдинского разломов и представлены базальт-комендит-трахилипаритовыми вулканическими ассоциациями (характерными для континентальных рифтовых зон). Они выполняют вулканические грабены и сопровождаются продольными дайковыми поясами, которые фиксируют раздвигания бортов грабенов на первые километры [14]. Особенности составов магматических продуктов и их структурной позиции позволяют связать их с рифтогенезом, реализовавшимся по си-стеме крупнейших расколов, ограничивающих Гобийский Алтай.

В поздней перми — раннем мезозое отмечается эпоха сжатия, с которой связаны складчатые деформации пермских вулканических и осадочных комплексов и образования зон смятия.

В поздней юре — раннем мелу территория испытала сильное меридиональное растяжение, в связи с которым сформировались вулканические грабены, выполненные трахибазальтами.

В заключение отметим следующее.

1. Разрезы палеозойских толщ Гобийского Алтая имеют в основном много общих черт с палеозойскими образованиями Хангая, прилежащего с севера к структуре Гобийского Алтая, и не сопоставимы с разрезами Заалтайской Гоби. Это сближает структуру Гобийского Алтая с каледонидами севера Монголии и отличает от герцинид юга.

2. Определяющим фактором структуры Гобийского Алтая является чешуйчато-надвиговое строение и четкая зональность. Такое строение не типично для Хангая и для Заалтайской Гоби.

Эти особенности строения Гобийского Алтая еще раз подчеркивают самостоятельность строения и развития его структуры.

Литература

- 1. Волхонин В. С., Степанов П. П. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5.
- 2. Геологическая карта МНР. Под ред. Маринова Н. А., Зайцева Н. С., Хасина Р. А. Масштаб I : 1 500 000. Госгеолтехиздат, 1971. 3. Геология МНР. М.: Недра, 1973, с. 563. 4. Дуранте М. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Мон-
- голии. М.: Наука, 1976, с. 276.
- Голин. И.: Паука, 1970, С. 210.
 Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. и др. Основные черты геологиче-ского строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Ал-тая. Тр. Советско-Монгольской геол. экспедиции. М.: Наука, 1970, вып. 1.
 Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
 Зоненшайн Л. П. Кузьмин С. Советско, Основные в сопорные закономериости формирова-скора Строения и С. Соминской состать и основные закономериости формирова-стал. Сопорные закономериости формирова.
- 7. Зоненшайн Л. П., Томуртогоо О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, c. 135-144.
- 8. Тихонов В. И. Разломы Монголии. В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 34-41.
- 9. Улитина Л. М., Большакова Л. Н., Копаевич Г. В. Особенности распространения строматопорондей, ругоз и мшанок в разрезе палеозоя гор Джинсету-Ула. В кн.:
- Строматопоронден, ругоз и мшанок в разрезе налеозоя гор Джинсету-Ула.— В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1976, с. 96—111.
 10. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологи-ческим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 98 с.
 11. Ярмолюк В. В. Щелочные магматические образования хребта Сумен-Хайрхан (Заал-тайская Гоби, МНР).— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 936—938.
 12. Ярмолюк В. В. Щелочной магматические Комчей Монголич и ото селомотория.
- Ярмолюк В. В. и др. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное по-ложение.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1244—1248.
 Ярмолюк В. В., Тихонов В. И. Позднепалеозойский магматизм и разломная тектони-
- ка Заалтайской Гоби (МНР).— Геотектоника, 1982, № 2, с. 46—57. 14. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В. Дайковые пояса в пермских базальт-комендит-трахилипаритовых вулканических полях Монголии.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 2, с. 493—497.

Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция
Июль — Август

№ 4

УДК 551.242.51(571.56)

КУЛАКОВ В. В.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

По данным дешифрирования космоаэрофотоматериалов в сочетании с традиционными методами исследований обосновано наличие крупного тектонического покрова кристаллических пород докембрия Станового хребта, перекрывающего с юга угленосные юрско-меловые отложения Южной Якутии. Предлагаемая трактовка тектонической позиции Южно-Якутского каменноугольного бассейна по-новому объясняет широкое развитие здесь высококачественных углей технологических марок и резко расширяет перспективность бассейна.

Южно-Якутский каменноугольный бассейн протягивается на 800 км вдоль северного подножия Станового хребта — от долины р. Олекмы до западного склона Джугджура. Он образован сочетанием изолированных, кулисообразно подставляющих друг друга площадей развития угленосных юрско-меловых отложений. Максимальная их мощность составляет 4500—5000 м. Эти отложения расчленены на ряд свит: юхтинскую (I₁), дурайскую (I₂), кабактинскую, беркакитскую, нерюнгринскую (или токинскую) (все I₃), холодниканскую (или ундытканскую) и карауловскую (все К₁), которые уверенно прослеживаются в пределах всего бассейна. Тектоническое строение Южно-Якутского бассейна, как и в целом Южной Якутии, несмотря на кажущуюся простоту, необычно сложно и до конца еще не расшифровано. В крупном плане в рассматриваемом регионе большинством исследователей выделяются два структурных элемента: большую его часть занимает южная окраина Сибирской платформы и лишь крайний юг — складчатую область Станового хребта. Граница между ними проводится по глубинному Становому разлому, который трассируется в осевой части хребта мощными (до 40 км), прерывистыми зонами развития бластомилонитов и гидротермально измененных пород [2, 14]. В последнее время появились данные, согласно которым два крупных тектонических блока кристаллических пород, прилегающие с севера к Становому разлому — первый в верховьях р. Алдана, второй в верховьях р. Сутама, также относятся к становидам [8]. Относительно природы и механизма возникновения системы мезозойских впадин Южной Якутии существует ряд взаимоисключающих друг друга точек зрения. Так, например, Павловский Е. В. [11] и Красный Л. И. [7] считают, что эти впадины имеют рифтогенное происхождение, являясь крайним северо-восточным окончанием Байкальской рифтовой системы. Бредихин Н. С. [1], Дзевановский Ю. К. [3] и Мокринский В. В [10] полагают, что система Южно-Якутских впадин развилась в результате дифференцированных движений архейского субстрата в период мезозойской активизации на южной окраине Алданской глыбы. Сравнительно близкие взгляды высказывают Ворона И. Д. и Мехоношин С. П. [2]. Широкое распространение имеет также точка зрения Нагибиной М. С. [14], Судовикова Н. Г. и Глебовицкого В. А. [12], согласно которой система впадин Южной Якутии относится к типу приразломных структур. Они образовались в период мезозойской активизации вдоль крупного тектонического шва, по которому Алданский щит сочленялся со складчатой зоной Станового хребта. В дополнение к вышеизложенному следует добавить, что механизм формирования отдельных впадин Южно-Якутского бассейна понимается различно. Одни исследователи считают, что изначально существовал единый крупный прогиб, который затем был расчленен на отдельные блоки [3, 10, 13, 15]. В опущенных блоках юрскомеловые отложения сохранились, а в поднятых оказались полностью смы-

1982 г.



Структурно-тектоническая схема с элементами угленосности Структурные комплексы: А. Сибирской платформы: 1 — археиский крисгаллический комплекс фундамента. 2 — нижняя часть платформенного чехла объединенные протерозойско-кембрийские отложения, 3 — верхняя часть чехла, представленная маломощными нижнеюрскими отложениями; Б. Складчатой системы Станового хребта: 4, 5 — аллохтонно залегающий тектонический покров, сложенный кристаллическими породами архея (4 часть покрова, сложенная преимущественно складчатыми комплексами архея Станового хребта. 5 — часть покрова, сложенная совместно складчаты ми комплексами архея Станового хребта и южной окраины Алданского щита), 6 — юрско-меловая угленосная формация, выполняющая Южно-Якут-

Южно-Якутского каменноугольного бассейна

ский предгорный прогиб, 7 — комплекс мезозойских малых интрузий; Структурные элементы. 8 — подошва фронтальной части тектонического покрова, 9 — подошва тыльной части тектонического покрова и тектонических останцов, 10 — надвиги, 11 — крупные разломы, 12 — кольцевые (а) и радиальные (б) разломы вулкано-плутонического генезиса, 13 — характер дислоцированности юрско-меловых угленосных отложений: а — зона развития изоклинальной, запрокинутой к северо-востоку складчатости, 6 — зона пологой моноклинали северного борта, 14 — границы структурных комплексов, 15 — контур промышленной угленосности, 16 — изопахита и мощность юрско-меловой угленосной формации, 17 — изоволи тыми. По мнению других исследователей [9, 14], в Южной Якутии единого прогиба не было, а существовала целая серия отдельных, изолированных впадин, в которых происходило накопление угленосных юрскомеловых отложений. Третья группа исследователей [1, 2] предлагает компромиссную точку зрения, согласно которой единый прогиб существовал только в течение нижней и средней юры. Перед началом мальма он подвергся тектонической перестройке и был разбит на отдельные блоки. В опущенных блоках продолжалось накопление верхнеюрских и нижнемеловых отложений, а в поднятых произошла полная эрозия накопившихся ранее нижне- и среднеюрских осадков.

В связи с вышеизложенным некоторый интерес могут иметь результаты работ, которые были получены автором данной статьи на основе применения космоаэрофотоматериалов в сочетании с другими традиционными методами исследований. Дешифрирование космоаэрофотоматериалов и последующая проверка результатов дешифрирования достаточно однозначно показывает, что докембрийские кристаллические породы Станового хребта контактируют с юрско-меловыми отложениями Южно-Якутского бассейна по надвигу, слагая крупный аллохтон (рисунок). В западной части бассейна этот надвиг ограничивает с юга Усмунскую и Алдано-Чульманскую впадины. Он известен здесь под названием «Южно-Якутского надвига» [2]. Восточнее картина значительно усложняется, особенно в пределах Тимптоно-Гонамо-Сутамского междуречья. Если самая северная впадина района — Ытымджинская отличается весьма сходными чертами строения с Усмунской и Алдано-Чульманской, будучи также ограничена с юга, вдоль правого борта долины одноименной реки надвигом докембрийских кристаллических пород, то относительно других, развитых южнее, этого сказать нельзя. Данная серия впадин — Гувилгринская, Токарикано-Конеркитская, Гюскангро-Нуямская, Верхнесутамская, Авенгурская и др., представляют собой, как это дешифрируется на космоаэрофотоснимках, эрозионно-тектонические окна. Действительно, юрско-меловые отложения интенсивно дислоцированы и обнажаются по днищам крупных каньонообразных долин среднего течения рек Гонама, Гувилгры, Конеркита, Гюскангры, Налурака, Атугея и т. д. Борта и водораздельные их части сложены архейскими кристаллическими породами. Глубина эрозионного вреза составляет 1000—1500 м. Подошва аллохтона хорошо прослеживается на местности и достаточно четко дешифрируется на космических снимках, хотя и осложнена молодыми альпийскими разломами северо-восточного и северо-западного простираний. Далее на восток надвиг уверенно протягивается вдоль северного подножия Токинского Становика, ограничивая с юга Токинскую впадину. При этом массив докембрийских кристаллических пород, развитый в среднем течении р. Алгама, отчетливо проявляется как эрозионно-тектонический останец. Подобные останцы, правда, несколько меньших размеров, были отмечены также на западе бассейна, по долинам рек Тунгурча, Алдан и Кабакта.

На местности плоскость надвига фиксируется зоной мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров развития меланжированных и милонитинизированных пород. Она, как правило, сопровождается серией сопряженных более мелких надвигов. Благодаря этому подошва аллохтона приобретает чешуйчатый характер. В его плоскости встречаются обрывки, глыбы и крупные «останцы» всевозможных пород от юрско-меловых осадков до кристаллических сланцев, гнейсов, эффузивов и магнезиальных сланцев. Эти включения отличаются разнообразной ориентировкой и имеют различные размеры. Плоскость аллохтона кристаллических пород докембрия залегает либо горизонтально, либо слабо наклонена к югу под углом 3—30°. Нередко вдоль плоскости надвига, как, например, в верховьях р. Беркакит, происходит внедрение мощных плитообразных интрузий гранитоидов ларбинского комплекса. Однако подвижки в зоне надвига имели место не только в период внедрения, но и после становления данных гранитоидов. Поэтому среди них обычны как разгнейсованные, так и катаклазированные или милонитизированные разности. Нередко граниты распространяются значительно севернее зоны надвига, прорывая юрско-меловые угленосные отложения с образованием маломощной оторочки экзоконтактовых роговиков или же мощной зоны метасоматически измененных пород. Каменные угли, интенсивно графитизируясь, превращаются в графиты.

Анализ гравиметрических материалов показывает, что западная часть Южно-Якутского бассейна и северный склон Станового хребта, а также междуречье Чульмана — Гонама характеризуются однотипными полями отрицательных аномалий силы тяжести. Все они характеризуются вытянутой в субширотно-северо-западном направлении формой, что свидетельствует прежде всего о широком развитии здесь разуплотненных пород, в то время как плотные, массивные погружены на большие глубины. Это говорит также о незначительной мощности аллохтонного козырька кристаллических пород докембрия. В современной структурной обстановке величина перемещения аллохтонной пластины докембрия Станового хребта колеблется от 15 (на западе) до 40—60 км (в центральной части бассейна). Причем на западе величина перемещения архейских образований доказана геофизическими работами [4]. Максимальная мощность козырька докембрия здесь оценивается в 1—1,5 км.

В свете вышеизложенного тектоническое районирование Южной Якутии, как нам представляется, выглядит следующим образом. Северную ее оконечность занимает южная окраина Алданского щита, а остальную, большую часть --- складчатая система Станового хребта, которая представлена Южно-Якутским предгорным прогибом и пластиной аллохтона докембрийских пород. Последний является фронтальным, крайним северным «выплеском» складчатой зоны становид. В сложении этой зоны участвуют в основном интенсивно дислоцированные породы Олекмо-Станового комплекса (верхний архей?), прорванные массивами докембрийских гранитов и габброидов. Как показывает анализ геологических материалов, в центральных частях Южно-Якутского бассейна в покровные перемещения были вовлечены также кристаллические породы южной кромки Алданского щита (иенгрская и тимптонская серии) вместе с перекрывающими их отложениями нижних (протерозойских) частей чехла. В процессе мезозойской активизации зона Станового хребта оказалась разбита серией пологих (с наклоном к югу) тектонических нарушений, по которым происходило перемещение масс горных пород с юга на север [2]. Одновременно вдоль плоскостей надвигов внедрялись пластообразные массивы орогенных гранитоидов ларбинского комплекса. Наиболее значительным среди надвигов, за исключением «северного, фронтального», безусловно является Становой глубинный шов. Хотя некоторыми исследователями шов рассматривается как структурная линия, разделяющая Алданскую глыбу и складчатую систему становид, изложенный материал показывает, что он скорее всего является «стержневым» элементом Становика. Действительно, надвиговая зона Станового шва, проявляющаяся в течение всего фанерозоя, наиболее тектонически активна была в мезозое, когда интрузивная и эффузивная деятельность достигла своего апогея [5]. Современная тектоническая активность шва выражается приуроченностью к нему эпицентров мощных землетрясений. В настоящее время в результате неравномерной эрозии фронтальной части покрова кристаллических пород докембрия оказались отпрепарированными отдельные части Южно-Якутского предгорного прогиба. Так, на крайнем западе выделяется Усмунская впадина. Ее длина 100, а ширина 50 км. Впадина представляет собой моноклиналь, образованную полого падающими на юг (под углом 5—15°) юрскими отложениями, где они скрываются под надвигом. К востоку Усмунская впадина сменяется по простиранию Алдано-Чульманской, которая является наиболее крупной в Южно-Якутском бассейне: длина 120, ширина 80 км. С юга и востока впадина ограничена надвигом докембрийских пород. Наибольшая глубина ее погружения отмечается вдоль надвига на юге, в долине р. Верхняя Нерюнгра, где по данным ВЭЗ, достигает 5500 м. В структурном отношении Алдано-Чульманская впадина четко подразделяется на две зоны. Северная из них, слагающая большую

часть впадины, представляет собой моноклиналь. Она образована юрскими отложениями, которые полого падают в южном и юго-западном направлениях под углом 3-15°. Южная зона, охватывающая юго-восточную часть впадины и срезающаяся в долине р. Унгры «Южно-Якутским надвигом», обладает в плане формой вытянутого, неправильного треугольника. Своим основанием он упирается в надвиг подошвы аллохтона Горбыляхского массива. Южная зона характеризуется развитием асимметричных складок, имеющих северо-западное и субширотное простирание. Южные и юго-западные крылья складок обычно очень пологие, а северные и северо-восточные — крутые, с углами падения 60-80°. Как правило, они подорваны многочисленными надвигами и взбросами, которые параллельны Южно-Якутскому надвигу. Интенсивность дислокаций постепенно возрастает по мере приближения к южному борту Алдано-Чульманской впадины. Если вначале отмечается полоса широких брахиформных структур, то затем она сменяется полосой развития узких, линейно-вытянутых, гребневидных складок, запрокинутых к северу или северо-востоку. Наиболее крупные здесь — Кабактино-Ологринская И Нерюнгрино-Омулинская синклинали, разделенные Кабактино-Муастахской антиклиналью. Мелкая складчатость, осложняющая крылья этих структур, имеет также асимметричный характер с запрокидыванием на северо-северо-восток. На востоке Южно-Якутского прогиба расположена Токинская впадина, имеющая в плане овально-эллиптические очертания. Ее длина 180, а ширина 70 км. Южный борт впадины ограничен тектоническим покровом докембрия. В результате неравномерной эрозии местами он расчленен на отдельные отторженцы-останцы. Наиболее крупный из них — останец по р. Алгама. Согласно геофизическим данным, глубина погружения впадины, постепенно возрастая к югу, достигает вблизи подошвы надвига 3500 м. В структурном отношении Токинская впадина четко делится на две зоны. Северная из них, охватывающая большую часть впадины, представлена зоной моноклинального залегания слоев. Она образована юрско-меловыми отложениями, полого (под углом 3—20°) падающими в южном или юго-западном направлениях. Южная зона протягивается узкой (5-10 км) полосой вдоль подножия Токинского Становика. От северной зоны она отделена надвиго-взбросом, к северу от которого юрско-меловые отложения испытали лишь легкое коробление. Южная зона отличается развитием линейной складчатости, которая вблизи подошвы аллохтона приобретает изоклинальный характер с наклоном слоев к северу и северо-востоку. Интересная особенность Токинской впадины — широкое развитие кольцевых и полукольцевых комплексов, обусловленных сочетанием кольцевых и радиальных разломов. Хотя эти структурные элементы изучены еще недостаточно, все же можно уверенно говорить об их прямой генетической связи с внедрениями и излияниями магматических пород алданского комплекса. По крайней мере в левобережье р. Алгама и среднем течении р. Мулам такая связь установлена четко. В центральной части Южно-Якутского бассейна, охватывающей междуречье Чульмана, Гонама и Алгамы, наблюдается серия кулисообразно подставляющих друг друга площадей развития юрско-меловых отложений. Как был показано выше, все они имеют эрозионно-тектоническое происхождение и возникли в результате неравномерной эрозии аллохтонно залегающего покрова кристаллических пород докембрия Станового хребта. Будучи приурочены к крупным каньонообразным речным долинам, они обладают в плане сильно удлиненными очертаниями. Наиболее крупные из них — Ытымджинская, Гюскангро-Нуямская, Гувилгринская и Токарикано-Конеркитская в длину протягивается на 100-125 км при ширине 15-30 км. Самая северная впадина — Ытымджинская в структурном отношении характеризуется развитием двух зон: зоны пологой моноклинали — на севере и складчатой зоны — на юге. Остальные площади отличаются развитием только сильно смятого юрско-мелового угленосного комплекса. При этом необходимо отметить, что Токарикано-Конеркитская впадина является непосредственным юго-восточным продолжением зоны изоклинальной складчатости Алдано-Чульманской впадины. Изложенный материал показывает, что, хотя Южно-Якутский прогиб прослеживается фрагментарно, будучи выражен серией отдельных эрозионно-тектонических впадин (площадей), все же достаточно четко видно, что последние в совокупности представляют отдельные разрозненные части одного единого целого. Как и все предгорные прогибы, Южно-Якутский прогиб характеризуется ясно выраженным асимметричным строением. Развившись вдоль сочленения Алданской глыбы со складчатой областью Становика на мезозойском этапе тектогенеза, он захватил прилегающие части обеих структурно-тектонических зон. При этом северная его часть, заложившаяся на окраине Алданского щита, отличается моноклинальным залеганием юрско-меловых пород, полого (3-15°) падающих в южном и югозападном направлениях. Южная часть прогиба, развившаяся на окраине складчатой системы Становика, характеризуется смятием юрско-меловых отложений в серию брахиформных и изоклинальных складок, нередко опрокинутых к северу и северо-востоку. Как правило, крылья данных структур подорваны с этой стороны и надвинуты в том же направлении. Формирование зоны изокликальной складчатости несомненно было также стимулировано наползанием покрова кристаллического докембрия Становика, который со временем тектонически перекрыл значительную часть прогиба. Отсутствие зоны изоклинальной складчатости на западе прогиба, в Усмунской впадине, очевидно, может быть объяснено тем, что здесь она еще не отпрепарирована эрозией и скрыта под аллохтонной пластиной кристаллического докембрия.

Весьма интересен феномен сравнительно высокого и довольно равномерного по площади метаморфизма углей Южно-Якутского бассейна. В настоящее время существует ряд точек зрения, объясняющих причинность этого явления [1, 6, 13, 15]. Не отрицая факта безусловно высокого качества исходной органической массы угольных пластов, не отрицая факта сравнительно высокого геотермического градиента, характерного в целом для региона, все же следует сказать, что в решающей степени этот феномен южноякутских углей был обусловлен региональным метаморфизмом. Эффективность его проявления при сравнительно «небольшой» мощности угленосной юрско-меловой формации и отсутствии перекрывающих более молодых отложений была обусловлена наползанием тектонического покрова кристаллических пород докембрия Станового хребта. В результате этого юрско-меловые породы Южной Якутии оказались тектонически погребенными на глубины порядка 5—7 км, где уже «автоматически сработало» правило Хильта.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Южно-Якутский каменноугольный бассейн территориально приурочен к одноименному предгорному прогибу, который является составным элементом активизированной складчатой системы Станового хребта. Кристаллические породы докембрия Станового хребта надвинуты с юга на Южно-Якутский прогиб, слагая крупный аллохтон.

2. В настоящее время Южно-Якутский прогиб прослеживается фрагментарно, будучи еще в значительной степени тектонически перекрытым «пластиной» аллохтона кристаллического докембрия Станового хребта. Граница между прогибом и складчатой зоной Становика имеет эрозионно-тектонический характер и условно проводится по подошве тектонического покрова.

3. Южно-Якутский прогиб характеризуется значительной мощностью угленосной юрско-меловой формации и асимметричным строением. Вдоль его южного борта прослеживается складчатая зона. Отсутствие таковой в западной части прогиба (на юге Усмунской впадины), очевидно, обусловлено лишь тем, что здесь она пока еще не вскрыта эрозией и полностью перекрыта аллохтоном кристаллического докембрия.

4. Магматические породы мезозойского возраста представлены двумя комплексами: ларбинским и алданским. Ларбинские гранитоиды внедряются вдоль плоскости тектонического покрова, а интрузии алданского комплекса трассируются вдоль молодых разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

5. Мезозойские угли Южной Якутии отличаются высоким и сравнительно равномерным по всей этой обширной территории метаморфизмом (до жирно-коксовой стадии). Такая особенность данных углей в решающей степени была обусловлена погружением юрско-меловой угленосной формации в результате тектонического перекрытия ее аллохтоном докембрия на глубины порядка 5-7 км.

6. В Южно-Якутском бассейне кроме Токинской впадины весьма перспективной площадью для дальнейших поисковых работ с целью обеспечения необходимого прироста запасов углей в будущем будет 10-15-километровая полоса, прилегающая с юга к Усмунской и Алдано-Чульманской впадинам (западная часть прогиба), а также эрозионно-тектонические «окна» юрско-меловых отложений междуречья Тимптона --- Гонама — Сутама и прилегающие к ним площади.

Литература

- 1. Бредихин И. С. Южно-Якутский (Алданский) угольный бассейн.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. IX, кн. 2. М.: Недра, 1973, с. 6— 117.
- Геология СССР. Т. ХLII, ч. 1. Южная Якутия. М.: Недра, 1972, с. 7—481.
 Дзевановский Ю. К. Алданский щит.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 48—51.
- 4. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины.— Геотектоника, 1969, № 4, c. 85—95.
- Кузьмин М. И., Антонов А. Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта. та.— Геохимия, 1980, № 7, с. 1018—1030.
 Каримова С. С., Лубяновский М. Н., Прилуцкий А. М., Фролов В. И. Петрографиче-
- ские особенности и метаморфизм углей Алдано-Чульманского района (Южная Якутия) — Сов. геология, 1969, № 6, с. 138-139.
- 7. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980; c. 3-4153.
- 8. Красный Л. И., Амантов В. А., Миронюк Е. П., Путинцев В. К., Салоп Л. И., Тихомиров И. Н. Геолого-структурное районирование региона БАМа и прилегающих территорий. — В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Л.: ВСЕГЕИ Совет КНИР БАМ, вып. 1,
- 1977, с. 6—19. 9. Микунов В. Ф. Основные черты тектоники и истории развития Чульманского прогиба (Южная Якутия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 42—57.
- 10. Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутской угленосной площади В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь М.— Л.: Изд-во АН СССР (Тр. ЛАГУ, вып. XI), 1961, с. 278—279. 11. Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной
- Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, c. 25—38.
- 12. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова Н. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Нау-ка, 1965, с. 272—282.
- 13. Сандюков Ш. А. Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974, с. 3-74.
- 14. Тектоническая карта Евразии и объяснительная записка к ней. Под ред. Яншина А. Л. М.: Недра, 1966, с. 193-211.
- 15. Фролов В. И. Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района. Новосибирск: Наука, 1975, с. 3-72.

Аэрогеология Москва

Поступила в редакцию 17.IV.1981

№ 4

Июль — Август

УДК 551.242.31 (234.9)

ГРИГОРЬЯНЦ Б. В.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ВОЗМОЖНЫЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНВЕРСИИ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ

Утверждаются обратные соотношения в структуре мезозойских и кайнозойских отложений, а также в структуре альпийского (юра, мел) геосинклинального комплекса отложений и доальпийского фундамента. Эти инверсионные соотношения рассматриваются как следствие формирования складчатой структуры в процессе прогибания, как следствие горизонтального перемещения масс, вымолняющих прогибы.

Большой объем геологических и геофизических исследований, проведенных на Юго-Восточном Кавказе, находится в определенном противоречии с их практической отдачей. Достаточно сказать, что фактически нерешенным остается вопрос о нефтегазоносности мезозойских отложений, хотя в положительной их оценке с этой точки зрения и в рекомендациях на этот счет недостатка явно нет. Объяснить это противоречие можно лишь тем, что основные перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений связываются здесь с молассовыми прогибами — Шемахино-Кобыстанским на юге, Кусаро-Дивичинским на севере и Апшеронским периклинальным на востоке, выполненными мощной толщей кайнозойских отложений, вследствие чего погребенная структура мезозойских образований в их пределах остается далеко не выясненной.

Положительное решение вопроса о погребенной структуре мезозойского комплекса пород или принципиальных ее особенностях в упомянутых молассовых прогибах всецело зависит от правильной оценки структурных соотношений между мезозойской и кайнозойской толщинами отложений, с одной стороны, и от того, насколько надежно обосновывается геологическая природа геофизических полей — с другой. Несмотря на то что эти положения уже рассматривались в ряде работ автора, он вынужден вновь вернуться к ним в связи с тем, что в последние годы получен материал, прежде всего глубокого разведочного и параметрического бурения, который в совокупности с имевшимися ранее данными позволяет не только говорить более определенно о структурных соотношениях между мезозойскими и кайнозойскими отложениями и геологической природе в первую очередь поля силы тяжести, но и представить достаточно надежно обоснованную картину инверсионных (обратных) соотношений в структуре этих двух принципиально различно построенных комплексов.

Не последнюю роль в подготовке настоящей статьи к публикации сыграл выход в свет работы И. О. Цимельзона [22], в которой эти новые данные фактически не учтены, в связи с чем трактовка анализируемых вопросов выглядит недостаточно обоснованной, а взгляды автора настоящей статьи в ряде случаев неверно истолкованы. Кроме того, высказанные в этой работе рекомендации возвращают практику на старые позиции, ошибочность которых можно считать твердо установленной, благодаря проведенному и в Шемахино-Кобыстанской, и в Апшеронской областях глубокому бурению.

Возможности использования результатов геофизических исследований для выяснения погребенной структуры мезозойских отложений в пределах молассовых прогибов на Юго-Восточном Кавказе весьма ограничены. Обусловлены эти ограничения прежде всего резкими различиями в структуре геосинклинальных (мезозой) и орогенных (кайнозой) толщ и интенсивным смятием кайнозойского выполнения молассовых прогибов в мелкую дисгармоничную складчатость, осложненную пологими надвигами и имеющую в ряде случаев изоклинально-чешуйчатый характер. Установленное глубоким бурением повторение в разрезе кайнозойского комплекса одних и тех же горизонтов и даже значительных по стратиграфическому объему интервалов на участках отдельных структур с сохранением в повторяющихся интервалах разреза, как это имело место на площади Аташкя-Шубаны (ЮЗ Апшерон), нормальной стратиграфической последовательности составляющих эти интервалы горизонтов, фактически не учитывалось и, очевидно, не могло быть учтено при геологической обработке сейсморазведочных профилей. Механический перенос методики обработки сейсморазведочных материалов примененной в условиях Апшеронского полуострова, где плиоценовые отложения с довольно мощными песчаными горизонтами в продуктивной толще образуют хорошо морфологически обрисованные складки, четко фиксируемые сейсморазведкой, на смежные с Апшеронской областью территории привел к тому, что главным фактором геологического расчленения сейсморазведочных профилей явилась фактически глубина залегания отражающих площадок. В результате ложная, к примеру, картина антиклинального изгиба слоев, создаваемая отражающими площадками, характеризующими залегание пластов в разных структурных блоках, надвинутом и поднадвиговом, принадлежащих, возможно, к одному, а нередко к разным стратиграфическим горизонтам, принималась, в частности, в условиях Кобыстана за структурную форму залегания мезозойских, точнее, меловых отложений. Нельзя сказать, что такие представления до проведения бурения выглядели не обоснованными логически: «погребенный антиклинальный перегиб» вполне оправдывал представления о более спокойных структурных формах залегания меловых отложений.

Однако уже первая глубокая скважина, пробуренная на площади Умбаки, показала явную ошибочность таких представлений. Последующее бурение свидетельствовало, с одной стороны, о больших, превышающих по крайней мере 5 км, глубинах залегания мезозойских отложений на значительной территории Шемахино-Кобыстанской области и почти на всей территории Апшеронского полуострова, а с другой — о необходимости разработки новых методов геологической интерпретации сейсморазведочного материала. Комплексный анализ материалов геофизики, бурения и поверхностной геологии делает вполне реальной разработку таких методов [2].

Аналогичный вывод может быть сделан, очевидно, и относительно геологической сущности электроразведочных материалов. Привязка горизонта высокого электрического сопротивления к нижнему мелу по профилю Агджабеди — Советабад не оправдала себя, судя по данным бурения на площадях Восточный Сунди и Нардаран — Сулейман (Центральный Кобыстан). Здесь на глубине около 3500 м, на уровне залегания этого горизонта, скважины определили развитие отложений майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена. Отсутствие какой-либо связи между ходом кривой горизонта высокого сопротивления и складчатой структурой кайнозойских пород наводит на мысль о необходимости выявления причин такого несоответствия. Несомненным является тот факт, что в изменениях значений электрического сопротивления по разрезу существенную роль помимо напластования играет интенсивное смятие кайнозойской толщи в складки, ее осложнение системой разрывных дислокаций и наличие зон перемятия и дробления пород.

С этой точки зрения поле силы тяжести может представить значительно больший интерес. Распределение значений силы тяжести целиком и полностью зависит от плотностных различий крупных разновозрастных комплексов отложений, формирование которых связано с различными стадиями геологического развития территории и должно, очевидно, находиться прежде всего в прямой зависимости от структурных взаимоотношений между такими комплексами. При этом внутренняя, или частная, структура таких комплексов может отразиться лишь на деталях распределения силы тяжести в пространстве, а не на ее принципиальных или региональных изменениях.

Точка зрения автора настоящей статьи о прямой связи между полем силы тяжести Юго-Восточного Кавказа, с одной стороны, и структурными взаимоотношениями между мезозойскими и кайнозойскими отложениями — с другой, четко определена в целом ряде работ [9—10]. Противопоставление этих комплексов друг другу вполне логично, ибо мезозойские образования (юра, мел) пережили геосинклинальную доинверсионную стадию развития, а формирование кайнозойских пород связано с орогенным этапом развития геосинклинали Большого Кавказа. Именно поэтому определяющим фактором изменений силы тяжести, в том числе и даже прежде всего региональных, в пределах Юго-Восточного Кавказа следует считать рельеф поверхности мезозойского комплекса отложений.

Уже сам факт обособления молассовых прогибов в виде крупных региональных минимумов силы тяжести говорит достаточно красноречивов пользу высказанного мнения. Данные бурения, о которых речь пойдет ниже, также находятся в хорошем соответствии с этим положением. В то же время говорить на основании только региональных изменений силы тяжести о соответствии в общей структуре мезозойских отложений и доюрского фундамента или юры и подстилающей ее консолидированной коры и вообще о соотношениях в структуре альпийского складчатого комплекса и доальпийского фундамента просто нельзя. Из дальнейшего изложения будет видно, почему здесь скорее допустимы обратные соотношения в их структуре.

Прямая связь между региональными изменениями силы тяжести и комплексами пород, развитыми непосредственно на поверхности в пределах рассматриваемой территории, достаточно наглядно выражена на схеме (рис. 1). Резкие различия в обособлении аномалий силы тяжести к западу и востоку от линии или зоны Западно-Каспийского разлома находятся в хорошем соответствии с гипсометрией поверхности мезозойского комплекса пород: ее высоким залеганием на западе и резким опусканием на востоке [20]. Весьма характерна более четкая дифференциация поля силы тяжести в пределах западного, приподнятого по разлому блока, где структурный план юрских и меловых отложений выражен совершенно отчетливо. И не следует удивляться тому, что на западе с выходами на поверхность юрских отложений связаны обособленные максимумы силы тяжести, что расположенный на юге Исмаиллы-Куткашенский максимум характеризуется более высокими значениями силы тяжести, нежели максимум, приуроченный к Центральному Тфанскому поднятию мегантиклинория Большого Кавказа. Если в первом случае, в полосе Вандамского поднятия, обнажаются вулканогенные породы основного состава, то во втором получает развитие сланцевая юра с более низкой плотностной характеристикой отложений [11].

Распределение аномалий силы тяжести в пределах восточного блока не только не противоречит, а еще более подчеркивает их связь с гипсометрией поверхности мезозойских отложений. Здесь четко обособляется Дибрарский максимум силы тяжести, который несомненно связан с осевой зоной мегантиклинория Большого Кавказа. Весьма незначительнуюдифференциацию поля силы тяжести в пределах названного максимума при относительно сложной структурной характеристике развитых здесь на поверхности в основном позднегеосинклинальных флишевых отложений мела едва ли правильно рассматривать как свидетельство высокого залегания здесь поверхности доюрского фундамента, как это допускал в свое время Р. М. Гаджиев [7]. Причина в данном случае заключается в однообразии плотностей характеристики флишевых образований. Только поэтому узкая полоса выходов раннегеосинклинальных отложений нижней и средней юры по северной периферии Дибрарского максимума, в полосе Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, на более детальной карте аномалий силы тяжести отчетливо выделяется в виде локальногомаксимума силы тяжести [11].



Рис. 1. Схема сопоставления данных поверхностной геологии, бурения и поля силы тяжести в пределах Юго-Восточного Кавказа

1 — преимущественно молассовый комплекс кайнозойских отложений; 2 — позднегеосинклинальный комплекс верхней юры и мела; 3 — раннегеосинклинальный комплекс нижней и средней юры; 4 — разломы, разграничивающие крупные структурные блоки поверхности альпийского геосинклинального комплекса (реснички характеризуют приподнятый по разлому блок); 5 — надвиги с большой амплитудой (5—10 км и более) горизонтальных перемещений (пунктир обозначает надвинутый блок); 6 — прочие тектонические нарушения; 7—Западно-Каспийский разлом; 8—Яшминская флексура; 9 скважины глубокого разведочного и параметрического бурения; Ас — Астраханка, Ап — Банка Апшеронская, Кд — Кюрдаханы, Кл — Келаны, Н — Нардаран-Сулейман, С — Сунди, Ш — Шорбулаг, А-Ш — Аташкя-Шубаны, У — Умбаки, Д — Дашмардан; 10 зона регионального тектонического перекрытия палеогена мелом; 11 — Баскальский покров; 12—18 — уровни поля силы тяжести (восходящий порядок соответствует повышению значений силы тяжести); 19 — оси максимумов силы тяжести; 20 — оси минимумов силы тяжести

Очень четко на карте аномалий силы тяжести обозначен северный контур Дибрарского максимума. Резкое понижение значений силы тяжести, достигающее здесь 2 мгл на километр, строго совпадает с полосой третичной моноклинали или с зоной Сиазанского разлома — надвига, в лежачем крыле которого поверхность мезозойских отложений, судя по данным бурения, опущена более чем на 3—4 км. Заметное понижение значений силы тяжести вдоль оси Дибрарского максимума в прибрежной полосе Каспия также нетрудно объяснить наличием здесь Яшминской флексуры, с которой связано довольно резкое, на 1,5—2,0 км, опускание поверхности мезозойских пород.

Сложнее представляется объяснение причин постепенного понижения силы тяжести по южной периферии Дибрарского максимума, где на поверхности широко распространены меловые отложения. Выражаясь конкретнее, Северный Кобыстан с обнажающимся на поверхности меловым комплексом отложений соответствует одновременному южному склону



Рис. 2. Схематический геологический разрез Шемахино-Кобыстанского прогиба (составили Б. В. Григорьянц и Л. А. Амбарцумов)

1 — нижний мел (дибрарская фация); 2 — нижний мел (вандамская фация); 3 — верхний мел (дибрарская фация); 4 — верхний мел (вандамская фация); 5 — палеоген и миоцен; 6 — пластина тектонического срыва (Астраханский покров); 7 — элементы разрывной дислокации и субгоризонтальных тектонических контактов

Дибрарского максимума и северному крылу смежного с ним Таштинского минимума силы тяжести. В пределах Северо-Западного Кобыстана картина оказывается еще более любопытной: западное продолжение Таштинского минимума вообще совпадает с областью развития на поверхности меловых отложений, а его ось проходит непосредственно через район с. Астраханка.

Теперь, когда в районе Астраханки и южнее в направлении Шемахи пробурен ряд скважин, можно твердо говорить о том, что между поверхностной геологией Северного Кобыстана и полем силы тяжести противоречий нет, что вывод о связи региональных изменений силы тяжести на Юго-Восточном Кавказе с рельефом поверхности мезозойских отложений остается по-прежнему справедливым. Результаты бурения по линии Шемаха — Астраханка показали, что меловые отложения находятся здесь в покровном залегании, что они по поверхности, близкой к горизонтальной, перекрывают палеоген-миоценовые (майкопская серия) отложения (рис. 2). Любопытно, что скважина в районе Астраханки вскрыла майкопскую серию на глубине 1500 м и прошла по ней до забоя на глубине 2500 м⁴.

Исключительная важность результатов бурения в Северо-Западном Кобыстане заключается в том, что они вместе с данными о региональных изменениях силы тяжести свидетельствуют о безусловном продолжении в пределах Шемахино-Кобыстанского прогиба в погребенном виде, при сохранении субширотной ориентировки, основных структурных элементов зоны Южного склона Большого Кавказа — Вандамского антиклинория и расположенного севернее Лагичского прогиба. Отсутствие конкретного проявления последнего непосредственно в поверхностной структуре восточнее меридиана Лагича или восточнее зоны Западно-Каспийского разлома есть результат перекрытия его палеогенового, а возможно, и миоценового (по крайней мере на востоке) выполнения меловым комплексом не только в поперечном сечении через район с. Астраханки, но и восточнее, на всей территории Северного Кобыстана. Иначе говоря, расположенный южнее Дибрарского максимума Таштинский минимум силы тяжести структурно обусловлен погребенным продолжением Лагичского прогиба, который теперь может быть прослежен в пределы Апшеронского полуострова.

Обоснование наличия восточного погребенного продолжения Лагич-

¹ Характер тектонического контакта между мелом и палеогеном в районе с. Лагич к западу и востоку от Гирдыманчая вполне допускал перекрытие палеогена мелом в пределах Северо-Западного Кобыстана. Такие представления уже нашли отражение в литературе [14]. Однако они допускали значительно меньшую амплитуду горизонтального перекрытия палеогена мелом.

ского прогиба, особенности его строения вдоль простирания, характер поверхностного выполнения на разных участках Северного Кобыстана и Апшеронского полуострова — все это требует тщательного анализа и станет объектом специальной статьи.

Важно в данном случае подчеркнуть, что продолжение Лагичского прогиба в погребенном виде является теперь не предположением, а фактом. С целью проверки этого предположения, возникшего в результате анализа данных поверхностной геологии и бурения. были выполнены микрофаунистические исследования пород из выбросов грязевых вулканов Кегнигяды и Куркачидаг, расположенных на южном крыле Алтыагач-Куркачидагского антиклинория, в зоне сплошного развития меловых (от баррема — нижнего апта до сеномана включительно) пород. Результаты этих исследований и соответствующие им регионально-геологические построения также найдут свое отражение в специальной статье. Суть выполненных А. Д. Баба-заде микрофаунистических анализов пелитового материала, выносимого на дневную поверхность через грифоны и сальзы названных грязевых вулканов, заключается в установлении среди микрофаунистических остатков форм, причем в значительных количествах и по видовому составу и по числу особей, характеризующих наряду с меловыми палеогеновый и миоценовый, до верхнего миоцена включительно, возраст вмещающих их отложений.

В свете этих данных становится очевидным, что обособление восточного продолжения Лагичского прогиба обусловлено резким ступенчатым опусканием поверхности меловых пород к югу от линии, проходящей от с. Кюрдаханы на северо-востоке Апшеронского полуострова на западсеверо-запад в направлении с. Алтыагач. Именно по этой линии происходит повсеместно переход от Либрарского максимума к Калинскому (Апшеронский полуостров) и его западному продолжению — Таштинскому (Кобыстан) минимумам силы тяжести, а данные бурения в районе с. Кюрдаханы не оставляют сомнений в том, что этот переход от максимума к минимуму явно обусловлен гипсометрией поверхности меловых отложений. Здесь в полосе Кюрдаханы-Мештаги-Бузовнинского поднятия, на его северном крыле отложения мела вскрыты на глубине 240 м, тогда как на южном крыле скважина, прекращенная бурением на глубине 2607 м, не вышла из отложений палеогена. Еще южнее в осевой полосе Калинского минимума (площадь Кала) скважины глубиной более 4 км даже не достигают миоцена. Миоцен и палеоген на этих глубинах и даже непосредственно на поверхности получают развитие лишь на Юго-Западном Апшероне. Однако здесь их складчатая структура выглядит весьма сложной, и глубины залегания поверхности мезозойских пород превышают, судя по данным бурения, 5 км, а вероятно, измеряются величинами порядка 8-10 км.

Любопытно, что наличие крупного разлома или зоны нарушений фактически по той же линии, точнее, между горой Дибрар и с. Астраханка в направлении северного берега Апшеронского полуострова, допускал более 50 лет назад В. В. Богачев [3], чем он пытался объяснить резкие различия в складчатой структуре мезозойских и кайнозойских отложений к северу и югу от указанной линии. Едва ли можно сомневаться в том, что именно покровным залеганием мела на палеогене в Северном Кобыстане объясняются изоклинально-чешуйчатый характер складчатости в меловых отложениях, резкие различия в мощностях глинистых толщ мелового разреза (сентон — нижний кампан) на северных и южных крыльях гребневидных складок [5, 18, 19], наличие горизонтальных срывов довольно мощных пластин, в частности, в меловом разрезе. Описанный ранее [23] Астраханский покров как раз и является такой сорванной пластиной меловых пород, залегающей в настоящее время в осевой полосе образованного ранее прогиба (Лагичского) в структуре поверхности мезозойских отложений.

Необходимо сделать еще одну оговорку. В строении покровной пластины в пределах Северного Кобыстана наряду с меловыми участвуют и палеогеновые и даже миоценовые отложения, как это установлено к югу от Астраханки (см. рис. 2). Очевидно, процессы перекрытия активно протекали в послемиоценовое время, синхронно с образованием Баскальского покрова [4, 6], ибо последний является отторженцем этой зоны регионального перекрытия [14].

Обратимся теперь к результатам бурения, проведенного в течение двух последних десятилетий на территории Центрального и Южного Кобыстана и Апшеронской области. Значение результатов этого бурения выходит далеко за рамки констатации вскрытого скважинами разреза. За исключением скважин, расположенных по северной и южной периферии морского продолжения Дибрарского максимума силы тяжести (площади Апшеронская, Кюрдаханы, см. рис. 1), все остальные скважины не выполнили своего целевого назначения — вскрытия и выяснения разреза мезозойских отложений.

Обращает на себя внимание прежде всего тот факт, что все скважины, не достигшие мезозойских отложений (см. рис. 1), расположены в зонах региональных минимумов силы тяжести [1]. Во вскрытом кайнозойском разрезе на ряде площадей оказались резко увеличенными (до 2500—3000 м и более) видимые мощности пластичных образований майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена и коунской свиты эоцена. Объяснить этот факт только локальным проявлением диапиризма, характеризующего строение антиклинальных складок [15], едва ли будет правильным. Частая смена углов падения пластов от близких к горизонтальным, к почти вертикальным по стволу скважин, фиксируемая фактически повсеместно, по крайней мере в палеогеновых и миоценовых отложениях, вероятнее всего, может быть обусловлена формированием складчатости в этих отложениях в результате регионального горизонтального перемещения (скорее даже течения) пластичного материала.

Вскрытые глубоким бурением разрезы кайнозойских отложений дают наглядное представление о складчатой структуре. Если в одних случаях бурением было установлено повторение в разрезе одних и тех же горизонтов при их обратной последовательности, допускающее наличие опрокинутой складки, то в других случаях нормальная стратиграфическая последовательность в повторяющемся интервале сохранена. Пример площади Аташкя-Шубаны, о котором мы говорили выше, весьма любопытен. Скважина прошла здесь после вскрытия отложений понта (нижний плиоцен) до забоя на глубине 4800 м дважды такую последовательность: диатомовая свита (верхний средний миоцен), чокракский горизонт (верхняя часть нижнего миоцена), майкопская серия и коунская свита.

Такое повторение в условиях Северо-Западного Апшерона и Кобыстана, на наш взгляд, может быть следствием только горизонтальных перемещений и, очевидно, немалой амплитуды, ибо в случае площади Аташкя-Шубаны речь может идти по крайней мере о перекрытии смежной антиклинали. Кстати, опрокинутое залегание (перекрытие майкопом диатомовой свиты) установлено на площади Шорбулаг. Думается, что представленная в работе И. О. Цимельзона [22] схема строения указанной площади едва ли верна, поскольку она не отражает этого факта. Кроме того, неглубокое (около 3 км) залегание здесь поверхности мезозойских отложений трудно доказать, если учесть, что скважина глубиной 3485 м, заложенная на плиоцене, после миоцена и олигоцена вновь на глубине 2600 м вошла в миоцен, пройдя по нему во втором случае до забоя 885 м. Наконец, осложнение крупной Шорбулагской складки вторичной (мелкой) складчатостью, фиксируемой мелким бурением и поверхностной геологией, есть явное свидетельство горизонтальных перемещений пластичных образований палеогена — миоцена и значительной глубины залегания поверхности мезозойской толщи пород.

Таким образом, в зонах региональных минимумов силы тяжести имеет место резкое увеличение видимой мощности кайнозойских отложений, главным образом палеогена — миоцена, представленного преимущественно глинистыми образованиями за счет формирования в нем сложной дисгармоничной складчатости, обусловленной скорее всего горизонтальным перемещением этих пластичных пород. Допускать участие в этой дисгармоничной складчатости меловых отложений нет никакого основания. Во-первых, для этого нет данных бурения, а, во-вторых, в зонах региональных минимумов силы тяжести глубины залегания поверхности мезозойской толщи должны быть большими, ибо только при наличии глубокого прогиба в структуре его поверхности создаются благоприятные условия для горизонтальных перемещений пластичных образований, выполняющих этот прогиб.

Основной объем глубокого бурения в Кобыстане приходится на его южную часть, где четко обособляется Кущи-Пирсагатский минимум силы тяжести. Ось последнего почти совпадает с Аджичайско-Алятской зоной надвигов, определяющей в современной поверхностной структуре границу между Шемахино-Кобыстанским наложенным прогибом, или синклинорием, и Куринской межгорной впадиной. В свою очередь упомянутая зона надвигов трассирует осевую полосу четко выраженного в рельефе поднятия Ленгебиз-Алятской гряды. Следовательно, речь должна идти, с одной стороны, о наличии прогиба в рельефе поверхности относительно плотного комплекса пород, с чем связано возникновение регионального минимума силы тяжести, с другой — о формировании в пределах этого прогиба новообразованного поднятия в его поверхностном выполнении. Налицо и роль горизонтальных движений в формировании молодого поднятия, поскольку в западной части поднятия (Ленгебизская гряда) майкопская серия олигоцена — нижнего миоцена надвинута на верхний плиоцен.

Если учесть, что скважины глубокого бурения (площади Келаны, Сунди, Нардаран-Сулейман, Умбаки, Дашмардан), расположенные в пределах того же Кущи-Пирсагатского минимума, нигде не вскрыли мезозойских пород, показав одновременно интенсивное смятие в складки кайнозойских отложений и резкое увеличение их видимой мощности, то естественным был вывод о соответствии указанного минимума прогибу в рельефе поверхности мезозоя или, точнее, мела [12]. Вполне логично и предположение, что Аджичайско-Алятский надвиг представляет собой фронт движущихся с севера на юг пород поверхностного (кайнозойского) выполнения прогиба, что результатом такого перемещения является формирование в кайнозойской толще дисгармоничной складчатости, сопровождаемой горизонтальными срывами.

Иными словами, такой процесс горизонтального перемещения пластичных пород в пределах прогибов, которые они выполняют, приводит фактически не просто к смятию их в складки. Он обеспечивает обратные соотношения в структуре в данном случае геосинклинального и орогенного комплексов отложений, определяя тем самым инверсию складчатой структуры. Вполне возможно, что этот процесс выступает как компенсационный относительно прогибания, как процесс обеспечивающий выполнение прогиба осадками.

Очевидно, и перекрытие кайнозойского выполнения восточного продолжения Лагичского прогиба меловыми отложениями в пределах Северного Кобыстана представляет собой в конечном итоге процесс заполнения прогибов осадками, процесс, заменяющий осадконакопление, также выступающий как компенсационный относительно прогибания. Это тоже одна из форм проявления инверсии в складчатой структуре, ибо в результате прогиб трансформируется в поднятие.

Изложенное свидетельствует о том, что инверсия складчатой структуры, вызванная наличием крупного прогиба и заполнением его, по крайней мере на ранней стадии прогибания, пластичными глинистыми образованиями, морфологически в конечном итоге выражается в виде системы дисгармоничной складчатости, осложненной пологими надвигами и носящей нередко изоклинально-чешуйчатый характер².

² Это мнение автора об условиях проявления инверсии складчатой структуры во времени, наглядно отраженное графически в его работах [10, 12] и на профильных разрезах, приложенных к карте грязевых вулканов [16], представлено принципиально иначе в работе И. О. Цимельзона [22]. Высказанное в свое время Ю. Н. Годиным [8] пред-

Для молассовых прогибов Юго-Восточного Кавказа весьма характерно активное проявление грязевого вулканизма, что также связано с формированием дисгармоничной складчатости в их поверхностном кайнозойском выполнении. Следует отметить, что зона Аджичайско-Алятского надвига представляет собой и зону активного проявления грязевого вулканизма. Вдоль этого надвига, особенно на востоке (Алятская гряда), протягивается цепочка, пожалуй, наиболее крупных на Юго-Восточном Кавказе и активно действующих грязевых вулканов. Возрастная характеристика пород из сопочной брекчии этой цепочки вулканов и грязевых вулканов Юго-Восточного Кавказа вообще определяется, как правило, кайнозоем. Исключение составляют грязевые вулканы Северного Кобыстана, связанные с обнажающимися на поверхности меловыми отложениями, развитие которых здесь, как об этом говорилось выше, обусловлено наличием крупной зоны горизонтального перекрытия палеогена — миоцена мелом, и вулканы, расположенные в непосредственном соседстве с предполагаемым погребенным поднятием мезозойских слоев в Центральном Кобыстане [24]. Следовательно, и с этой точки зрения региональные минимумы силы тяжести должны рассматриваться как прогибы в рельефе поверхности мезозойских отложений, которые вместе с кайнозойскими породами в образовании дисгармоничной складчатости участия не принимают.

Поскольку складчатую структуру кайнозойского выполнения молассовых прогибов следует рассматривать как следствие течения пластичного материала, ее возникновение необходимо связывать с неравномерным распределением пластовых давлений в самих прогибах. Однако различия в пластовых давлениях нельзя ставить в зависимость от рельефа поверхности в данном случае мезозойского комплекса пород или, иначе, от различий в давлении, оказываемом на пластичные отложения перекрывающими осадками, ибо движение пластичных масс явно направлено в сторону наиболее глубоких частей прогибов. Разумеется, что этот вопрос требует специального исследования. Однако очевидным является тот факт, что прогибы раннего заложения, вернее, пластичные массы, выполняющие их, обладают собственными энергетическими ресурсами. Несомненна для глинистых толщ неравномерная пористость, а следовательно, и неравномерное насыщение флюидами, и течение материала, его смятие в складки есть результат перетока флюидов в плохо проницаемой среде.

Все это говорит лишь о том, что складки кайнозойского выполнения молассовых прогибов Юго-Восточного Кавказа в зонах региональных минимумов силы тяжести не могут стать объектом бурения на мезозойские отложения, на чем, как и прежде, настаивает И. О. Цимельзон [21, 22], что они не могут располагаться на выступах мезозойских пород, что они в совокупности представляют поверхностные локальные осложнения крупных прогибов в рельефе поверхности мезозоя.

Вполне естественным представляется соответствие региональных максимумов силы тяжести, в том числе и в Кобыстане, поднятиям в рельефе поверхности мезозойских отложений. Автор уже приводил соображения в пользу соответствия широтного колена Яваныдаг-Сангачальского максимума силы тяжести (Центральный Кобыстан) восточному погребенному продолжению Вандамского антиклинория [12]. Хотелось в данном случае подчеркнуть существенное значение близширотной ориентировки региональных аномалий силы тяжести, хорошо увязываемой со структурным планом мезозойского комплекса пород. Весьма любопытен и тот факт, что в осевой полосе широтного колена указанного максимума на поверхности выделяется синклиналь, выполненная плиоценом, разделяющая системы дисгармоничной складчатости палеогена — мноцена, связанные с региональными минимумами силы тяжести. Следовательно,

положение о соответствии каждой антиклинали в поверхностной толще синклинальному прогибу в более древнем комплексе как раз и представлялось автору [10] маловероятным, в связи с чем объяснение первым причин возникновения локальных минимумов он считал ошибочным.



Рис. 3. Схематический поперечный геологический разрез зоны Южного склона Большого Кавказа вдоль водораздела Мазымчая и Белоканчая

1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя юра; 3 — хиналугская свита (верхний байос); 4 — песчано-сланцевая свита (нижний байос); 5 — глинисто-сидеритовая свита (верхний аален); 6 — песчано-сидеритовая свита (нижний аален); 7 — верхний тоар — нижний аален; 8 — верхний тоар; 9 — нижняя юра (без верхнего тоара); 10 — поднадвиговые зоны дробления пород; 11 — надвиги и связанные с ними дайки; 12 — поверхность доюрского комплекса

складчатая структура кайнозойской толщи и в данном случае находится в обратных соотношениях с региональными изменениями силы тяжести: максимуму соответствует синклинальный прогиб, выполненный плиоценовыми образованиями, а минимумам — сложная система дисгармоничной складчатости, в строении которой основная роль принадлежит толще пород палеогена и миоцена.

Подробное изложение фактов и соображений об инверсионном развитии складчатой структуры в поверхностном выполнении молассовых прогибов приведено выше не только и не столько ради выводов прикладного значения — выбора правильного направления поисково-разведочных работ. Не менее важная цель этого изложения — доказательство того, что инверсия в складчатой структуре не результат смены знака вертикальных движений, что она является следствием продолжающегося прогибания, что процесс прогибания создает благоприятные условия для горизонтальных перемещений масс, выполняющих прогибы, если в этом выполнении значительное участие принимают пластичные глинистые толщи.

Представляется вполне вероятным, что и в геосинклинальных прогибах создаются аналогичные условия, если, тем более, раннегеосинклинальный комплекс представлен в основном мощной глинистой толщей. Именно такие условия сложились в геосинклинальном прогибе в ранней и средней юре на востоке Большого Кавказа. Вот почему автор не сомневается в том, что в полосе Центрального поднятия Большого Кавказа, по крайней мере в зоне развития на поверхности сланцевой юры, ее подошва описывает прогиб (рис. 3). Изоклинально-чешуйчатый характер складчатости в толще пород сланцевой юры не оставляет сомнений в том, что полоса Центрального поднятия представляет собой систему горизонтальных чешуй, перекрывающих друг друга и заполняющих в результате глубокий прогиб [13].

Соответствие Центрального поднятия Юго-Восточного Кавказа при такой трактовке его внутренней структуры максимуму силы тяжести, четко обрисованному на востоке, целиком и полностью зависит от кон-

1.+



Рис. 4. Разрезы земной коры: *а* — Юго-Западная Туркмения (сейсмогеологический профиль III—III); б — Южный Сахалин (профиль 19 — ГСЗ). Цифры на разрезах скорости прохождения сейсмических волн в км/сек

фигурации структуры поверхности отложений геосинклинального комплекса мезозоя и совершенно не зависит от структуры подошвы этого комплекса или, иначе говоря, структуры подошвы юрских отложений. И этот факт может получить свое надежное объяснение. Замеры плотностной характеристики пород нижней и средней юры из обнажений в зоне Южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана показали, что они составляют в среднем 2,72-2,74 г/см3 [17]. Это фактически плотности условного гранитного слоя. Вот почему любые попытки построить структуру поверхности доюрского комплекса пород с помощью гравиметрических данных не могут выглядеть обоснованными и дать желаемых результатов. Кривая аномалий силы тяжести на Юго-Восточном Кавказе не зависит от структурных соотношений между альпийским (юра, мел) геосинклинальным комплексом отложений и доальпийским фундаментом. И только допускаемое, явно искусственно, различие в средних плотностях пород мела и юры, с одной стороны, и доюрского комплекса — с другой, приводит к неправильным выводам о соответствии региональных аномалий силы тяжести Юго-Восточного Кавказа структурным элементам доальпийского фундамента и вместе с тем к ошибочному заключению о соответствии в структуре альпийского геосинклинального комплекса и доальпийских образований.

Высказанные выше соображения об обратных соотношениях в структуре поверхности и подошвы, и молассового, и геосинклинального комплексов отложений, о том, что инверсия складчатой структуры обязана горизонтальным складчатым движениям, протекающим в молассовых и геосинклинальных прогибах в процессе их опускания и заполнения осадками, не следует рассматривать как специфику геотектонических условий, сложившихся на Юго-Восточном Кавказе в мезозое и кайнозое. В связи с выяснением структурных условий проявления грязевого вулканизма на территории СССР автору пришлось подробно ознакомиться с материалами по глубинному строению зон развития грязевого вулканизма. Результаты анализа этих материалов показали, что и на Таманском и Керченском полуостровах, и в междуречье Куры и Алазани (Восточная Грузия и Западный Азербайджан), и в Юго-Западной Туркмении имеют место обратные инверсионные соотношения в структуре кровли и подошвы молассового комплекса, а на Caxaлине — в структуре кровли и подошвы геосинклинального комплекса отложений. Более того, данные ГСЗ, в частности для Юго-Западной Туркмении и Южного Сахалина, показали, что смежные скоростные поверхности в разрезе земной коры, в том числе поверхность Мохоровичича и кровля консолидированной коры, как правило, находятся в обратных структурных соотношениях (рис. 4). Очевидно, поэтому речь должна идти о том, что, с одной стороны, каждый цикл геосинклинального развития должен характеризоваться обратными соотношениями в структуре подошвы и поверхности соответствующего ему комплекса отложений, а с другой в вертикальном разрезе земной коры снизу вверх происходит смена прогибов поднятиями и наоборот.

Литература

- 1. Амбарцумов Л. А. О погребенной структуре отложений мезозоя Шемахино-Кобыстанской области в связи с перспективами нефтегазоности. — Геол. и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. ВНИИЭгазпром, 1980, с. 1-8.
- 2. Амбарцумов Л. А., Григорьянц Б. В. Особенности строения отложений мезозоя Шемахино-Кобыстанской области в связи с перспективами нефтегазоносности. Неф-тегазовая геология и геофизика. ВНИИОЭНГ, 1980, с. 6—8.
- 3. Богачев В. В. Некоторые черты тектоники Азербайджана.— АНХ, 1926, № 3, с. 41— 55.
- Вассоевич Н. Б., Хаин В. Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 76—79.
 Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966, с. 88.
- 6. Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе. Сов. геология, 1958, № 7, с. 62-83.
- 7. Гаджиев Р. М. Глубинное тектоническое строение Азербайджана. Баку: Азгосиздат, 1965, с. 200.
- 8. Годин Ю. Н. Глубинное строение Туркмении. М.: Недра, 1969, с. 252.
- 9. Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1962, с. 192.
- 10. Григорьянц Б. В. Некоторые вопросы геологического истолкования локальных аномалий силы тяжести.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 2, с. 108—117.
- 11. Григорьянц Б. В. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тя-жести в складчатых областях.— Сов. геология, 1964, № 7, с. 63—75.
- 12. Григорьянц Б. В. К вопросу о проведении параметрического бурения на отложения
- мезозоя в пределах Шемахино-Кобыстанского синклинория (Юго-Восточный Кав-каз).— Нефтегазовая геология и геофизика, 1976, № 5, с. 18—22. 13. Григорьянц Б. В., Ахмедбейли Ф. С. Тектоническое строение Юго-Восточного Кавка-за.— В сб.: Докл. азерб. геологов 20—30 сентября 1979 г. Межд. программа геол. корреляции. Проект «Глобальная корреляция эпох тектогенеза». Баку, 1979.
- Григорьянц В. В., Исаев Б. М. Об условиях образования Баскальского покрова на Юго-Восточном Кавказе.— Материалы по тектонике и региональной геологии Азер-байджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1968, с. 136—151.
 Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтегазоносностью
- этой области. ОНТИ, 1934, с. 52.
- 16. Карта грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР. Л.:
- Аэрогеология. Мин-во геологии СССР, 1979. 17. Мазанов Д. Д., Прозорович Э. А. О петрографо-минералогических особенностях и плотностях юрских отложений южного склона Большого Кавказа.— Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1963, № 5, с. 31—38.
- 18. Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972, с. 160. 19. Мурадян В. М., Тагиев Э. А. Геологическое строение прибрежной полосы Юго-Вос-
- точного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности мезозойских отложений). Баку: Азгосиздат, 1976, с. 164.
- 20. Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, № 2, с. 5—23. 21. Цимельзон. И. О. Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубинной
- структурой земной коры.— Геотектоника, 1970, № 5, с. 69—81.
- 22. Цимельзон И. О. К вопросу о соотношениях складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 86-95.
- Шарданов А. Н., Молчанов М. Ф. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе.— Изв. АН АзССР, 1954, № 11, с. 39—49.
 Якубов А. А., Григорьянц Б. В., Кастрюлин Н. С., Рахманов Р. Р. Пробуждение грязевого вулкана Аязахтарма.— Докл. АН АзССР, 1975, № 9, с. 34—37.

Институт геологии им. И. М. Губкина АН АзССР

Поступила в редакцию 3.III.1981

УДК 551.242.3(235.211)

БАЖЕНОВ М. Л., БУРТМАН В. С.

КИНЕМАТИКА ПАМИРСКОЙ ДУГИ

Позднепалеозойские и раннемезозойские тектонические зоны Северного Памира и Дарваза продолжаются в Северный Афганистан и Копетдаг. Они очерчивают Дарваз-Копетдагскую дугу, которая сопряжена с дугой Памира. Палеомагнитное исследование пород в пределах Памирской дуги и на крыльях Дарваз-Копетдагской дуги позволило провести реконструкцию формы и ориентировки Северного Памира для раннего мела и палеогена, восстановить ход деформации, траекторию движения и оценить величину горизонтального перемещения Северного Памира при формировании Памир-Пенджабского синтаксиса. Исследование показало, что тектоническая история Памирской и Дарваз-Капетдагской дуговых структур различна.

Структуры Памира образуют северную часть Памир-Пенджабского синтаксиса — гигантского скучивания тектонических зон в поясе альпийской складчатости. На территории Памира этот пояс глубоко вдается в область более древних деформаций. В пределах синтаксиса интенсивной альпийской складчатости были подвергнуты тектонические зоны разного возраста, в том числе варисциды Северного Памира.

Многие исследователи обсуждали условия формирования синтаксиса, и были предложены разные модели развития дуги Памира. Все эти модели основаны на анализе современной структуры региона, т. е., конечного результата деформаций. Мы провели палеомагнитые исследования на Памире для определения положения и формы тектонических зон до возникновения синтаксиса. С этой целью во внешней зоне Северного Памира были исследованы породы нижнего мела и палеогена. В ходе исследования стало ясно, что данные по Памиру, если их рассматривать изолированно, не дают ответа на многие вопросы. Скудные сведения о геологии восточного фланга синтаксиса (Кульн-Луне, Каракоруме и Тибете) не помогают в их решении. Значительно лучше изучены западные продолжения тектонических зон Памира, расположенные на территории Афганистана. Далее на запад альпийские складчатые структуры заходят на территорию СССР в Копетдаге. Здесь были проведены палеомагнитные исследования пород того же возраста. Сравнение палеомагнитных данных по одновозрастным породам Северного Памира и Копетдага в сочетании с данными о структуре западного фланга синтаксиса позволяет сделать интересные тектонические выводы. Для успеха этой работы необходимо знание структурных соотношений между двумя исследованными регионами.

соотношение северного памира и копетдага

Расстояние между Памиром и Копетдагом превышает 10 градусов. Проследить соотношения структурных форм на таком интервале по имеющимся материалам не удается. Поставленную задачу можно решить, проследив узкие протяженные фациальные зоны. Такими зонами оказались пояса вулканических пород каменноугольного и триасового возраста, которые можно надежно идентифицировать по геологическим описаниям разных районов различными исследователями.

Пояс каменноугольных вулканитов и его обрамление

Варисциды Северного Памира в западном направлении продолжаются в Северный Афганистан и далее в Северный Хорасан [6, 46, 50, 63]. В палеозойских образованиях для наших целей достаточно различать



Рис. 1. Пояс Палеотетиса в Средней Азии 1 — антропоген и неоген, 2 — палеотен и мезозой, 3 — палеозой и допалеозой, 4—5 — пояс Палеотетиса (4 — зона океанической коры, 5 — зона активной окраины), 6 — гра-ницы пояса, скрытые молодыми отложениями, 7 — зона континентального склона, 8 разломы



Рис. 2. Стратиграфические разрезы в поясе Палеотетиса б — Паропамиз, Гератский район [29, 35, 37], в — Ферозкохский район [13, 37, 38, 56], г—д — Гиндукуш, Сурхабский район [25, 37, 38], е — Дарвазский и Заалайский район оны [40, 44], ж — Висхарвская полоса [44, 48], з — Каракульский район [32, 55]

1-14 на рисунке - местные стратиграфические подразделения (серии, свиты): 1-- сан- гизардская, 2 — палаванская, 3 — давиндаринская, 4 — санге-сурх, 5 — сиах-санг, 6 — даррае-тахт, 7 — калаймуратская, 8 — тундаринская, 9 — сауксайская, 10 — андараб, 11 — иолихарская, 12 — ушхварская, хырсдаринская и обимангитская, 13 — калайхумбская и аспандоуская, 14 — карачимская

Местоположение разрезов — на рис. 1

Обозначения к рисункам 2 и 4:

1 — гипсы, 2 — угли, 3 — карбонатные породы, 4 — глинистые породы, 5 — песчаники, 6 — конгломераты, гравелиты, 7 — олистостромы, 8—10 — вулканогенные породы (8 – кислого и среднего состава, 9 — преимущественно среднего состава, 10 — преимущественно основного состава), 11 — гипербазиты и габбронды, 12—13 — наличие ископаемой фауны (12) и флоры (13), определяющей возраст пород, 14—15 — стратиграфические соотношения (14 — трансгрессивное, 15 — трансгрессивное с угловым несогласием)

следующие главные тектонические подразделения: зону развития пород. океанической коры Палеотетиса, зону активной окраины этого палеоокеана и зону континентального склона Иранского блока Гондваны (рис. 1).

Зона океанической коры Палеотетиса. В этой зоне развиты породы: среднепалеозойской океанической коры, которые маркируют океаническую сутуру. На них стратиграфически залегают верхнепалеозойские молассы и мощный комплекс мезозойско-кайнозойских отложений. Рассматриваемая зона охватывает Дарвазский, Заалайский и Каракульский районы Северного Памира. Ее западное продолжение находится в Сурхабском районе Северного Афганистана.

В основании стратиграфического разреза (e, puc. 1, 2) Дарвазского и Заалайского районов находится мощная толща шаровых лав основного состава. В верхней части толщи среди лав залегают прослои известняков с гониатитами нижнего намюра. Строение верхней части разреза намюрского яруса различно. Известны разрезы, сложенные вулканогенными породами островодужного комплекса. На этих породах трансгрессивно лежат известняки с фораминиферами, кораллами и брахиоподами среднего и позднего карбона и ранней перми. Нижнепермские известняки по латерали и вверх по разрезу сменяются мощной толщей граувакк, на которой с размывом залегают красноцветные и пестроцветные молассовые отложения позднепермского — раннетриасового возраста.

Океанические вулканиты нижнего карбона распространены в северозападной части Афганского Бадахшана (на продолжении аналогичных вулканитов Дарвазского хребта) и в северных предгорьях Западного Гиндукуша — в бассейне р. Сурхаб. В Сурхабском районе (д, рис. 1, 2) развита мощная толща вулканогенных пород нижнего карбона. Нижняя часть толщи сложена миндалекаменными лавами основного состава с шаровой отдельностью. В более верхней части разреза присутствуют андезиты и туфы. Среди каменноугольных отложений описаны тела гипербазитов [23]. Толща метаморфизованных основных вулканитов, относимая к карбону известна также значительно южнее — в Бамианском районе в зоне Гиндукуш-Герирудского разлома [37]. Не исключено, что эти образования находятся во вторичном (аллохтонном) залегании. В Сурхабском районе на вулканитах залегают известняки с фораминиферами башкирского, московского и намюрского ярусов, которые вверх по разрезу сменяются пермской молассой.

Зона активной окраины Палеотетиса. В этой зоне развиты породы палеозойских островных дуг и микроконтинентов. На Северном Памире находятся две полосы пород островодужного комплекса, которые обрамляют Курговатский микроконтинент и продолжаются к востоку от него (рис. 3). Вдоль северного края микроконтинента протягивается Висхарвская полоса, вдоль южного края — Ванчская полоса вулканитов островодужного типа.

В Висхарвской полосе на девонских известняках трансгрессивно лежит толща туфов и лав дацит-липаритового состава с прослоями известняков, в которых содержатся кораллы турне и визе (ж, рис. 1, 2). Висхарвская полоса продолжается на территории Афганского Бадахшана до бассейна р. Дараи-Рагх, где она срезана Ларонским и Хеджванским разломами [37]. Далее к югу в пределах рассматриваемой зоны расположен Файзабадский микроконтинент, за которым находится область развития каменноугольных отложений Западного Гиндукуша. В Ванчской полосе развита толща кислых и средних эффузивов, туфов и туфобрекчий (техарвская свита), которая, возможно, имеет каменноугольный возраст. К рассматриваемой зоне отнесена также толща метаморфизованных кислых эффузивов и терригенных пород ванчдаринской свиты и джингаджирская толща каменноугольного или пермского возраста, развитая в североакджилгинской тектонической чешуе [40, 42].

В Западном Гиндукуше по р. Сурхаб (г, рис. 1, 2) на девонских известняках залегает мощная толща метаморфизованных вулканогенных пород преимущественно кислого и среднего состава. Более высокое стратиграфическое положение занимают карбонатно-терригенные отложения с кораллами и фораминиферами визе.

Из Западного Гиндукуша область развития каменноугольных вулканитов протягивается в хребет Ферозкох (*в*, рис. 1, 2). Далее на запад островодужные вулканиты известны в районе г. Герата. В основании видимого разреза (*б*, рис. 1, 2) залегает толща эффузивов и туфов кислого, среднего и основного состава. На вулканитах несогласно залегают аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями кислых и основных эффузивов, углистых сланцев и известняков с корралами, брахиоподами и криноидеями турне, визе и намюра. Выше залегают известняки с кораллами среднего карбона и мощная толща красноцветных обломочных по-



Рис. 3. Структурная схема Северного Памира и результаты палеомагнитного исследования

1-2 — мезозой и кайнозой: 1 — на северопамирском фундаменте (внешняя зона Северного Памира), 2 — на алайском фундаменте; 3 — алайские варисциды; 4—7 — северопамирские варисциды: 4 — зона океанической коры, 5—6 — зона активной окраины (5 — островодужный комплекс, 6 — микроконтинент), 7 — зона континентального склона; 8—9 — тектонические границы зон (8 — обнаженные, 9 — перекрытые осадками или уничтоженные интрузиями); 10-11 — оси складок во внешней зоне Северного Памира (10 — антиклинали, 11 — синклинали); 12 — участки палеомагнитных исследований, 13-14 — склонение вектора остаточной намагниченности в породах (13 — палеогена, 14 — нижнего мела)

род, большая часть которой, вероятно, принадлежит верхнему карбону и перми.

В районе г. Герата структуры Паропамиза изменяют свое широтное простирание на северо-западное и продолжаются на территорию Хорасана в хребет Биналуд. На южном склоне Биналуда средний палеозой представлен карбонатными фациями, аналогичными развитым в чехле Иранского палеозойского континента [57]. Севернее и северо-восточнее каменноугольные отложения не обнажены. На северо-восточном склоне Биналуда известны выходы ультрабазитов и метаморфических пород, которые распространены в зоне разлома, имеющего северо-западное простирание. Этот разлом может служить границей между Иранским палеозойским континентом и зоной Палеотетиса. В этом случае он является аналогом, а возможно, и продолжением Гиндукуш-Герирудского тектонического шва. Независимо от точности определения границы Иранского блока очевидно, что расположенная севернее зона Палеотетиса продолжается в Туркмено-Хорасанских горах, где палеозойские породы перекрыты мощными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Вдоль Копетдага и далее к Красноводску и заливу Кара-Богаз-Гол протягивается полоса интенсивных магнитных аномалий [18], которые, вероятно, обусловлены присутствием магматических пород палеозоя и триаса под осадочными отложениями мезозоя — кайнозоя.

Граница зоны океанической коры Палеотетиса с зоной его активной окраины может быть прослежена на Памире (рис. 3), в Афганском Бадахшане и Западном Гиндукуше (см. рис. 1). Западнее она скрыта под молодыми отложениями. В Туркмении эта граница, вероятно, проходит через Красноводский район, где на земную поверхность выделены зеленокаменные порфириты, их туфы и туфобрекчии, а также спилиты, кварцевые порфиры и их туфы. Вулканиты, вероятно, имеют каменноугольный возраст [54]. Северо-восточнее, на территории Туаркырского поднятия в обнажениях и скважинах известны спилиты и диабазовые порфириты, меланократовые габброиды, метагаббро и амфиболиты, и также песчано-глинистые, кремнистые и карбонатные отложения с фораминиферами и остракодами раннего карбона [21, 22, 27]. Далее на северо-запад пояс вулканитов Палеотетиса продолжается на территории Северного Кавказа [6].

Зона континентального склона Иранского блока Гондваны. На Памире южнее области развития палеозойских пород сстроводужного комплекса расположена зона, в которой развита мощная толща песчаников и сланцев с фораминиферами улукского горизонта нижней перми, спорами и пыльцой карбона и нижней перми, криноидеями девона и карбона [43]. Значительная часть толщи имеет ритмичное строение. Вероятно, она формировалась на континентальном склоне или в краевом морском бассейне. Область развития рассматриваемых палеозойских отложений занимает Сарыкольский район Северного Памира. Эти отложения продолжаются в Афганском Бадахшане, где срезаны Бадахшанским разломом или его ветвью [1]. Южнее Сарыкольского района на территории Центрального Памира карбон представлен карбонатными шельфовыми фациями [5].

Продолжение зоны развития фаций континентального склона или окраинного моря находится в Среднем Афганистане непосредственно к югу от Гиндукуш-Герирудского разлома. В этой зоне оказались тектонически совмещенными каменноугольные отложения в фациях континентального склона и формировавшиеся южнее фации шельфа. Фации континентального склона развиты в верховьях р. Гильменд и в хребте Сиах-Кох [37].

Триасовый вулканический пояс

Другой зоной, которую можно проследить от Северного Памира до Копетдага, является пояс триасовых вулканитов. Вулканогенные породы появляются в отложениях раннего триаса, присутствуют в среднем триасе и широко развиты в позднем триасе. Они распространены во внешней зоне Северного Памира, в Северном Афганистане и Северо-Восточном Иране.

На Северном Памире отложения его внешней зоны с угловым несогласием залегают на пермских породах. Эта граница на значительном протяжении осложнена молодым разломом, который имеет характер крутого надвига¹. Стратиграфические соотношения между палеозойскими и мезозойскими отложениями сохранились на отдельных участках в Заалайском и Дарвазском хребтах [20, 33]. Нижняя часть разреза триасовых отложений (е, рис. 4), развитых в хребтах Заалайском, Петра Первого и Дарвазском, сложена конгломератами и туфопесчаниками с горизонтами базальтов, андезито-базальтов, андезитов, туфов и углистых сланцев с флорой среднего — верхнего триаса. Верхняя часть разреза сложена базальтами, андезито-базальтами, андезитами, туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и пластов углей с отпечатками флоры позднего триаса. С угловым несогласием на породах триаса залегает угленосная толща с флорой лейаса, аалена и байоса. Батский ярус и верхняя юра представлены пестроцветными отложениями. Выше согласно залегают породы нижнего мела, которые были подвергнуты палеомагнитному исследованию.

Вулканогенные триасовые отложения распространены на северном склоне Западного Гиндукуша в междуречье Замбурак — Намакаб — Фархар и в бассейне р. Сурхаб (г-д, рис. 4). На палеозойских породах здесь залегает терригенная толща с аммоноидеями и пелециподами сред-

¹ И. Е. Губин [12] назвал этот разлом Каракульским и считал его постседиментационным надвигом. В более поздних работах этот разлом нередко рассматривали в качестве краевого глубинного разлома, который ограничивал мезозойско-кайнозойский прогиб Памиро-Алая [5, 31, 45]



Рис. 4. Стратиграфические разрезы в триасовом вулканическом поясе: а-Копетдаг [10, 19, 28], б — Паропамиз, Гератский район [28, 30], г-д — Гиндукуш, Сурхабский район [23, 24], г — Памир, Дарвазский и Заалайский районы [33, 40] Местоположение разрезов — на рис. 1 Условные обозначения — на рис. 2

него триаса и карнийского яруса. Верхняя часть разреза триаса представлена чередованием туфопесчаников, туфов и лав андезито-базальтового и риолитового состава, алевролитов и аргиллитов с отпечатками флоры.

Рассматриваемая зона протягивается на запад в пределы Парапамиза. Триасовые отложения распространены в горах Кохи-Давиндар к востоку от г. Герата. В этом разрезе (б, рис. 4) нижняя часть отложений позднего триаса представлена пестроцветной толщей туфогенных вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов с горизонтами лав и лавобрекчий андезито-базальтового и андезитового состава. В прослоях известняков содержатся брахиоподы рет-лейасового облика. Верхняя часть разреза сложена мощной толщей лав, лавобрекчий и туфолав андезитового и частично трахитового состава.

Из района г. Герата вулканогенные отложения позднего триаса протягиваются на северо-запад вдоль хребта Сафедкох (горы Сиах-Бубак, Кохи-Банди-Баба) и далее на южный склон Копетдага. В Копетдаге триасовые вулканиты залегают в одном стратиграфическом разрезе (*a*, рис. 4) с породами мела, которые подвергнуты палеомагнитному исследованию.

Рассматриваемый вулканический пояс, вероятно, продолжается в районе Красноводска и Туаркыра. В скважине, пробуренной в Туаркырской антиклинали в ур. Джемал, среди красноцветных терригенных отложений залегают лавы и туфы андезитового и липарит-дацитового состава [54], которые могут иметь триасовый возраст. В районе г. Красноводска обнажены липаритовые и фельзитовые порфиры, дацитовые и андезит-дацитовые порфириты, их туфы, туфолавы и туфобрекчии. Радиометрический возраст (К—Аг по породе) этих вулканитов 215 млн. лет [54]. Далее триасовый вулканический пояс продолжается на Кавказ [47, 51].

Триасовый вулканический пояс сложен вулканическими породами пестрого состава с преобладанием андезитов. Присутствуют среди них и щелочные разности. Формирование вулканитов, вероятно, происходило в структуре рифтогенного типа. Севернее вулканогенного пояса триас представлен терригенными обломочными отложениями [14, 24, 46]. Положение северной границы пояса можно определить в Афганистане. Разрезы, расположенные вблизи этой границы, описаны в предгорьях Западного Гиндукуша и в хр. Банди-Туркестан. В первом районе около г. Пули-Хумри обнажена маломощная (350 м) туфогенно-осадочная толща с растительными остатками позднего триаса. Эта толща налегает непосредственно на палеозойские породы [24]. На западном окончании хр. Банди-Туркестан развита толща (около 1000 м) песчаников и аргиллитов с горизонтами дацитов и кварцевых порфиров и прослоями известняков с фауной карнийского яруса [14]. К югу от вулканического пояса в Восточном Иране, Юго-Западном, Центральном и Юго-Восточном Афганистане и Центральном Памире развиты карбонатные и терригенно-карбонатные триасовые отложения [5, 56, 59].

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. На Северном Памире триасовые вулканогенные отложения залегают в одном разрезе с породами океанической коры Палеотетиса (e, рис. 2, 4), а в Афганистане (δ , c, ∂ , рис. 2, 4) и, вероятно, в Туркмении они надстраивают разрезы, в которых залегают океанические и островодужные вулканиты карбона. В целом на всем протяжении в пределах рассмотренного региона пояс триасовых вулканитов совпадает с зоной развития вулканических пород Палеотетиса.

2. Палеозойские и триасовые фациальные зоны протягиваются из Северного Памира к Туркмено-Хорасанским горам и продолжаются под Копетдагом. Прослеживание активной окраины Палеотетиса и пояса триасовых вулканитов показало, что эти зоны на всем рассмотренном интервале не имеют перерывов, вызванных тектоническими перемещениями. На территории Юго-Западной Туркмении палеозойские тектонические зоны переходят из области альпийской складчатости в пределы Туранской молодой платформы.

3. Рассмотренные зоны очерчивают дугу, вершина которой обращена к югу. На западном фланге дуги находится Копетдаг, на восточном — Бадахшан и Дарваз. Эта Дарваз-Копетдагская дуга является сопряженной с Памирской дугой.

4. Меловые и кайнозойские отложения Копетдага и внешней зоны Северного Памира залегают в стратиграфических разрезах (*a*, *e*, рис. 2 4) совместно с триасовыми вулканитами и породами океанической коры Палеотетиса. Эти меловые и кайнозойские породы расположены на крыльях Дарваз-Копетдагской дуги. Палеозойские и раннемезозойские фациальные зоны надежно связывают между собой Копетдаг и Северный Памир, в которых были проведены палеомагнитные исследования меловых и палеогеновых пород.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ Памирской и дарваз-копетдагской дуговых структур

Северный Памир и Дарваз. Объектами палеомагнитного изучения были породы нижнего мела и палеогена из внешней зоны Северного Памира. Эти породы залегают в хребтах Заалайском, Петра Первого и Дарвазском. Породы нижнего мела были изучены на шести участках. Образцы, отобранные на одном из участков (в долине р. Алтындара), оказались непригодны для палеомагнитного исследования, и результаты были получены по пяти участкам (см. рис. 3).

В стратиграфическом разрезе нижнего мела преобладают песчаники и алевролиты. В виде прослоев залегают конгломераты и аргиллиты. Большинство пород имеет красный цвет. Отдельные прослои и пачки окрашены в фиолетовый, серый и зеленые цвета. Мощность отложений более 500 м, в Дарвазском хребте она превышает 1000 м. Отложения нижнего мела на участках № 5 и 7 согласно лежат на породах юры, а на участках № 3, 6, 10 основание меловых отложений не вскрыто. В Дарвазском хребте в верхней части разреза рассматриваемых отложений содержится ископаемая фауна альбского яруса. На всей территории внешней зоны Северного Памира на породах нижнего мела согласно залегают отложения с ископаемой фауной верхнего мела, начиная с сеноманского яруса. В целях сравнения нижнемеловые породы были изучены также за пределами Памир-Пенджабского синтаксиса — на южном склоне Алайского хребта (участок № 4 на рис. 3). Результаты исследования образцов с этого участка хорошо согласуются с результатами палеомагнитного исследования нижнего мела Ферганы [53: определение № 4.29].

Породы палеогена изучены на пяти участках. Они принадлежат эоцену (начиная с риштанских слоев), олигоцену и, вероятно, нижнему миоцену. Разрез сложен переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, встречаются прослои конгломератов. Породы окрашены в коричневый, красный, серый и зеленый цвета. Палеомагнитному исследованию были подвергнуты образцы песчаников и алевролитов. Мощность отложений верхнего эоцена — олигоцена от 150 до 300 м, нижнего миоцена — более 500 м. Эоценовый возраст риштанских, исфаринских и ханабадских слоев обоснован ископаемой фауной моллюсков. В более верхней части разреза (в сумсарских и шурисайских слоях) содержатся моллюски олигоцена. Раннемиоценовый возраст верхней части толщи предполагается на основании определений ископаемой пыльцы [40].

Результаты палеомагнитного исследования пород нижнего мела и палеогена приведены в табл. 1. Геофизические аспекты работы освещены в статье авторов [58]. На раннем этапе работы палеомагнитное изучение образцов проводил Г. З. Гурарий, на позднем этапе — М. Л. Баженов. Частные результаты исследования были опубликованы [4, 7, 8].

Проведенные исследования позволили определить палеомагнитные направления для нижнего мела в пяти пунктах и для палеогена также в пяти пунктах, расположенных вдоль внешней зоны Северного Памира. Исследования показали, что изученная намагниченность является доскладчатой. Эта намагниченность, вероятно, первичная. Доводами в пользу первичности намагниченности является наличие зон разной полярности, которые обнаружены в породах нижнего мела и палеогена, и независимость направления остаточной намагниченности от состава ферромагнитной фракции (установлено на участках № 6 и 10), характера намагниченности и литологического состава пород (изучено на участках № 3 и 6).

Копетдаг. В хребте Копетдаг были исследованы породы мелового и палеогенового возраста. Породы эоцена и олигоцена оказались перемаг-

Результаты палеомагнитного исследования

Учаоток	№ на рис 3 и 5		Долгота	Опробованные газрезы * цов		іичест- образ- цов	Поляр- ность <i>J_n</i>		Направле- ние ^Ј п			га дове-	
		Широта			мощность, М	изучөны	пригодны	нормаль- кая	обратиая	склонение, D	нақлоне- ние, I	Кучность	Радиус кру рия. С.
				Нижн	ий мел								
Б ула ксу—Қызыларт	3	39,5	73,3	3a 3b 3c 3d	100 50 100 240	30 24 19 41	27 13 10 22	12 0 10 22	15 13 0 0	96 254 104 94	$+63 \\ -51 \\ +42 \\ +52$	6 30 50 27	12,2 7,3 6,3 5,9
				Среди	нее по			,,					
Кызылэшме Гулома	45	39,6 39,3	72,3 71,6	колл 4 5	екции 100 200	114 15 32	10 10 30	44 10 16	28 0 14	92 0 40	+54 + 54 + 30	10 44 	5,4 6,8 -
Алисурхон	07	30,9	70,0	67	230	44	40	34	9	5	+52	22	4,1
мионаду	1	130,0	70,9	100	400	1 1/	13	41	3	210	+44	40	3,0
Юго-Западный дарваз	10	31,9	10,1	104	150	14	10	10	Ň	010 205	+42	10	4,0
				100	400	10	42	40	5	205	140	10	10,0
		1		Спал		10	14	10	4	545	T40	17	10,0
		ł]	колл		45	36	34	2	346	142	20	53
Konerar	11			110	190	40	26	04 94	5	46	742	44	8 0
Консідаі				114	1000	28	20	46	Å	47	40	1.4	0,0
			- 1	110	200	13	12	12	ŏ	0	57	16	11.0
		1		11 <i>d</i>	1000	30	23	18	5	23	50		<u> </u>
				Срелн	iee IIO			10	Ŭ	20			
				4 Da3	резам					16	51	193	5.1
		•					•			-0			
				Палес	оген								
Хатынканыш Атджайляу— Кызыларт	1 2	39,4 39,4	73,4 73,3	1 2	70 180	31 34	27 28	16 10	11 18	$\begin{bmatrix} 35\\ 43\\ 222 \end{bmatrix}$	+37 +41	14 11	7,6 8,3
Хипшун	8 8	38,8	70,9	8 0	200	39	31	21	10	329	+40	12	7,5
Чильдара 🕶	9	38,8	70,3	94	120	24	18	12		304	+30	19	8,0
				90	400	14	14	Э	9	349	+30	1	15,2
				90		15							
				Колте		53	32	47	45	350	1.30	49	مما
Юго-Запалный Ларваа	10	37 0	70 4	10d	200	23	191	- 8	11	300	134	13	ŭ,ŭ
тото-оападныя дарваз	10	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	.0,1	100	100	10	15	ĭ	4	344	130	10	22'4
				10 <i>F</i>	100	12	7	2	5	308	1-30	15	14.2
1				100	70	- <u>9</u>	8	ĩ	7	310	+24	10	16.5
				Средн	ее по	Ī		-	•	0	'-'	••	
				колле	кции	54	39	15	24	305	+29	11	6,9
		-					•				• •		

• Местоположение разрезов: 1 — верховья правого притока р. Маркансу (Хатынканыш) в 4 км южнее пер. Пограничников; 2 — низовья р. Атджайляу и долина р. Кызыларт выше устья р. Атджайляу; за — верховья левого притока р. Булаксу, 3b — правый борт долины р. Кызыларт в 1 км южнее пос. Бордоба, 3c — левый борт долины Кызыларт в 3 км южнее пос. Бордоба, 3d — левый борт долины кланансе пос. Бордоба; 4 — южный склон Алайского хребта в 2 км западнее пос. Кызыларт севернее пос. Бордоба; 4 — южный склон Алайского хребта в 2 км западнее пос. Кызыларт севернее пос. Бордоба; 4 — южный склон Алайского хребта в 2 км западнее пос. Кызыларт севернее пос. Бордоба; 6 — р. Обихингоу около ур. Алксурхон; 7 — ручьи Исханакдара и Обикашкишук у пос. Мнонаду; 8 — правый борт долины р. Обихингоу у пос. Хипшуз; 9a — р. Шурисай, 9b — правый борт долины р. Обихингоу в 2 км ниже устья По-гамноудары, 9c — правый приток р. Обихингоу у пос. Чильдара; 10a — низовья р. Хирмаджой, 10b — низовья р. Дсхивайрон, 10f — р. Хутхам в 4 км от устья, 10g — р. Шучьпоён в 5 км от устья. В графе 6 указана мощность опробованной части разреза. В случаях применения методов обращения и смещения кучность и аsь не определялись.

** В предварительной публикации [4] при вычислении направления J_n по участку Чильдара были учтены аномальные результаты исследования коллекции 9с (средние: $D=325^\circ$, $I=+52^\circ$). Хорошая сходимость данных по коллекциям 9а и 9b заставила нас отнестись с осторожностью к данным по коллекции 9с и не использовать эти аномальные данные для вычисления среднего направления I_n по участку.

ничены в современном поле, и доскладчатая намагниченность в них не сохранилась. Доскладчатая компонента намагниченности была выделена в породах мела и палеоцена [2]. В складчатых структурах северозападного простирания меловые породы были изучены в четырех разрезах (табл. 1, рис. 5, 6). Это исследование показало, что склонения оста-



Рис. 5. Структурный план Копетдага и местоположение участков палеомагнитных исследований 1—2— оси складок [39]: 1— антиклинали, 2— синклинали; 3— участки палеомагнитных исследований

Рис. 6. Реконструкции положения Северного Памира в раннем мелу и палеогене 1 — изученные участки Памира и Копетдага, 2 — склонение вектора естественной остаточной намагниченности в породах нижнего мела, 3 — направления перемещений, 4 палеошироты раннего мела

точной намагниченности в породах нижнего и верхнего мела близки по величине, а их средние значения одинаковы. Ориентировка палеомагнитного склонения в меловых породах Копетдага практически совпадает с направлением мелового палеомеридиана Евразии.

Палеомагнитное изучение пород мела и палеогена Северного Памира и Копетдага дало геофизическое обоснование для тектонических выводов о кинематике формирования Памирской дуги.

КИНЕМАТИКА ПАМИРСКОЙ ДУГИ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ В КАЙНОЗОЕ

Реконструкция формы внешней зоны Северного Памира. Интенсивное складкообразование происходило во внешней зоне Северного Памира в плиоцене. Оси главных складок очерчивают дугу (рис. 3), меняя простирание от широтного в Заалайском хребте до меридионального в Дарвазском. Склонения остаточной намагниченности в породах нижнего мела и палеогена закономерно изменяются вдоль рассматриваемой зоны (см. табл. 1, рис. 3). Это с несомненностью свидетельствует о том, что изученная тектоническая зона приобрела современную дугообразную форму после формирования намагниченности в породах палеогена.

Соотношения между изменением склонения остаточной намагниченчости и изменением простирания складчатых структур в целом выдержаны вдоль всей зоны (см. табл. 2). Исключением является участок № 2, на котором были изучены породы палеогена. Резкий поворот оси складки между участками № 1 и 2 сопровождается поворотом вектора остаточной намагниченности лишь на очень небольшой угол. Это несоответствие объясняется особенностью механизма формирования горизонтальной флексуры. Образование такой флексуры возможно в результате растяжения ее соединительного крыла и перемещения пород путем трансляции, т. е. без вращения. Эта горизонтальная флексура является местным усложнением структуры зоны и не охватывает ее целиком.

Анализ склонений остаточной намагниченности на других участках позволил определить углы поворота разных частей внешней зоны Северчого Памира и реконструировать форму, которую имела эта зона примерно 20 и 100 млн. лет назад (табл. 3, рис. 7). Участки современной дуги Памира при реконструкции были повернуты до совпадения направАнализ склонений остаточной намагниченности

№ участка	Простирание		Угол * между				
на рис. З	складок	Склонение, D	простираниями складок	склонениями			
		Нижний мел	л.				
3 5 6 7 10	100 170 60 45 0	92 40 5 7 316	$\left. \left. \left$	$\left \begin{array}{c} +52\\ +35\\ -2\\ +51 \end{array}\right +136$			
		Палеоген					
1 2 8 9 10	90 120 30 50 0	35 43 329 354 305	$\left. \left. \left$	$\left \begin{array}{c} -8\\ +74\\ +25\\ +25\\ +49 \end{array}\right +90$			

• Знак плюс указывает на поворот против движения часовой стрелки по отношению к предыдущему участку, знак минус — поворот по часовой стрелке.

Таблица 3

Реконструкция формы Северного Памира

№ учаотка на рис. З	Современ- ное прости- рание складок	Палеомагнит- ное склонение D	Угол поворота *	Простирание Северного Па- мира в прош- лом **					
3	100	92	-69	31					
5	70	40	—17	53					
6	´6 0	5	+18	78					
7	45	7	+16	61					
10	0	316	+67	67					
Палеоген (направление на полюс CB—19°)									
1	90	35	I —16	74					
8	30	329	+50	80					
9	50	354	+25	75					
10	0	305	+74	74					

* Угол поворота современных структур по отношению к простиранию Северного Памира в раннем мелу и палеогене соответственно. Знак плюс — поворот против движения часовой стрелки, знак минус поворот по часовой стрелке. ** Указано направление (в градусах) по отношению к современному

** Указано направление (в градусах) по отношению к современному меридиану.

ления остаточной намагниченности в породах с простиранием палеомеридиана. Направление палеомеридианов было вычислено по данным о положении палеополюсов, полученным для Евразийской литосферной плиты в районах, которые расположены за пределами области альпийской деформации — на Сибирской платформе и в Западной Европе [52: определения 4.09—4.12; 53: определение 4.20; 60; 62: определения WE—11.1—11.13]. На территории Памира раннемеловой палеомеридиан ориентирован по отношению к современному меридиану на CB—23°, а направление на палеогеновый полюс — на CB—19°.

Большинство исследованных участков расположены вблизи южной границы рассматриваемой тектонической зоны. Поэтому реконструкции положения этой границы являются наиболее точными. Они приведены на рис. 7. Участки, расположенные на удалении от южной границы зоны (№ 3, 5 и 9), показаны на реконструкциях на большем расстоянии от этой границы по сравнению с их современным положением. Это отражает эффект поперечного сокращения зоны при формировании ее складчатой структуры в неогене — квартере.

Деформация Северного Памира в плане. Реконструкция (А, рис. 7) показывает, что в раннем мелу зона Северного Памира была ориентирована в северо-восточном направлении и имела форму пологой дуги, обращенной выпуклостью на юго-восток. К концу олигоцена форма зоны стала близкой к прямолинейной. Деформация в плане неизбежно ведет к возникновению зон скучивания или растяжения. На границе раннего и позднего мела крупные тектонические перестройки происходили в южной части Памира. Они были связаны с закрытием северной ветви океана Мезотетис. Изменение ориентировки и формы изученной нами зоны,



Рис. 7. Реконструкции формы Северного Памира (А — в раннем мелу, Б — в палеогене) и современная форма дуги (В); abcd — граница внешней и внутренних зон Северного Памира

вероятно, произошло в это время. Меловое складкообразование не затронуло Северный Памир. Деформации, с которыми связаны перемещения Северного Памира, были локализованы в зоне Мезотетиса. Эти перемещения, вероятно, оказали также влияние на процессы в Таджикско-Алайском седиментационном бассейне, который расположен севернее Памира. В мелу или палеоцене в этом бассейне произошла перестройка структурного плана прогибов и поднятий: возникли прогибы и поднятия северо-восточного простирания [11, 15].

Развитие деформации Северного Памира при формировании Памир-Пенджабского синтаксиса в неогене — квартере может быть прослежено при сравнении рис. 7, B и B. На рис. 7, B современная дуга Северного Памира разделена на три отрезка (*ab*, *bc*, *cd*), которые имеют ныне разное простирание. Переходы между этими участками плавные. При формировании синтаксиса участок *ab* был повернут в направлении движения часовой стрелки на 15°, участок *bc* был повернут против движения часовой стрелки в среднем на 40°, участок *cd* повернут в том же направлении на 75°. На рис. 7 современная дуга и ее реконструкции помещены одна под другой. Это может создать иллюзию того, что палеомагнитное исследование свидетельствует о меридиональном движении масс при формировании Памир-Пенджабского синтаксиса. Приведенные реконструкции показывают только изменение формы Северного Памира во времени. Динамические условия эволюции формы рассматриваемой структуры оказываются наиболее простыми, если движение масс происходило в северо-западном направлении. О таком же направлении движения свидетельствуют смещения по крупным сдвигам, развитым на восточном фланге Памирской дуги [9].

Величина перемещения Северного Памира. Широко распространен метод определения палеошироты местности по палеомагнитному наклонению в породах. Сравнение палеошироты с современной широтой позволяет определить величину перемещения района вдоль меридиана. Исследования, проведенные нами во внешней зоне Северного Памира, показали, что такой метод в его обычном виде не может быть применен на изученном объекте [58]. Это следствие искажающего влияния, которое оказывают на величину палеомагнитного наклонения процессы немагнитного характера: условия седиментации и уплотнения осадка при диагенезе. В сложной обстановке геосинклинальной области указанное обстоятельство приводит к большему разбросу данных о наклонениях, прямая интерпретация которых оказывается противоречивой. Важной особенностью такого искажения направления остаточной намагниченности является то, что это искажение происходит всегда в сторону уменьшения величины наклонения². Следовательно, при наличии определений наклонения на нескольких участках ближе к истинному будет наибольшая величина наклонения. Исходя из изложенных соображений, авторы считают, что палеомагнитные наклонения в породах нижнего мела на участках № 3 и 6 пригодны для вычисления палеошироты, и палеошироты нижнего мела показаны на рис. 6 и 7.

Палеомагнитные наклонения в породах эоцена — нижнего миоцена значительно меньше (на 12—17°) наклонений в породах нижнего мела. Прямая интерпретация этих данных приводит к выводу о том, что в позднем мелу — палеоцене Северный Памир был перемещен к югу на 1000— 1300 км. Между тем геологические свидетельства такого перемещения отсутствуют. Анализ результатов палеомагнитных измерений пород палеогена, проведенный по специально разработанной методике, показал, что наклонения в породах палеогена значительно занижены [3]. Эффект занижения удалось снять, и реконструированные палеомагнитные наклонения в породах палеогена оказались близкими с данными по нижнему мелу.

Для определения величины перемещения Северного Памира авторы применили метод разворачивания вторичной дуги. Этот метод позволяет определить амплитуды смещения участков вторичной дуги друг относительно друга. Если известно, что одно крыло дуги нечиспытывало смещений, то траектория движения другого крыла дуги относительно такого репера показывает направление и величину горизонтального перемещения. Этот последний вариант имеет место в Дарваз-Копетдагской дуге.

Копетдаг занимает положение на краю пояса альпийских деформаций и испытал эти деформации в относительно небольшой степени. На территории этого хребта палеозойские зоны переходят из области альпийской складчатости в пределы Туранской эпипалеозойской платформы (см. рис. 1). Палеомагнитное исследование показало, что склонение остаточной намагниченности в меловых породах Копетдага совпадает с направлением мелового палеомеридиана, который имеет здесь ориентировку СВ-20° (вычислено по тем же данным, по каким был определен палеомеридиан для Памира). Следовательно, копетдагское крыло Дарваз-Копетдагской дуги не испытало вращения и может служить местным репером.

² Искажение палеомагнитных характеристик в процессе диагенеза породы касается лишь наклонения вектора остаточной намагниченности. Палеомагнитное склонение при этом не меняется.

Палеомагнитные склонения в породах нижнего мела Юго-Западного Дарваза ориентированы под углом 60° относительно склонения в меловых породах Копетдага (см. табл. 1, рис. 6). Это свидетельствует о том, что дарвазское крыло Дарваз-Копетдагской дуги после раннего мела было повернуто в направлении против часовой стрелки на указанный угол. Траектория движения дарвазского крыла Дарваз-Копетдагской дуги относительно Копетдага показывает направление и величину перемещения Северного Памира после раннего мела.

На рис. 6 показано положение дуги Северного Памира в настоящее время (ad) и реконструкции для палеогена (a'd') и раннего мела, основанные на палеомагнитных данных об изменении формы Дарваз-Копетдагской и Памирской дуговых структур. Для раннего мела показано два положения: а"d" — наиболее близкое положение, которое мог занимать Северный Памир в случае его поступательного движения в послемеловое время; а''' а наиболее удаленное из возможных положений. Наиболее близкое положение находится в соответствии с выводами о раннемеловой широте Северного Памира, полученными на исследованных участках № 3 и 6. К сожалению, отсутствуют палеомагнитные данные по афганской части Дарваз-Копетдагской дуги, что снижает точность реконструкции. Этот пробел в какой-то мере могут восполнить результаты палеомагнитного исследования нижнемеловых пород из Южного Афганистана [61]. Они свидетельствуют о том, что первичные структуры зоны Гильменд имели простирание, близкое к широтному. Если экстраполировать эти данные на более северные зоны, то реконструкция a''d''e(рис. 6) оказывается более предпочтительной.

В целом можно сделать вывод о том, что горизонтальное перемещение Северного Памира не превышало 600 км. Наиболее вероятная величина перемещения (от положения a''d'') составляет 300 км. Данные об изменении формы Северного Памира и логика реконструкции (см. рис. 6) позволяют предполагать, что после раннего мела движение было направлено на северо-восток, а после палеогена — на северо-запад.

Реконструкция на рис. 6 проведена без учета продольного растяжения тектонических зон. Между тем это явление несомненно имело место в Дарваз-Бадахшанском районе, где происходили пластические деформации, сопровождаемые сдвигами. Величина продольного растяжения на этом участке дуги составляет десятки километров. Учитывая большую протяженность Дарваз-Копетдагской дуги (1500 км), искажения за счет продольного растяжения ее восточного крыла находятся за пределами точности реконструкции. Они не окажут значительного влияния на полученные результаты.

Предложенные выше реконструкции составлены с учетом геологических данных о том, что складчатые структуры и фациальные зоны протягиваются вдоль Северо-Памирской и Дарваз-Копетдагской дуг. Указанные дуговые структуры возникли за счет протяженных зон, имеющих единообразное строение. Это установлено для внешней зоны Северного Памира [16, 17, 49] и было показано выше для внутренних зон Северного Памира и Дарваз-Копетдагской дуги. Если не учесть этой особенности рассматриваемых дуговых структур, то можно построить по палеомагнитным данным такую реконструкцию, на которой каждый исследованный участок повернут вокруг своей оси вращения, расположенной на этом участке. Построенная таким способом реконструкция была предложена для территории Таджикской депрессии, Юго-Западного Дарваза и хребта Петра Первого [34, 41]. Внешняя зона Северного Памира оказалась при этом разорванной на части, которые повернуты и смещены друг относительно друга. Эти предполагаемые смещения участков совершенно не отражены в тектонической структуре района, что подтверждает ошибочность упомянутой реконструкции.

Результаты проведенного исследования показали, что тектоническая история Памирской и Дарваз-Копетдагской дуговых структур различна. Палеозойские и раннемезозойские фациальные зоны Северного Памира, Северного Афганистана, Северного Хорасана и Юго-Западной Туркме-

нии уже в раннем мелу имели форму дуги, обращенной вершиной к югу. Крылья этой Дарваз-Копетдагской дуги были ориентированы под углом 90° друг к другу. Памирской дуги, выпуклой к северу, в раннем мелу и палеогене не существовало, и территория Северного Памира входила в состав восточного крыла Дарваз-Копетдагской дуги. Памирская дуга возникла после палеогена в результате деформации в плане восточного крыла Дарваз-Копетдагской дуги. Эти деформации произошли во время формирования Памир-Пенджабского синтаксиса.

Литература

- 1. Архипов И. В., Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Основные черты геологии Афганского
- Бадахшана. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970, т. 75, № 1, с. 46—57. 2. Баженов М. Л. Изучение структур Копетдага палеомагнитным методом. Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 170—174.
- 3. Баженов М. Л. Исследование занижения наклонений естественной остаточной намагниченности в палеогеновых песчаниках Южного Дарваза.-- Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1360—1364.
- 4. Баженов М. Л., Буртман В. С., Гурарий Г. З. Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, c. 1137-1139.
- 5. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1963. 244 с.
- Белов А. А. История тектонического развития альпийской складчатой области в па-леозое: Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1979. 60 с.
 Буртман В. С., Гурарий Г. З. Исследование Внешней дуги Памира палеомагнитным
- методом. В. кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм (тез. докл. VIII конференции по вопросам геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагне-
- тизма, ч. П), Москва, 1970, с. 152--153. 8. Буртман В. С., Гурарий Г. З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным).— Геотектоника, 1973, № 2, с. 190—195. 9. Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.—
- В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, c. 152-172.
- 10. Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. М.: Недра, 1967. 164 с.
- 11. Вонгаз Л. Б., Коган А. Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 110—124. 12. Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Госгеолиздат,
- 1940. 46 c.
- 13. Дронов В. И., Калимулин С. М., Кочетов А. Я. Каменноугольные отложения восточной части хребта Фирузкох. VIII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона. Тез. докл. М.: Наука, 1975, с. 104-105.
- 14. Егупов С. В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее
- горного обрамления. В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 214—223. 15. Захаров С. А. Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. Т. 95. Изд-во АН ТаджССР, 1958. 230 с.
- 16. Кариев А. Раннемеловое осадконакопление и геологическое развитие горного обрамления Таджикской депрессии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 1, с. 115—125.
- Кариев А. Р. Литология и условия формирования меловых отложений восточной части Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978, 248 с.
 Карта аномального магнитного поля СССР масштаба 1:2 500 000. М.: Аэрогеоло-
- гия, 1977
- 19. Калугин_П. Н., Дмитриев А. В., Кожевникова Г. К. Верхний мел и палеоцен Копетдага и Бадхыза. Ашхабад: Туркмениздат, 1964. 343 с. 20. Кафарский А. Х., Пыжьянов И. В. К вопросу о расчленении отложений мынтекинской
- свиты Северного Памира. Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе: Издво АН ТаджССР, 1963, с. 53-64.
- 21. Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Метаморфические осадочно-вулканогенные породы складчатого фундамента Туранской плиты. В кн.: Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970, с. 44-56.
- 22. Князев В. С., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Интрузивные породы фундамента Туранской плиты. — В кн.: Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970, с. 57-65.
- Колчанов В. П. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша: Автореф. канд. дис., МГУ, 1969. 24 с.
 Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я. К вопросу о стратиграфии триасо-
- вых отложений Западного Гиндукуша. Бюл. МОИП. Отд. геол, 1970, т 45, № 6, c. 81—89.
- 25. Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я., Пашков Б. Р. Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша. — Сов. геология, 1971, № 3, с. 130—136.

- Крейденков Г. П., Распопин В. А. К вопросу о возрасте красноцветных толщ Северного и Центрального Памира. Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 823—826.
 Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали. Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3, с. 647—649.
 Киаксов В. В. Совержения Запряморо Афганистана и принягаю.
- Кулаков В. В. Тектоника и история развития Западного Афганистана и прилегающих территорий: Автореф. канд. дис. МГРИ, 1968. 17 с.
 Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я. Геологическое строение бассейна р. Рудикарох в Афганистане.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 9, с. 3—7.
 Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я. О стратиграфии триасовых отложетов. Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я. О стратиграфии триасовых отложетов.
- ний северо-западного Афганистана.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 7, c. 11-16.
- 31. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Ду-
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Ду-шанбе: Дониш, 1977. 167 с.
 Левен Э. Я., Кафарский А. Х. О возрасте эффузивной и терригенной толщ Северного Памира.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 115—120.
 Лучников В. С., Полянский Б. В. Типы разрезов триасово-юрских отложений Дар-вазского хребта.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, № 6. Тр. Тадж. отд. ВНИГНИ, вып. 159. Душанбе: Дониш, 1974, с. 208—216.
 Палеомагнитология. М.: Недра, 1982, 312 с.

- Пашков Б. Р. Тектоническое развитие внутреннего Афганистана в палеозое: Автореф. канд. дис. М. Душанбе; МГРИ, 1973. 52 с.
 Пашков Б. Р., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире. Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—57.
 Пыжьянов И. В., Дронов В. И., Карапетов С. С., Сонин И. И. Стратиграфия камен-ика, соточний соточний соточника, по с. 1978 т. 53. М. 3.
- ноугольных отложений Афганистана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, № 3, c. 78-91.
- 38. Пыжьянов И. В., Сонин И. И. Основные черты стратиграфии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Афганистана.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 12, c. 30-39.
- 39. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 5. Изд-во МГУ, 1973, c. 57—107.
- 40. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 270 с.
- 41. Ржевский Ю. С. Палеомагнитные данные о горизонтальных деформациях структуры в Таджикской депрессии.— В кн.: Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Тр. ВНИГРИ, № 394. 1977, с. 27—43.
 42. Романько Е. Ф., Чернер Э. С. К геологии метаморфических толщ средней части Па-
- мира.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 34-43.
- мира. Изв. АП СССР. Сер. геол., 19/0, № 11, с. 34—43.
 43. Романько Е. Ф., Чернер Э. С., Таиров Э. З. К стратиграфии Сарыкольской серии (Северный Памир). Изв. АН ТаджССР. Отд физ.-мат и геолого-хим. наук, вып. 2(36), 1970, с. 79—86.
 44. Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. И. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Памира. Геотектоника, 1977, № 4, с. 68—80.
 45. Симина И. М. Согра Самина, 1977, № 4, с. 68—80.
- Синицын Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира).— Уч. зап. ЛГУ, 1959, № 268, с. 85—101.
 Славин В. И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 205 с.
 Славин В. И., Хаин В. Е Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера цент-ист. Славин В. И., Кани В. Е Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера цент-ист. Славин В. И., Кани В. Е Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера цент-ист. Славин В. И., Кани В. Е Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера цент-ист. Ставин В. И., Кани В. Е. Савин В. С. Савин В. И., Кани В. С. Савин В. И., Кани В. Е. Савин В. И., Кани В. С. Савин В. С. Савин В. И., Кани В. С. Савин В. И., Кани В. С. Савин В. С. Савин В. С. Савин В. И., Кани В. С. Савин В. С. Савин В. И., Кани В. С. Савин В. Савин В. С. Савин В. Савин В.
- ральной части Средиземноморского пояса.— Вестн. МГУ. Геол., 1980, № 2, с. 3—14.
- 48. Сорокин Ю. А. О возрасте и составе сауксайской свиты. Матер. по геологии Памира, вып. 1. 1963, с. 32-37.
- 49. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
- 50. Хаин В. Е. Региональная геотектоника: внеальпийская Азия и Австралия. М.: Наука, 1979. 356 с.
- 51. Хаин В. Е. Северокавказско-Туркмено-Североафганский поэднетриасовый вулканический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1190—1192.
- 52. Храмов А. Н. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР, вып. 1. М.: Недра, 1971. 124 с.
- 53. Храмов А. Н. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса.— Справоч-
- ные данные по СССР, вып. 2. Л.: Недра, 1973. 90 с. 54. Худобина Е. А. Красноводский район и Туаркыр. Геология СССР, т. 22. Геологиче-ское описание. М.: Недра, 1972, с. 445—464. 55. Чернер Э. С. К геологии Каракульской зоны (Северный Памир).— Докл. АН Торичесское и 17. М. 2, 6, 55.
- ТаджССР, 1974, т. 17, № 2. с. 53—55. 56. Чмырев В. М., Азими Н. А., Дронов В. И., Славин В. И., Кафарский А. Х., Стажило-
- Алексеев К. Ф. Основные черты геологического строения Афганистана (стратиграфия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 29—48.
- 57. Штёклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. Геология континентальных
- окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 230—247. 58. Bazhenov M. L., Burtman V. S. Formation of the Pamirs-Punjab syntaxis: implications from paleomagnetic investigations of Lower Cretaceons and Paleogene rocks of the Pamirs -- In: Contemporary geoscientific research in Himalaya, v. 1. Dehra Dun, India, 1981, p. 71-81.
- Clapp F. Geology of Eastern Iran.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, v. 50, № 1, p. il—102.
 Heller F., Channel J. E. T. Palaeomagnetism of Upper Cretaceous limenstones from the Muenster Basin, Germany.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1979, v. 60, № 32, GP 30,
- p. 568. 61. Krumsiek K. Zur bewegung der Iranish-Afganischen platte.— Geol. Rundsch., 1976,
- Krumster K. Zur bewegung der framst-Argamstehen platte.— Geot. Kundstan, 1976, B. 65, № 3, p. 909—929.
 McElhinny M. W. Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge: Cambridge University Press, 1973. 358 p.
 Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia.— Mem. hors-ser. Soc. geol. France, 1977, № 8, p. 333—353.

Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию 12.II.1981 Июль — Август

УДК 551.242.22

ЛЕВИН Л. Э.

ГЕОДИНАМИКА И ВУЛКАНИЗМ ГЛУБОКИХ ОКРАИННЫХ И внутренних морей

Формирование субокеанической и океанической коры рассматриваемых морей обусловлено мантийным диапиризмом, который приводит к растяжению и переработке континентальной коры, а также к интенсивному вулканизму в процессе их геологической истории. Черты сходства и различия эндогенной активности в пределах окраинных и внутренних морей заключаются в почти повсеместном проявлении основного и щелочного вулканизма и ограниченном распространении наиболее кислых разностей контрастной базальт-риолит-дацитовой ассоциации.

Неотъемлемой принадлежностью подвижных поясов Земли — Средиземноморского, Тихоокеанских, Арктического и Антарктического — являются котловинные и шельфовые моря. По отношению к поясам они занимают окраинное либо внутреннее положение, но в любом случае находятся на обрамлении континентов. Последнее обстоятельство дает основание многим исследователям выделять их в качестве краевых морей, что, кстати, удобно для краткости.

Общий перечень рассматриваемых морей и их распределение по тектонической позиции были приведены в ранее опубликованных работах [7, 23]. С некоторыми уточнениями это распределение учитывает их общую взаимосвязь с активными и пассивными океаническими окраинами, которая в различных сочетаниях дифференцируется в пять основных типов тектонической обстановки: внутреннюю область современной активной окраины (моря Фиджи, Сулу, Сулавеси, Филиппинское и др.); переходную область к этой же окраине (моря Берингово, Охотское, Японское, Карибское, Эгейское и др.); переходную область к древним активным окраинам (Черное, Каспийское, Адриатическое); переходную область, испытавшую в процессе геологической истории трансформацию пассивных окраин в активные (Мексиканский и Персидский заливы, Восточное Средиземноморье); современных пассивных окраин (Красное, Тасманово, Скоша и др.) и весьма близкую к ней область сочленения древних окраин различного типа и современных пассивных окраин (Росса, Уэдделла, Северное и др.).

Комплекс признаков указывает, что вне зависимости от тектонической позиции все краевые моря приурочены к областям древнего или современного мантийного диапиризма и соответственно пониженной мощности литосферы, которая варьирует в различных случаях от 15—35 до 80—90 км; т. е. оказывается существенно меньшей, чем под сопредельными платформами, а иногда и океаническими плитами. Напротив, почти всегда она больше, чем в орогенных сооружениях упомянутых выше подвижных поясов [7].

Участки с субокеанической и океанической корой в пределах этих морей тяготеют к зонам наиболее сокращенной мощности литосферы и характеризуются несомненной рифтовой природой. Рифты образуют порой сложные тройные сочленения и подразделяются по возрасту на три системы — палеозойскую, имеющую ограниченное значение, мезозойскую и кайнозойскую [12, 23].

В этой связи формирование субокеанической и океанической коры рассматриваемых морей неразрывно связано с общей направленностью океанообразования на Земле.

Генетические взаимосвязи между мантийным диапиризмом, с одной стороны, и рифтогенезом и вулканизмом — с другой, были выяснены еще в середине 60-х годов, когда подобный диапир амплитудой свыше 150 км был выявлен впервые на о. Северном Новой Зеландии под рифтом Хикуранги, находящемся на продолжении котловины Лау [32]. Несколько позднее резкое воздымание кровли астеносферы было установлено под Алжиро-Прованской котловиной Средиземного моря [28]. Одновременно было показано, что щелочной базальтовый вулканизм начальной стадии рифтогенеза обусловлен частичным плавлением вещества мантии в зонах повышенного залегания кровли астеносферы на глубинах от 40 до 80 км [34].

Тогда же было намечено, что образование глубоководных котловин краевых морей может быть вызвано рифтогенезом [6], а также наличием утонения литосферы до 60 км и менее не только под краевыми морями, но и в таких районах активного вулканизма, как островные дуги и эпигеосинклинальные орогены [9].

Различные аспекты механизма растяжения континентальной коры и образования глубоководных котловин краевых морей рассматривались затем неоднократно [6, 7, 12, 18, 23, 37, 40]. Далее были подмечены некоторые особенности спрединга в тылу островных дуг — миграция его осей по простиранию и латерали, асимметричность разрастания коры [25, 30, 39, 43], растяжение коры отдельных краевых морей на пассивных окраинах палеоокеанов [10, 26, 35, 47, 48] и, наконец, возникновение мантийных диапиров как механизма растяжения, вне связи с активными океаническими окраинами [39].

Ныне кардинальные положения о взаимосвязях рифтового, орогенного и островодужного базальтового вулканизма, хотя и несколько отличающегося по составу, с подъемом фронта разогретого вещества мантии признаны геологической наукой. Дальнейшая их детализация обнаружила, что основные разновидности этого вулканизма — толеитовая, щелочная и известково-щелочная в индивидуальных сочетаниях проявляются в крупных структурных элементах трех главных тектонических областей Земли — океанах, переходных зонах и на континентах. Особо близкими между собой оказываются внутренние моря и континентальные рифты, где щелочной базальтовый вулканизм сменяется толеитовым и вновь вкрест простирания щелочным [21].

Все это в совокупности с отмеченной выше геолого-геофизической информацией прямо свидетельствует о тесной взаимосвязи геодинамики и вулканизма в процессе эволюции блоков литосферы, занятых ныне окраинными и внутренними морями.

Таким образом, в теоретическом отношении вулканизм представляет возможность выявить последовательность геодинамических событий и еще раз обратиться к решению одного из наиболее дискуссионных вопросов — о механизме образования океанической и субокеанической коры в рассматриваемых морях.

особенности эндогенной активности

При выяснении роли вулканизма как индикатора направленности эволюции окраинных и внутренних морей имеется в виду, что черты различия в их строении не менее существенны, чем сходство. Эти черты, детально рассмотренные ранее, проявляются в тепловом потоке, сейсмичности, мощности литосферы и земной коры, характере аномального магнитного поля, наборе структурных этажей в вулканогенно-осадочном чехле [7].

Применительно к краевым морям в целом наиболее характерной чертой различия в вулканизме является ограниченное распространение наиболее кислых разностей контрастной базальт-риолит-дацитовой ассоциации, а именно риолитов, риолит-дацитов и их туфов. Они известны там, где системы древних и современных островных дуг формируются хотя и на утоненной, но все же континентальной коре, в различных районах Средиземноморского бассейна (Балеарская котловина, Лигурийское море, север Адриатического и Эгейского морей, южное обрамление Черного моря от Странджи до Аджаро—Триалетии); отдельных частях Западно-Тихоокеанского подвижного пояса (северо-восток Берингова и



Рис. 1 (а, б)

Охотского морей; северный и южный фланги Курильской дуги, запад Японского моря, юго-запад и север котловины Окинава, Новокаледонская и Новогебридская дуги, дуга Тонга и генетическое продолжение котловины Лау — рифт Хикуранги).

Сходство заключается в повсеместном распространении основного и щелочного вулканизма, представленного базальтами, трахибазальтами и их туфами. Эти черты характерны для морских впадин как пассивных, так и активных океанических окраин (рис. 1).

Черты сходства и различия присущи также видам эндогенной — магматической или вулканической активности на обрамлении морей и непосредственно в их пределах. Последнее устанавливается по материалам глубоководного бурения, драгирований, морского нефтяного бурения на шельфах, характеру аномального магнитного поля.

Каждый из указанных видов эндогенной активности преобладает в различных случаях и на определенной стадии эволюции. Магматизм обуславливает образование консолидированной океанической коры в процессе спрединга, отраженного ныне в магнитном поле типичными полосовыми аномалиями, известными почти повсеместно в морях пассивных окраин (Уэдделла, Росса, Тасмановом, Красном, Скоша, Лабрадорском, Баффиновом и Калифорнийском заливах), а также в 10 из 24 морей активных океанических окраин (котловинах Алеутской и Командорской, Южно-Китайской, Коралловоморской, Алжиро-Прованской, Венесуэльской и Колумбийской, Сулавеси, Сула, Западно-Филиппинской, Южно-Фиджийской, Новогвинейской). Продукты магматизма представлены здесь породами офиолитовой ассоциации, образовавшейся в указанных краевых морях в две основные эпохи: позднетриасовоюрскую и мел-палеогеновую [22]. Затем офиолиты частично были обдуцированы на более древнюю континентальную или океаническую (Соломоновы острова) кору обрамления морских впадин. Для некоторых морей на западе Тихого океана процесс обдукции был рассмотрен весьма детально [19].

Правомерность представлений об обдукции пород офиолитовой ассоциации (или, другими словами, второго слоя океанической коры крае-



вых морей) находит подтверждение в ряде особенностей условий залегания геофизической «нижней части разреза» вулканогенно-осадочного чехла, выделяемой по скоростям сейсмических волн от 3,6 до 5,7 км/с [7].

Эти особенности заключаются в увеличении мощности упомянутого комплекса в сторону котловин окраинных морей, находящихся в переходной области от платформы к древним активным окраинам (типа Черного моря и Мексиканского залива), но, напротив, в резком сокращении этой мощности, иногда вплоть до полного исчезновения из разреза во внутренних морях современной активной окраины и переходных к ней областей различного типа. В первом случае «нижняя часть разреза» представлена скорее всего осадочными породами и к данному анализу прямого отношения не имеет. Во втором — котловины Алеутская, Командорская, Окинава, Западно-Филиппинская и Тасмановоморская — осадочные слои со скоростями от 2,0 до 3,6 км/с залегают непосредственно на горизонтах со скоростями от 6,2—6,6 до 6,9 км/с. Упомянутые горизонты по аналогии с океанами представляют скорее всего ультрамафиты третьего слоя океанической коры [16].

Увеличение мощности «нижней части разреза» в сторону островных дуг до 5 км и более свидетельствует, пожалуй, о двух обстоятельствах скучивании верхних горизонтов коры котловин при активном спрединге [17]; смещении центров эндогенной активности в пространстве от ранней стадии эволюции котловин к более поздней.

При этом строение второго слоя коры котловины краевых морей наряду с петрохимическими признаками, обсуждаемыми ныне в литературе [8], имеет и иные отличия от океанических пространств. Они заключаются в существенном преобладании осадочных пород в разрезе над изверженными. Примером является разрез «формации Думиссау», обнаженной на юге Гаити, которая трактуется в качестве приподнятого блока океанической коры (слой 2А) Карибского моря, залегающей под сейсмическим горизонтом «В». Эта «формация» в свою очередь состоит из двух комплексов: нижнего, раннемелового возраста, и верхнего, позднемелового, но не моложе среднего маастрихта. По данным глубоководного бурения (рейс 15), горизонт «В» сопоставляют с толеитовыми базальтами, силлами долеритов и осадками коньяк-кампанского возраста. Аналогично упомянутая «формация» представлена переслаиванием пиллоу-базальтов, диабазов, известняков, песчаников и алевритов, общей мощностью до 1,5 км, накопление которых происходило в глубоководной обстановке (рис. 2).



На основании содержания в базальтах более 2,5% TiO₂ устанавливается, что они являются промежуточным образованием между океаническими (0,7—2,3%) и островодужными (0,2—5,0%) толеитами, а рассматриваемая «формация», имея в виду и другие черты ее состава, типичной офиолитовой ассоциацией [42].

Формирование офиолитовой ассоциации коры Карибского моря на отдельных участках продолжалось в глубоководной обстановке вплоть до нижнего эоцена, кровле которого в современных котловинах отвечает сейсмический горизонт «А». На обрамлении Юкатанской котловины к этой ассоциации может быть отнесена свита Эль-Кобре, известная на восточной Кубе и Гаити, которую слагают преимущественно вулканогенные образования — лавы и туфы базальтового и андезитового состава с прослоями туффитов, мергелей и известняков [31].

Еще две черты эндогенной активности в Карибском море должны быть отмечены. Одна из них заключается в проявлении островодужного вулканизма — в раннем мелу к северу от побережья Южной Америки (блок Вилья-де-Кура), в позднем мелу — кайнозое на востоке в пределах хр. Авес и Малых Антилл. В раннем кампане развитие дуги Вильяде-Кура прекратилось, и в позднем мелу — палеоцене она была перемещена к югу в район поднятия Кюрасао [24]. Позднее, в эоцен — олигоцене мигрировали на восток центры вулканической активности хр. Авес и Малых Антилл, что вызвало возникновение дуги Известняковых Антилл, а в позднем миоцене — плейстоцене — в обратном направлении на запад, где появились Вулканические Антиллы [20].

В соответствии с приведенными данными следует предполагать, что особенности эндогенной активности Карибского моря могут иметь место и в других внутренних морях переходной зоны к современной активной окраине. Они заключаются прежде всего в неоднократной миграции во времени и пространстве центров этой активности, а также в сопутствующих ей повышенных темпах осадконакопления. Последнее приводит к своеобразию состава «нижней части разреза», отвечающей в котловинах офиолитовой ассоциации, поскольку наряду с базальтами значительная доля принадлежит и осадочным породам.

Иная разновидность магматизма намечается при рассредоточенной деструкции континентальной коры, когда внедряются мантийные астенолиты, вероятно, близкие по составу к породам лерцолит-габброидного комплекса. Последний, как известно, может быть основанием офиолитовой ассоциации. Астенолиты представляют множественные тела, которые обуславливают не линейный, а скорее мозаичный характер магнитного поля [40].

Подобное магнитное поле известно в 11 морях древних и современных активных окраин (котловины Лау, Северо-Фиджийская, Марианская, Андаманская, Альборанская, Тирренская, Гренада, Юкатанская, Япономорская, Курильская, Черноморская). Характер вулканизма, сменяющего магматическую активность, отвечает здесь описанному ранее для некоторых краевых морей [41], поскольку появляются высокодифференцированные базальты, андезиты, кератофиры, вулканические брекчии, пирокласты и слоистые грубообломочные породы. Порой преобладают щелочные толеитовые базальты внутридуговых и внутриплатформенных рифтов.

Рассредоточенная деструкция обладает, по-видимому, двумя разновидностями, отраженными в вулканизме. Первая из них заключается в том, что существенного растяжения континентальной коры порой не происходит. Примерами могут служить среднепалеозойский, позднесилурийский — раннедевонский внутридуговый бассейн Хилл Энд в Новом Южном Уэльсе Австралии и аналогичный позднемезозойский бассейн Уотвотер на Ямайке [29, 36].

Бассейн Уотвотер сформировался между одновозрастными вулканическими дугами в тылу зоны субдукции, а мощность коры в его пределах оценивается в 20—30 км. Он выполнен толщей платобазальтов, известково-щелочных дацитов и осадочных пород общей мощностью до 3 км. В его позиции находят аналогию с котловиной Лау и одновременно он еще раз подчеркивает разнообразие типов эндогенной активности в Карибском регионе, а также существенную гетерогенность его коры (рис. 3).

Бассейн Хилл Энд по косвенным признакам обладает, по-видимому, корой промежуточной между континентальной и океанической. Рядом зарубежных исследователей он рассматривается в качестве тектонотипа некоторых современных внутридуговых котловин и грабенов на западе Тихого океана [44]. В поперечном сечении он характеризуется замещением глубоководных фаций флиша с прослоями кислых туфов, залегающих в его центральной части, одновозрастными рифовыми известняками и вулканокластическими осадками на обрамляющих поднятиях Молонг и Каперти. К этим поднятиям тяготеют палеовулканы, лавы которых представлены обогащенными кальцием шошонитовыми и известковощелочными сильнокремнистыми базальтами. Подобный состав указывает на частичное плавление в процессе вулканизма вещества коры.

Р. Кэс и Д. Джонс [29] обращают также внимание на сходство и различие строения и вулканизма бассейна Хилл Энд с котловинами Гавр и Лау, находящимися на продолжении внутриконтинентального рифта Хикуранги.

В пределах упомянутого рифта распространены преимущественно кислые вулканиты — игнимбриты, риолиты, кислые туфы и пемза, что свидетельствует о наличии, хотя и утоненной, но все же континентальной коры. Котловины Гавр и Лау, напротив, обладают типичной океанической корой. Вулканы подобно бассейну Хилл Энд находятся на их



Рис. 3. Схема сопоставления строения хребтов Тонга-Кермадек и центральной Ямайки [36]. I— Тонга-Кермадек, II— Ямайка

обрамлении — поднятиях Колвилл и Кермадек-Тонга, причем продукты вулканизма изменяются по составу от базальтов до дацитов и андезитов. Устанавливается также постепенное прекращение вулканической деятельности в направлении с севера на юг. У вулканов находятся рифовые массивы, а вдоль их подножий прослеживаются шлейфы мелководно-морских осадков.

Сходство между древним внутридуговым бассейном Хилл Энд и современными котловинами Лау-Гавр заключается в тяготении похожего по составу вулканизма к районам обрамления и общности распределения фаций. Различие же вызвано степенью деструкции коры — от утонения континентальной коры до ее полного растяжения и замещения новообразованной океанической корой. Эта обстановка вполне сопоставима с условиями растяжения, предполагаемыми для Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа в среднем — позднем триасе, где также, вероятно, не было полного уничтожения континентальной коры [8].

Таким образом, вторая особенность рассредоточенной деструкции определяется изменением ее интенсивности по простиранию, что приводит к соответствующему постепенному замещению океанической коры утоненной континентальной корой. Похожие взаимопереходы характерны, по-видимому, для сложной системы черноморских рифтов, насколько об этом можно судить по характеру вулканизма в Бургасском и Аджаро-Триалетском рифтах [4, 45].

Начальная стадия деструкции коры в морских впадинах, тяготеющих к пассивным окраинам, не имея в виду морей, находящихся в областях внедрений внутриокеанических подвижных поясов, равно как морей переходных областей к древним активным окраинам, отличается незначительными масштабами растяжения континентальной коры и соответственно щелочным базальтовым магматизмом. Подобная обстановка характерна для восточного обрамления Мексиканского залива (п-ов Флорида и одноименный пролив), где грабены в докембрийском и раннепалеозойском основании заполнены дацитами, риодацитовыми порфиритами, риолитами, толеитовыми базальтами и толстослоистыми туфами, а также системы Восточно-Африканских рифтов со схожим разрезом. Общая направленность вулканизма для указанных двух групп морей в процессе геологической истории может быть намечена на примере Северного моря или, точнее, Среднеевропейской плиты в целом, достаточно хорошо изученной нефтяным бурением [33, 38, 46].

В пределах упомянутой плиты находится сложно сочленяющаяся система разновозрастных рифтов с утоненной до 20 км корой в центральной части собственно Северного моря, что даже несколько меньше, чем в таких глубоководных котловинах, как Черноморская, Южно-Каспийская, Сигсби. Между рифтами заключены глыбы более древнего байкальского, а порой и добайкальского основания. Эти черты наряду



Рис. 4. Схема фанерозойского вулканизма Северного моря и его обрамления. Условные обозначения (рнфты в т. ч.): 1 - позднепротерозойско - раннепалеозойские, <math>2 - сред-непалеозойские, 3 - мезозойские; 4 - сдвиги; 5 - базальты в граптолитах силура; 6 - известково-щелочные породы раннего девона; 7 - щелочные породы раннего карбона; 8 - основные и щелочные позднего карбона - ранней перми; а - дайки и силлы и б - покровы; 9 - щелочные пермско-трнасовые; <math>10 - среднеюрские вулканические аппараты, <math>11 -то же, позднеюрские, 12 -то же, позднемеловые; 13 -раннекайнозойские дайки (на обрамлении Северного моря) и туфы (в центральной части Северного моря)

с увеличенной до 12—15 км мощностью чехла вызывают естественную аналогию со строением многих котловинных морей активных окраин, особенно испытавших рассредоточенную деструкцию коры. Наиболее древним из рифтов является Датско-Польский, сформировавшийся в краевой области позднерифейско — раннепалеозойского Прототетиса. Начальное растяжение в этом рифте сопровождалось излияниями базальтов, известных в толще относительно глубоководных отложений силурийского возраста (рис. 4).

В среднем и позднем палеозое возникают две системы рифтов. Одна субширотная и вторая меридиональная. Образование их было обусловлено двумя противоположными процессами: закрытием в позднем девоне Палеоатлантики (океан Япетус) и открытием Палеотетиса. К субширотной системе принадлежат рифты на западном обрамлении Северного моря — Срединной долины Шотландии и трога Нортумберленд, которые сформировались на утоненной континентальной коре в условиях сжатия верхних горизонтов коры и растяжения ее низов. В раннем девоне на обрамлении этих рифтов проявился интенсивный известково-щелочной орогенный вулканизм, который в среднем карбоне сменился излияниями щелочных базальтов, нефелиновых сиенитов и фонолитов непосредственно в их пределах. Конец позднего карбона (поздний вестфаль — ранний стефан) знаменуется внедрением широтной системы толеитовых даек и кварц-долеритовых силлов, известных на обрамлении Срединной долины Шотландии, непосредственно в ее пределах, а также в Скании [33].

Существенная перестройка вулкано-тектонической обстановки происходит в самом конце позднего карбона — ранней перми. Ареалы орогенного известково-щелочного вулканизма сместились в районы южного обрамления Среднеевропейской плиты — в область варисцид и их форланда, захватывая также отдельные районы Датско-Польского рифта, испытавшие на этом этапе восходящие движения. Растяжение, напротив, происходило в системах меридиональных рифтов, наложенных на структуры более ранней генерации — в грабене Осло, южной и восточной части Северного моря, на западе Англии. Щелочной базальтовый вулканизм, типичный для внутриконтинентальных рифтов, начался здесь в позднем карбоне и закончился в триасе. Проявления этого вулканизма известны и в Северном море. Именно они совместно с данными геофизики и бурения дают возможность трассировать далекое южное меридиональное продолжение этого грабена.

Формирование современной Атлантики в мезозое привело к дальнейшему развитию преимущественно меридиональной системы рифтов, обладающей характерным тройным сочленением. Подобное сочленение, как это признано, возникает обычно над обширными мантийными диапирами. Эта, наиболее молодая, мезозойская система рифтов оказалась как бы наложенной на более древние широтные и северо-западные рифты и переработала их окончания. В итоге строение мезозойских рифтов оказалось осложненным поперечными разломами, весьма напоминающими рисунок трансформных нарушений в океанах.

Вулканизм мезозойских рифтов наиболее интенсивным был в байосе и продолжался в батский век. Его продукты представлены базальтами, изменяющимися по составу от оливиновых до трахибазальтовых, туфами, пемзами и аггломератами. Мощность базальтовых лав изменяется от 5 до 20 м, а межлавовых горизонтов от 15 до 100 м. Суммарная мощность лав в районе вулканических аппаратов достигает по геофизическим данным 1,5 км, а разнос пепла фиксируется на расстоянии до 700 км. Последнее устанавливается по пластам монтмориллонита мощностью до 1,5 м. Таким образом, интенсивность извержений была вполне соизмерима с такими известными вулканами, как Санторин и Кракатау, где разнос пепла при извержениях составлял в различных направлениях от 400 до 700 км [15]. Эти данные обнаруживают крайне напряженную геодинамическую обстановку Североморской рифтовой системы в среднеюрское время.

В поздней юре ареалы вулканической активности смещаются в районы северной части Северного моря и его южного обрамления. Интенсивность вулканической деятельности, представленной дайками долеритов и излияниями основных лав, резко ослабевает, так как известны лишь одиночные вулканические аппараты. В меловое время экструзии имели место лишь в Скании, в зоне сочленения Балтийского щита с Датско-Польским авлакогеном, а также в Ирландии. С началом спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне в раннем эоцене Североморская рифтовая систе́ма становится окончательно неактивной и кайнозойский этап развития характеризуется региональным погружением в области Северного моря. Вулканическая деятельность смещается далеко к западу в район Фареро-Роколлского рифта, а в пределы Северного моря поступает обильный пепловый материал, который образует отчетливый маркирующий горизонт между образованиями палеоцена и эоцена. Одновременно на западе Британских островов, в районе Гебридской платформы, а также вблизи юго-западной оконечности Балтийского щита происходили излияния платобазальтов, внедрения кислых и основных интрузий и даек долеритов. Все это является лишь небольшой частью Брито-Арктической платобазальтовой провинции. Признаки мантийного диапиризма, связанного с этой провинцией, устанавливаются достаточно отчетливо, поскольку районам кайнозойского вулканизма в Англии отвечают аномалии электрической проводимости в верхах мантии и повышенный до 1,9 мкал/см² с тепловой поток [27].

В геодинамическом аспекте обращает внимание, что состояние верхней мантии под отмершей рифтовой системой Северного моря и в районах активного современного мантийного диапиризма (Эгейское, Японское, Тирренское и др. моря) оказывается существенно различным.

Мантия в районе Северного моря при мощности коры до 20 км отличается повышенными до 8,3 км/с скоростями сейсмических волн, что указывает на проявление процесса охлаждения и уплотнения ее вещества. Под котловинами Эгейского, Японского и Тирренского морей, напротив, устанавливается резкий подъем до глубин 30—40 км и менее изотерм 1200—1400° С, отвечающих границе раздела литосфера — астеносфера и выделяются линзы разогретого вещества пониженной вязкости, характеризующегося скоростями сейсмических волн до 7,7— 7,8 км/с.

Отмирание рифтовой системы Северного моря сопровождалось интенсивным разрастанием океанической коры в Северной Атлантике и формированием с олигоцена Рейнского рифта, где щелочной базальтовый вулканизм особо активным был в миоцене.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ И ВЫВОДЫ

Глубокие окраинные и внутренние моря с позиций тектонической типизации еще А. Д. Архангельским, а затем многими другими исследователями рассматривались в качестве современных геосинклиналей. Для подавляющего большинства рассматриваемых морей приведенные выше материалы о направленности эндогенной активности подтверждают эти представления. При этом следует иметь в виду, что они характеризуют главным образом раннюю стадию эволюции морских впадин¹. Соответственно оказывается возможным судить о различиях в начальных этапах развития по меньшей мере фанерозойских складчато-геосинклинальных систем. Одновременно приходится учитывать еще два обстоятельства: 1) специфику природы океанической коры глубоководных котловин, возникающей либо в результате растяжения и деструкции коры срединных массивов [14, 23], либо являющейся реликтом Тетиса, что наиболее вероятно для Восточного Средиземноморья и Мексиканского залива [26, 35, 48], либо образовавшуюся после растяжения отмершей островной дуги, вулканогенного или орогенного хребта (Калифорнийский залив, Тасманово море, Алжиро-Прованская котловина); 2) наличие, хотя и немногих, окраинных и внутренних морей, находящихся на поздних — орогенной, имея в виду, что по формационному составу чехла они более соответствуют понятию внутрискладчатой впадины (Берингово, Южный Каспий и др.) и платформенной стадиях эволюции (Адриатическое, Северное и др.).

Черты сходства и различия в строении краевых морей обнаруживают, что направленность их эволюции контролируется преобразованиями в верхних горизонтах мантии, которые охватывают как подвижные пояса, так и находящиеся в их пределах или на периферии морские впадины. В совокупности эти черты свидетельствуют о трех важнейших элементах геодинамики, обуславливающих преобразование континентальной коры в океаническую (или субокеаническую) и формирование во многих случаях современных глубоководных котловин: различных мас-

¹ Северное море представляет исключение, поскольку прошло полный эволюционный цикл от ранней рифтовой стадии до поздней платформенной.

штабах растяжения (деструкции) континентальной коры, особенно на ранней стадии эволюции; миграции вулканизма, а соответственно и мантийных диапиров (или, другими словами, зон частичного плавления вещества мантии, отвечающих астеносфере) во времени и пространстве; существенном изменении в ходе эволюции состояния вещества мантии от разогрева и разуплотнения до охлаждения и уплотнения.

Элементы геодинамики, отмеченные выше, встречают определенное подтверждение в имеющихся знаниях об изостатических аномалиях силы тяжести и других показателях современной геодинамической обстановки [1, 2, 3, 7]. Областям активного современного мантийного диапиризма отвечают интенсивные положительные изостатические аномалии, повышенные тепловой поток и выделение сейсмической энергии (Японское, Эгейское, Тирренское и другие моря современных активных окраин), напротив, котловины, где в мантии преобладает охлаждение и уплотнение, характеризуются отрицательными или близкими к нулю изостатическими аномалиями, пониженным тепловым потоком и отсутствием ощутимого выделения сейсмической энергии (Мексиканский залив, Черное море. Восточное Средиземноморье и др.). Необходимо отметить и случаи иного сочетания этих показателей (Коралловое море и др.), когда тепловой поток повышен, изостатические аномалии отрицательны и сейсмичность отсутствует. Подобная обстановка отражает, вероятно, начало отмирания мантийного диапира и перехода от разуплотнения к уплотнению.

Элементы геодинамики дают основание обратиться к дальнейшей детализации, предложенной ранее модификации процесса образования глубоководных котловин, названной механизмом миграции мантийных диапиров [7]. Предполагалось, что такой процесс подразделяется на четыре стадии: раннюю — роста мантийного диапира с возникновением сводового поднятия континентальной (добавим — или океанической) коры; начальную, или растекания мантийного диапира и образования рифтов; основную — уплотнения вещества в астенолинзе, отделенной от основного слоя астеносферы, и оформления очертания глубоководной котловины; завершающей, или оттока вещества астеносферы, интенсивных нисходящих движений блоков в котловине, орогенеза и нового рифтогенеза на ее обрамлении.

Идея сопряженности процессов «обрамления котловин — орогенез» была высказана на примере Черного моря около 25 лет назад [13], а затем поддержана в последующей работе [11]. Однако в те далекие годы еще ничего не было известно о глубинах залегания астеносферы и направленности контролируемого ею вулканизма. Соответственно неизвестными оставались глубинные уровни перемещения вещества. Результаты проведенного анализа подтверждают эту идею и существенным образом уточняют позицию и глубинные уровни процессов уплотнения и оттока вещества мантии. Первые имеют место в изолированной линзе былого разогретого вещества, находящейся затем в остывающей до менее 1100—1200°С области, вблизи подошвы литосферы. Вторые происходят в удаленном от поверхности Земли на глубину 100—250 км глобальном слое астеносферы, разогретом до температур свыше 1400°С.

При единой для всех типов окраинных и внутренних морей направленности процесса особо различным оказывается характер деструкции коры на ранней стадии эволюции, что зависит от формы, объема и продолжительности внедрения мантийного вещества пониженной вязкости. Важна и тектоническая природа места внедрения мантийного диапира. В морях пассивных окраин и переходных областей к древним или современным активным окраинам это обычно платформенные поднятия различного типа — сводового (Красное, Северное и др.), окраинного (Японское, Восточно-Китайское и др.) или древние срединные массивы (Коралловое, Южно-Китайское, Черное и др.). Для внутренних морей активной окраины необходимо признать возможность растяжения поперек оси орогенного сооружения или вулканогенного хребта, а также переработку более древней, дораннекайнозойской океанической коры (Филиппинское море, вероятно Алеутская котловина). Возможность последнего процесса была отмечена ранее [23].

Отсюда получает подтверждение важнейший вывод об отсутствик обязательной связи мантийного диапиризма с зонами субдукции [39]. Применительно к регионам краевых морей намечаются три типа геодинамической обстановки возникновения мантийных диапиров: в тылу островных дуг или внутридуговых пространствах, как это и предусмотрено известной схемой [37]; в зонах, субпараллельных и дискордантных

Рис. 5. Схема разновидностей начальной стадии деструкции коры краевых морей, в том числе: I — рассредоточенная; II — спрединговая, незавершенная; III — спрединговая, завершенная или прорванная; IV --отгороженная. - «гранито-гнейсовый» слой коры, 2-«базальтовый» слой коры, 3 --верхняя мантия, 4 ---астеносфера и ее магматические дериваты, 5-





к пассивным окраинам современных и древних океанов, особенно наглядное на примере Северного моря; в регионах, испытавших трансформацию от пассивных окраин к активным, что влечет за собой последующую переработку древней океанической коры. Последние два случая характеризуются также повторным, рекуррентным мантийным диапнризмом, большей частью резко несогласным к районам его проявления в предшествующие геологические эпохи. Более того, изменение положения в пространстве зон восходящих потоков разогретого вещества мантии происходит и на современном этапе тектонической активности Земли, причем новообразованный поток оказывается секущим по отношению к тектоническим элементам более ранних генераций.

Как это и предусмотрено теорией тектонической расслоенности литосферы [17], неоднократный разогрев обеспечивает резкую ее дезинтеграцию по вязкости, скольжение отдельных пластин друг относительно друга при спрединге, а затем их скучивание в областях обрамления краевых морей. Все это находит подтверждение в ныне известном сходстве многих офиолитовых серий фанерозойских складчато-геосинклинальных систем с разрезами коры рассматриваемых морских впадин.

В соответствии с отмеченными выше особенностями выделяются четыре разновидности деструкции, реально имеющие место в различных

61

морских впадинах (рис. 5): рассредоточенная (Японское, Тирренское, Черное, Северное и др.); спрединговая, незавершенная (Тасманово, Скоша, Баффинов и Калифорнийский заливы и др.); спрединговая, завершенная или прорванная (Красное, Новогвинейское и др.); отгороженная, когда переработке подвергается океаническая кора (Филиппинское, Алеутская и Командорская котловины).

Сходство начальной стадии рассредоточенной деструкции коры морских впадин пассивных окраин и переходных областей к древним активным окраинам было отмечено в предыдущем разделе. Однако их отличие от морей иного типа, которое выражается в преобладании щелочного базальтового вулканизма, соответствующем отсутствии офиолитов, образовании относительно узких рифтов, проявляется вероятно не всегда. Следует предполагать, что в котловинах с субокеанической корой под мощным покровом осадков могут находиться образования офиолитовой ассоциации. Их присутствие в разрезе зависит от внедрения такого объема мантийного вещества, которое вызывает интенсивное растяжение.



Рис. 6. Схема растяжения литосферы при внедрении мантийного диапира. 1 — литосфера, 2 — астеносфера и ее магматические дериваты, 3 — вектор преобладающих напряжений растяжения и сжатия

Дискуссионным элементом остается также смена толеитового вулканизма контрастным известково-щелочным и щелочным вкрест простирания морей современных и древних активных окраин. Одним из возможных объяснений являются динамические особенности деструкции коры при внедрении мантийного диапира. В сводовой части возникающего поднятия образуются грабены с максимальным растяжением в верхних горизонтах и минимальным в нижних. Напротив, на окраинах свода растяжение преобладает в низах коры, а в верхах имеет место сжатие. Такая обстановка растяжения — сжатия обеспечивает благоприятные условия для беспрепятственного подъема глубинной толеитовой магмы в своде (на месте будущей котловины краевого моря или срединно-океанической зоны спрединга), тогда как в области сжатия подъем расплава оказывается затрудненным, в коре образуются очаги частичного плавления, а исходная магма обогащается кислыми дифференциатами (рис. 6).

Правомерность собственно механизма миграции мантийных диапиров и связанного с ними вулканизма встречает подтверждение как в эволюции океанических пространств, так и многих окраинных и внутренних морей. Миграция осей спрединга имела место на западе Тихого океана на рубеже 110 млн. лет, а в его восточной области в промежутке от 40 до 20 млн. лет; в Индийском океане от 65 до 55 млн. лет; на севере Атлантического океана — от 50 до 35 млн. лет назад. При этом изменение положения в пространстве осей спрединга происходило под крутым, а порой прямым углом.

В окраинных и внутренних морях, кроме рассмотренных выше случаев, могут быть отмечены и другие примеры, а именно: дискордантное соотношение отмерших осей спрединга в Филиппинском море — раннекайнозойской (или более ранней) северо-западного простирания в Западно-Филиппинской котловине и позднекайнозойских (позднеолигоцен — среднемиоценовых) в котловинах Паресе-Вела и Сикоку; смещение осей спрединга к востоку в Новогвинейско-Новозеландском регионе от позднемеловой эпохи в Тасмановом море до позднекайнозойской в море Фиджи; дискордантное соотношение осей растяжения в Южно-Китайском море — раннемезозойской, северо-запад-юго-восточной и раннекайнозойской северо-восточной; возникновение на западе Берингова моря в раннем кайнозое оси спрединга, наложенной на раннемезозойскую океаническую кору, обусловившей образование Командорской котловины; дискордантное по отношению к простиранию структур Аппенин направление дробления Тирренского срединного массива, имеющее продолжение в северо-восточных ареалах повышенного выделения сейсмической энергии, которые пересекают Аппенинский полуостров.

В свете изложенного обнаруживается также близость, по идейной сути, механизма миграции мантийных диапиров и механизма миграции геотектонического режима [5]. Однако глобальные закономерности миграции пока остаются невыясненными, хотя и представляется очевидным, что они неразрывно связаны с общим процессом океанообразования от позднего докембрия до современной эпохи.

Изучение направленности эндогенной активности в процессе эволюции окраинных и внутренних морей и их древних аналогов представило возможность выявить ряд особенностей геодинамической обстановки, а именно: четыре типа деструкции коры на начальной стадии эволюции блоков литосферы, занятых ныне окраинными и внутренними морями рассредоточенный; спрединговый незавершенный; спрединговый прорванный; отгороженный; миграцию вулканизма во времени и пространстве на протяжении всего эволюционного процесса; своеобразие распределения напряжений сжатия и растяжения в верхних и нижних горизонтах литосферы при рифтогенезе; проявление мантийного диапиризма не только в тылу островных дуг, но также на пассивных окраинах и регионах испытавших трансформацию из пассивной окраины в активную, причем последние два случая характеризуются неоднократным, рекурентным диапиризмом и соответственно повышенной степенью расслоенности литосферы.

Приведенные материалы обнаруживают также, что вулканизм является надежным индикатором геодинамических процессов в краевых морях, а его изучение имеет и большое практическое значение в связи с поисками месторождений полезных ископаемых — металлов, нефти и газа под водами морей и океанов.

В заключение автор выражает сердечную признательность П. Н. Кропоткину за важные замечания при подготовке рукописи к печати.

Литература

- 1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- 2. Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. Геотектоника, 1967, № 5. c. 41-57.
- 3. Гайнанов А. Г. О глубинной структуре земной коры юго-западной части Тихоокеан-ской переходной зоны. В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей, 1972, № 9, с. 84—93.
- 4. Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Г. Палеогеновый магматический комплекс югозападной Аджарии.— Тр. Тбилисского гос. ун-та, 1972, АЗ, № 144, с. 181—197.
- Захаров С. А. Памиро-Пенджабский синтаксис в системе тектонических поясов юго-запада Азии. Бюл. МОИП. Сер. геол., 1979, № 6, с. 11—23.
 Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры. Геотектоника, 1967, № 5.
- c. 25-40.
- 7. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 219 с. 8. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинецкая Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа. -- Геотектоника, 1980, № 6, с. 49-61.
- 9. Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантин Земли. М, Наука, 1968. 24 с. 10. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 95 с.

- Маловацкий Я. П. Гектоника дна Средиземного моря. наука, 1976. 95 с.
 Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
 Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
 Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря н ее возможное происхождение.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1955, № 5, с. 27—50.
 Муратов М. В., Яншин А. Л. Развитие представлений о среднинных массивах и их роль в строении складчатых областей.— Тез. докл. Совещ. Тектоника срединных мас-опор. М. Наука. 1974. с. 1. 3
- сивов. М.: Наука, 1974, с. 1—3. 15. Нинкович Д., Хейзен Б. Тефра острова Санторин.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969, с. 333—371.
- 16. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5. c. 3—18.
- 17. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3-7.
- 18. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

- 19. Разницын Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 27 с.
- 20. Фролова Т. И. Сравнительная петрография вулканических пород Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 78—96. 21. Фролова Т. И., Гущин А. В. Латеральные вариации базальтовой магмы. — В кн.:
- Латеральные ряды магматических формаций: Тр. Ин-та геол. и геох., Уральск. научн. центра. Вып. 155. Свердловск, 1979, с. 22-43.
- 22. Хаин В. Е. Об основных эпохах офиолитообразования в истории Земли. В кн.:
- Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 147—158. 23. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с оке-анической и субокеанической корой.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 6, с. 3—18.
- 24. Чехович В. Д. Тектоническая история Андр в мезозое и кайнозое. Геотектоника. 1980, № 6, c. 82—97. 25. Barker P. F. Asymmetric spreding in back-arc basins.— Nature, 1980, v. 285, № 5767,
- **b. 652**—654
- 26. Biju-Duval B., Letouzey I., Montadert L., Courrier J. F. et al. Geology of the Meditterranean Sea Basins – Geol. Continental Margins. Berlin – New York, 1974, p. 695– 721.
- Builerwell B. W. Geophysical studies relation to the Tertiary volcanic structure of the British Isles. Phil. Trans. Roy. Soc. L., A 271, 1972, p. 209—215.
 Berry M. J., Knopoff L. Structure of the upper mantle under Western Mediterranean basin.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 3613—3636.
 Cas R. A., Jones J. G. Paleozoic interarc basin in eastern Australia and a modern New Control of the Upper and L. Control of the Upper and the structure of the structure of the structure of the upper matter and the structure of the structu
- Zealand analogue. New Zealand. J. Geol. and Geophys., 1979, v. 22, № 1, p. 71-83.
 30. Chase C. G. Extension behind island arcs and motions relative to hot spots. J. Geophys. Res. 1978, 83-B, № 11, p. 5385-5387.
 31. Cobiella J. L. La formaction El Cobra. Mineria Cuba, 1979, v. 5, № 3, p. 17-22.
- 32. Eiby G. A. The New Zealand Sub-Crustal Rift.- N. Z. J. Geol. Geophys., 1964, v. 7, p. 109—133
- 33. Francis E. H. The Midland valley as a rift, seen in connection with the Late Paleozoic European rift system. Tectonics and Geophysics of Continental rifts/Ed. Ramberg J., Neumann E. R. Reidel Pub. Com., Holland, p. 133-147.
- 34. Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas.- Congr. Abstracts, v. 1, Canberra, 1976, p. 89–90. 35. Jaskson T. A., Smith T. E. The tectonic significance of basalts and dacites in the Wag-
- water Belt, Jamaica.— Geol. Mag., 1979, v. 116, $M \ge 5$, p. 365—374. **36.** Karig D. E. Origin and Development of marginal basins in the Western Pacific.—
- J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 2542–2561. 38. Kent P. E. Review of North Sea Basic Development.— J. Geol. Soc. London, 1975,
- v. 131, p. 435-468.
- Kropotkin P. N. The crustal structure and origin of the basins of Japan sea and some other seas of the Circum-Pacific mobile belt. J. Phys. Earth (Tokyo). 26, Suppl., 1978, p. 527-535.
- 40. Lawver L. A., Hawkins J. W. Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrological significance.— Tectonophysics, 1978, v. 45, p. 323-329.
- Lordkipanidze M. B., Zakariadze S. G., Popolitov E. J. Volcanic evolution of the marginal and interarc basins.— Tectonophysics, 1979, v. 57, p. 71--83.
 Maurrasse F., Husler J. George G. et al. Upraised Caribbean sea floor below acoustic
- reflector «B» at the Southern peninsula of Haiti.- Geol. en Mijnbouw, 1979, v. 58,
- № 1, p. 71-83. 43. Mrozowski C. L., Hayes D. E. The evolution of the Parece-Vela Basin, eastern Phillipine Sea.— Earth and Planet Sci. Letters, 1979, v. 46, Ne 1, p. 49—67. 44. Oversby B. Paleozoic plate tectonics in the southern Tasman Geosyncline.— Nature,
- Physical Sci., 1971, v. 234, p. 45-48.
- 45. Stanisheva-Vassileva G. The Upper Cretaceous magmatism in Srednogorie Zone, Bulgaria. A classification attempt and some implications.— Geol. Balcanica, 1980, v. 10, Me 2, p. 15—36.
- 46. Ziegler P. A. North sea rift and basin development. Tectonics and Geophysics of Continental Rifts./Ed. Ramberg J., Neumann E. R. Reid. Pub. Com., Holland, 1978, o. **2**49—277.
- P. 249-211.
 Vroman A. J. On the origin of the Mediterranean and other merginal seas.— Tectonophysics, 1978, 46, № 3-4, p. 225-239.
 White G. W. Permian-Triassic continental reconstruction of the gulf of Mexico-Caribe-
- an area.— Nature, 1980, 283, № 5750, p. 823—826.

ВНИИЗарубежгеология

Поступила в редакцию 12.I.1981

Июль — Август

1982 г.

УДК 551.242.31(571.651)

АЛЕКСЕЕВ Э.С.

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Показано, что базит-гипербазитовые тела фронтальной части Вывенско-Ватынского покрова являются маломощными тектоническими пластинами, соотношение которых в современной покровной структуре позволяет реконструировать первичный разрез офиолитов. Рассматриваются вопросы строения, петрохимические особенности куюльского и вывенско-ватынского офиолитовых комплексов, затрагивается проблема их становления.

Начало изучению офиолитов Корякского нагорья положено работами А. Ф. Михайлова [25—28], Г. Г. Кайгородцева [17], М. В. Богидаевой и В. Г. Матвеенко [8], Ю. Б. Гладенкова [11], Б. Х. Егиазарова [13, 14]. На основе этих исследований в 50—60-е годы сложилось представление о гипербазитах и габброидах как интрузивных образованиях ранних этапов геосинклинального развития, внедрившихся в кремнистовулканогенные отложения.

B последние годы взгляды на природу и механизм становления офиолитов в верхних горизонтах земной коры претерпели существенную эволюцию. В трудах А. В. Пейве [32, 33], Н. А. Богданова [6, 7], М. С. Маркова [22, 23], А. Л. Книппера [19], А. А. Александрова [1, 2], Г. Е. Некрасова [30], С. В. Руженцева [37] и целого ряда других отечественных и зарубежных исследователей убедительно показано, что офиолиты представляют собой фрагменты океанической коры геологического прошлого, находящиеся в аллохтонном залегании. При этом в ряде случаев наблюдаются пластины, строение которых идентифицируется с первичным стратифицированным разрезом океанической коры. Чаще, однако, приходится иметь дело со случайным, хаотическим сочетанием тектонических блоков и пластин различных пород офиолитовой ассоциации, что вполне естественно, учитывая сложнейшую обстановку сжатия, в которой обычно осуществляется тектоническая транспортировка офиолитов на земную поверхность.

Весьма важное значение в этих условиях приобретает правильная расшифровка структурного положения и строения так называемых ультрабазитовых и базитовых массивов.

На юге Корякского нагорья известны два комплекса офиолитов, изучением которых автору пришлось заниматься в 1972—1974, 1978— 1979 гг. при среднемасштабной геологической съемке: вывенско-ватынский, образующий крупнейший тектонический покров [3, 24], и куюльский, представляющий собой мощную протяженную зону серпентинитового меланжа [4].

Вывенско-ватынский офиолитовый комплекс образован гипербазитами, габброидами и кремнисто-вулканогенными отложениями ватынской серии сантона — кампана, представленными преимущественно базальтами, вулканическими брекчиями и туфами основного состава, яшмоидами, реже андезитами и кератофирами. Недавно появились сведения о присутствии в составе ватынской серии пикритов [12].

Фрагмент строения фронтальной части тектонического покрова, образованного вывенско-вытынскими офиолитами в районе правобережья среднего течения Вывенки, показан на рис. 1. Среди кремнисто-вулканогенных отложений аллохтона, характеризующихся чешуйчатым строением, здесь залегает несколько тел гипербазитов и габброидов. Наиболее крупные из них — массивы Гальмоэнанский, Сейнавский, Имланский и Навкырский.

,№ 4



Рис. 1

Гальмоэнанский массив площадью 46 км² залегает в основании аллохтона и представляет собой бескорневое тело мощностью не менее 0,7 км и не более 2,0 км⁴. Контакты массива с терригенными отложениями автохтона и вулканогенно-кремнистыми отложениями аллохтона повсеместно тектонические, сопровождаются интенсивной перемятостью, брекчированием, зеркалами скольжения. В лежачем боку массива вдоль надвига, отделяющего его от олистостромы автохтона, наблюдается невыдержанная по простиранию зона мономиктового серпентинитового меланжа мощностью до 12 м [3].

Массив образован тремя пластинами, разделенными плоскостями субгоризонтальных надвигов, сопровождаемыми зонами дробления, окварцевания, зеркалами скольжения.

Нижняя из пластин (200—250 м), сложенная преимущественно среднезернистым монцогаббро, реже нормальным габбро, прерывисто обнажается главным образом вдоль восточного фланга массива. Она

¹ Здесь и далее глубина нижней кромки магнитовозмущающих объектов рассчитана В. Н. Климовым (НПО «Аэрогеология») на основе интерпретации аэромагнитных данных, а для Имланского и Сейнавского массивов — с учетом результатов наземных магниторазведочных работ.



Рис. 1. Геологическая карта и разрезы фронтальной части Вывенско-Ватынского тектонического покрова в бассейне р. Тополевки (составили Э. С. Алексеев, И. А. Кузнецова, С. С. Лобунец)

1—8 — знаки на карте: 1 — четвертичные отложения; 2 — автохтон, олистостромовая толща кампана — палеогена (?); 3—6 — аллохтон: 3 — базальты, их туфы и вулканические брекчии, реже андезиты, яшмы (ватынская серия сантона—кампана); 4 — габбро, монцогаббро, реже габбро-диориты, диориты; 5 — «полосчатый» комплекс (клинопироксениты, верлиты, лериолиты, кортландиты); 6 — дуниты, аподунитовые серпентиниты; 7 — разрывные нарушения: а — надвиги; 6 — сбросы; 8 — геологические границы; 9 — 14 — знаки на разрезах: 9 — автохтон; 10—13 — аллохтон: 10 — кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии; 11 — габброиды; 12 — «полосчатый» комплекс; 13 — дуниты; 14 — разломы. Римские цифры в кружках: І — Гальмоэнанский массив, II — Сейнавский массив, III — Имланский массив, IV — Навкырский массив

Сейнавский массив, III — Имланский массив, IV — Навкырский массив На врезках показано местоположение на территории южной части Корякского нагорья: 1 — фрагмента Вывенско-Ватынского тектонического покрова, изображенного на рис. 1; 2 — участка Куюльского серпентинитового меланжа, рассматриваемого в статье

полого погружается на восток и на значительном протяжении срезана надвигом, по которому на нее надвинуты кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии. Средняя пластина Гальмоэнанского массива (250—300 м) сложена «полосчатым» комплексом гипербазитов, где чередуются субгоризонтальные или полого наклоненные к востоку залежи мощностью десятки метров клинопироксенитов, верлитов, реже кортландитов, лерцолитов и дунитов с «пачками» тонкого (0,3—30 см) чередования этих же пород.

Пироксениты и перидотиты часто связаны взаимопереходами, границы дунитовых слоев резкие. Массив венчается пластиной (400 м) дунитов и аподунитовых серпентинитов с тонковкрапленным хромитом.

В строений Сейнавского массива площадью около 55 км², приуроченного к верхней части офиолитового аллохтона, участвуют три пластины.

Нижняя (250—300 м), сложенная преимущественно светло-серым среднезернистым массивным, реже тонкополосчатым габбро, обнажается главным образом на левобережье Тополевки. Средняя и верхняя пластины расположены в основном на правом берегу Тополевки. Средняя (350-400 м) образована «полосчатым» комплексом гипербазитов, аналогичным в целом гальмоэнанскому, с падением полосчатости под углом $10-20^{\circ}$ по азимуту $150-160^{\circ}$. На значительном протяжении эта пластина надвинута на породы ватынской серии и вдоль ее подошвы, а также по пологим надвигам внутри нее самой затерты тектонические клинья и глыбы (0,1-0,5 до 0,8 км²) габброидов, троктолитов, диоритов. Каких-либо переходных пород между ними и породами «полосчатого» комплекса не наблюдается.

Верхняя пластина (300—350 м), сложенная дунитами и аподунитовыми серпентинитами, полого (10—15°) наклонена к востоку. В истоках Имланваяма офиолиты аллохтона образуют пологую синформу, в строении которой участвуют две крупные пластины. Нижняя сложена кремнисто-вулканогенными отложениями ватынской серии. Верхняя, образованная габброидами, получила название Имланского массива.

Большая часть массива сложена неравномерно амфиболизированным среднезернистым габбро. В северной его части развито также монцогаббро, по-видимому, связанное с нормальными габброидами постепенным переходом. Мощность Имланской пластины 0,7—0,8 км; в основании ее затерты небольшие (до 0,25 км²) чешуи серпентинитов; висячий бок практически весь отпрепарирован.

Навкырский массив шириной от 1,5 до 4,5 км и видимой протяженностью 20 км, зажат в пакете чешуй, сложенных ватынской серией, во фронте офиолитового аллохтона. Контакты массива резкие тектонические, сопровождаются зонами брекчирования, окварцевания, актинолитизации, зеркалами скольжения. Массив сложен главным образом среднезернистым массивным габбро. Меньшую роль играет монцогаббро, локализованное преимущественно в южной части тела. Предполагается, что на поверхность выведена лишь часть массива площадью около 40 км². Интерпретация аэромагнитных данных позволяет предполагать его продолжение в теле аллохтона к юго-западу на 9—10 км и представить его в виде тектонической пластины мошностью около 1,5 км, погружающейся на юго-восток под углом 40—50° до глубины 4 км.

Приведенные данные показывают, что перечисленные массивы представляют собой маломощные, бескорневые, иногда многослойные тектонические тела в офиолитовой аллохтоне.

Такой вывод коренным образом расходится с представлениями Л. И. Аникеевой [5], С. С. Зимина [15], Г. В. Пинуса [35], В. В. линского [10] и других исследователей, согласно которым эти и подобные им тела являются гетерогенными или многофазными интрузивными массивами in situ (1—оливиниты; 2— пироксениты; 3— габброиды), где «габбро рвут и метаморфизуют ультраосновные породы, которые иногда в виде нашлепок кровли остаются на габброидах» [10, с. 85]. При этом, как правило, рассматриваются в основном взаимоотношения гипербазитов и габбро в отрыве от тесно ассоциирующихся с ними вулканогенных образований и упускается из виду главное—аллохтонное залегание и чешуйчатое строение офиолитовых комплексов.

Соотношение пластин на рассматриваемом участке Вывенско-Ватынского покрова позволяет восстановить, хотя далеко не полно, перевернутый разрез первичной стратификации офиолитов [1, 19, 20, 32, 34]. Снизу вверх выделяются: слой 1 — массивное, реже тонкослоистое габбро и монцогаббро; слой — 2 «полосчатый» комплекс клинопироксенитов — перидотитов; слой 3 — дуниты.

Подобный разрез (снизу вверх — габбро, пироксениты, дуниты), не находивший достаточно убедительного объяснения при синформном строении тел, отмечался ранее в Матыскенском, Эймнейнейском и ряде других массивов северной части Вывенско-Ватынского региона [5, 10]. В последнее время изучением Ватынской офиолитовой ассоциации в бассейнах рек Ватына, Итчайваям и в районе оз. Эпильчик занималась группа исследователей ГИН АН СССР, Института литосферы АН СССР и СВКНИИ. Ими было показано [2, 9], что габбро-гипербазитовые массивы северной части Ватынской офиолитовой ассоциации являются останцами крупных габбро-гипербазитовых покровов на кремнисто-вулканогенном комплексе.

Можно думать, что и рассмотренные выше массивы являются остатками лежачих крыльев опрокинутых складок (рис. 1, разрез 3), возникавших в лобовой части шарьяжа.

Куюльский офиолитовый комплекс образован гипербазитами, габбро и кремнисто-вулканогенными отложениями кингивеемской свиты поздней юры — валанжина. Ранее нами было показано [4], что куюльские офиолиты формируют мощную и протяженную зону серпентинитового меланжа, в которой наблюдаются крупные целики и пластины перидотитов, габброидов, базальтов, а также глыбы габбро-амфиболитов, габбро-перидотитового полосчатого комплекса, метаморфических сланцев, диоритов, плагиогранитов и других пород, затертые в серпентинитовом матриксе. Остановимся на особенностях самих пород рассматриваемых офиолитовых ассоциаций. Нужно заметить, что петрография их изучена достаточно хорошо и неоднократно освещалась в литературе [8, 10, 25—28, 35]. Подчеркнем лишь, что всеми исследователями отмечается наличие в дунитах вывенско-ватынского и гарцбургитах куюльского комплексов следов пластических деформаций, выражающихся в наличии двойников трансляции у оливина; изогнутости и раздробленности кристаллов; мозаичном или волнистом угасании зерен; милонитизации пород. Отметим также, что породы «полосчатого» комплекса и габброиды отличаются гораздо более низкой степенью деформаций. Среди габброидов обоих офиолитовых комплексов преобладают массивные породы с типично магматическими средне- и мелкозернистыми структурами, реже отмечаются реликты срезанных надвигами зон с кумулятивными структурами [4] и не характерны кристаллобластические структуры, типичные для метасоматических аподунитовых габброидов [23, 29].

Рассмотрим некоторые черты петрохимии офиолитов южной Корякии и попытаемся выяснить наличие либо отсутствие каких-либо генетических связей между породами вывенско-ватынского и куюльского комплексов.

Для этой цели очень удобна семикомпонентная диаграмма В. Н. Лодочникова [21], удачно примененная в последнее время Л. П. Зоненшайном и М. И. Кузьминым [16] при изучении офиолитов Западной Монголии. Главная особенность этой диаграммы заключается в том, что она позволяет судить о комплементарности пород разного состава, ибо фигуративные точки пород комплементарных магматических серий, образующихся при дифференциации какого-то единого исходного вешества, располагаются на прямой линии.

На диаграмме (рис. 2) отчетливо видно, что как для пород вывенско-ватынского, так и для пород куюльского комплекса не может быть единых линий комплементарности.

В вывенско-ватынском комплексе (рис. 2, *a*) четко выделяются три группы пород: 1 — дуниты, 2 — пироксениты, верлиты и кортландиты полосчатого комплекса, 3 — габбро и базальты. При этом поле дунитов расположено далеко в нижней части диаграммы, а поля габбро и базальтов, располагающихся в верхней ее части, практически перекрывают друг друга и имеют очень близкие линии комплементарности. Поле пород «полосчатого» комплекса охватывает середину диаграммы и своей верхней частью перекрывается с полями габбро и базальтов. Линия комплементарности «полосчатого» комплекса близка к вертикальной, а линии габбро и базальтов подходят к ее верхней части под углом около 45°, что может свидетельствовать о резком изменении условий кристаллизации.

В куюльском комплексе (рис. 2, б) картина несколько проще, здесь выделяются две группы пород: 1 — гарцбургиты, лерцолиты, поле которых располагается в нижней части диаграммы, 2 — габбро, диориты, плагиограниты, базальты и андезиты, имеющие близкие линии комплементарности и существенно перекрывающиеся поля в верхней части диаграммы.

Таким образом, нетрудно убедиться, что в обоих комплексах гипербазиты разобщены по составу с другими членами офиолитовых ассоциаций и некомплементарны с ними. Иными словами, ни один комплекс не мог образоваться в полном виде в ходе простой дифференциации магматического очага.

Совершенно очевидно также и то, что базальты и габбро рассматриваемых комплексов более близки друг другу нежли гипербазитам своих комплексов.

Подтверждение этому мы находим и на других диаграммах. Особенно отчетливо, пожалуй, это видно на диаграмме CaO — Al₂O₃ — MgO (рис. 3, *a*). Здесь выделяются три группы фигуративных точек обоих комплексов: 1 — точка вывенско-ватынских дунитов и куюльских перидотитов, локализующихся в магнезиальном углу диаграммы, причем



Рис. 2. Семикомпонентная диаграмма В. Н. Лодочникова для пород вывенско-ватынского (б) офиолитовых комплексов

1 — составы дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов; 2 — составы пород «полосчатого» комплекса: клинопироксенитов, верлитов, кортландитов, лерцолитов; 3 — составы пород от габбро до плагиогранитов; 4 — составы пород от базальтов до андезито-дацитов; 5—8 — поля составов: 5 — гипербазитов; 6 — «полосчатого» комплекса; 7 — габброидов — плагиогранитов; 8 — базальтов — андезито-дацитов. На врезке показан порядок нанесения окислов

часть куюльских гарцбургитов и дуниты попадают в поле метаморфических перидотитов по Р. Г. Колмену [20], а остальные куюльские перидотиты — в поле ультраосновных кумулятов; 2 — точки пироксенитов, верлитов, кортландитов, лерцолитов вывенско-ватынского «полосчатого» комплекса, локализованные у нижней стороны диаграммы близ поля ультраосновных кумулятов; 3 — очень крупная группа точек, сосредоточенных в верхней половине треугольника, объединяющая породы от габбро до плагиогранитов и от базальтов до андезито-дацитов. При этом габброиды обоих комплексов хорошо ложатся на поле основных кумулятов [20].

На диаграмме AFM (рис. 3, в) часть куюльских гарцбургитов и вывенско-ватынские дуниты попадают в очень узкое поле метаморфических перидотитов [20]. Точки остальных куюльских гарцбургитов, лерцолитов и части габброидов, а также точки пород вывенско-ватынского



Рис. 2 (б)

«полосчатого» комплекса ложатся в поле ультраосновных и основных кумулятов [20]. Левее и выше его располагается обособленная группа точек вывенско-ватынских габброидов и базальтов, оторванная как и на других диаграммах от группы фигуративных точек «полосчатого» комплекса.

Резюмируя главные петрохимические особенности рассматриваемых офиолитов, нужно констатировать, что если для габброидов и базальтов каждого комплекса может идти речь о происхождении из одной родоначальной магмы, то гипербазиты, по всей вероятности, являются образованиями, генетически не связанными с другими породами офиолитов. Во всяком случае хотя бы часть из них по своим петрохимическим особенностями и наличию следов пластических деформаций может быть сопоставлена с метаморфическими [20], или, как их еще называют, тектонизированными перидотитами.

В пользу этого предположения говорит и достаточно высокая величина отношения MgO/MgO+FeO, являющаяся, как указывает Р. Г. Колман [20], наиболее устойчивым показателем, позволяющим наряду с другими признаками различать метаморфические и кумулятивные перидотиты. Величина этого отношения составляет для вывенсковатынских дунитов 0,83—0,84, а для куюльских гарцбугритов 0,84—0,86. В метаморфических перидотитах, по Р. Г. Колмену [20], она равняется 0,85—0,86. В то же время для перидотитов и габброидов «полосчатого»



комплекса (крупные глыбы в куюльском серпентинитовом меланже) величина этого отношения составляет соответственно 0,75 и 0,75, а для массивных габброидов куюльских офиолитов — 0,48—0,75. «Полосчатый» комплекс и габброиды вывенско-ватынских офиолитов характеризуются цифрами соответственно 0,61—0,77 и 0,33—0,51.

Как было показано недавно Ф. В. Каминским [18], термодинамические параметры образования куюльских перидотитов определяются $T = 1145 - 1196^\circ$, P = 21,9 - 27 кбар и могут быть достигнуты на глубинах порядка 70-90 км, что свидетельствует о несомненно мантийном происхождении крупных масс этих пород. В настоящее время их принято рассматривать в качестве тугоплавкого остатка первичного вещества мантии после выплавления базальтовой составляющей, претерпевшего последующие пластические деформации.

Итак, значительная часть перидотитов и дуниты рассматриваемых офиолитовых комплексов, по-видимому, могут сопоставляться с так называемыми метаморфическими или тектонизированными перидотитами, структуры которых затушеваны серпентинизацией.

Во всем многообразии современных представлений о становлении офиолитов исследователи сходятся, пожалуй, в одном, что геодинамическая обстановка при их образовании определялась условиями растяжения и наиболее часто связывают рождение этих комплексов со спредингом срединных океанических хребтов.

От последних рассматриваемые офиолиты отличаются отсутствием серин параллельных даек. Кроме того, схема срединного океанического хребта вряд ли в целом приемлема для Корякского нагорья, где в течение длительного времени происходит прерывисто-непрерывное наращивание гранитно-метаморфического слоя за счет преобразования океанической коры в континентальную, когда созидательный процесс осложняется деструктувными явлениями [31, 36, 38].

Становление офиолитов южной части Корякского нагорья может быть представлено как новообразование (наращивание) «базальтового» слоя в зонах растяжения при геосинклинальном процессе, захватывавшем как периферию океана, так и окраину континента. Процесс этот начинается образованием зоны прогибания и повышенной проницаемости, а затем в утоняющуюся и разрывающуюся в конце концов ранее сформированную литосферу внедряется основная магма, заполняя продуктами кристаллизации зону раздвига.

Участвующие в строении офиолитов юга Корякии гипербазиты, сходные по петрохимическим и другим особенностям с метаморфическими перидотитами и отличающиеся от остальных пород офиолитовых серий, по всей вероятности, являются фрагментами меланократового фундамента или верхней мантии, т. е. того основания, на котором формировались остальные породы офиолитовой ассоциации.

Формирование куюльских офиолитов связывается со вторичным растяжением коры переходного типа во внешней части Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы [31] и реставрацией здесь в поздней юре эвгеосинклинального режима. При развитии этого раздвига палеозойские отложения океанической и переходной стадий и вскрытая часть

Рис. 3. Диаграммы: а, б — соотношений CaO—Al₂O₃—MgO; в, г — соотношений AFM— (K₂O+Na₂O)—(FeO+0,9·Fe₂O₃)—MgO для пород вывенско-ватынского и куюльского офиолитовых комплексов

^{1—4 —} составы пород куюльского комплекса: 1 — перидотиты, 2 — габбро, 3 — габбродиориты, диориты, граниты, плагиограниты, 4 — базальты, андезиты; 5—8 — составы пород вывенско-ватынского комплекса: 5 — гипербазиты: а — дуниты, б — перидотиты и пироксениты «полосчатого» комплекса; 6 — габбро, монцогаббро; 7 — габбродиориты; 8 — базальты, андезиты; 9—11 — поля составов магматических пород и тренды эволюции исходных магм: 9 — куюльских габбро и базальтов; 10 — вывенско-ватынского «полосчатого» комплекса; 11 — вывенско-ватынских габбро и базальтов; 12—15 поля составов пород офиолитовых комплексов, по Р. Г. Колмену [20]: 12 — метаморфические перидотиты, 13 — ультраосновные и основные кумуляты, 14 — ультраосновные кумуляты; 15 — основные кумуляты; 16—17 — стандартные типы дифференциации по X. Куно: 16 — гиперстеновая серия, 17 — пижонитовая серия; 18 — вариационная линия расслоенного массива Скергаард

меланократового фундамента были частично подроблены, расчешуены и удалены из области растяжения. Позднее в процессе сжатия ими сформирована чешуйчатая структура Понтонейских гор.

Внедрившийся в легкопроницаемую зону раздвига магматический расплав частично был закристаллизован на глубине в виде кумулятивной серии с мощной толщей массивных габброидов в верхах, а частью реализован в виде базальтовых излияний.

Единство исходной магмы для этих пород определяется близкими линиями комплементарности (см. рис. 2, δ) и практически одинаковыми трендами эволюции расплава (см. рис. 3, δ , ϵ).

В дальнейшем перидотитовое основание и вновь образованные породы офиолитовой ассоциации подверглись тектоническому расслаиванию, дроблению, перемешиванию, а позже в процессе сжатия оказались тектонически перемещены к поверхности в серпентинитовом меланже [4].

Становление вывенско-ватынского офиолитового комплекса связано с растяжением и дальнейшим развитием океанической коры.

Предположительно в сеноне, а возможно и раньше, начиная с альба, на периферии океана закладывается новая эвгеосинклиналь. Возникновение и развитие этой структуры растяжения было, по всей вероятности, взаимосвязано с процессом тектонического скучивания и молассообразования на прилежащей части континента в Пенжинско-Анадырской зоне [4, 38].

Наращивание океанической коры в зоне раздвига осуществлялось за счет магматического процесса и протекало в два этапа.

На первом этапе в глубинных условиях образованием «полосчатого» комплекса началось формирование кумулятивной серии. Эволюция исходного расплава происходила в направлении заметного снижения магнезиальности, возрастания содержаний CaO, FeO и на конечных стадиях — Al_2O_3 при неизменном практически содержании щелочей (см. рис. 3, 6, *г*).

Со вторым этапом связано завершение формирования кумулятивной серии, увенчавшейся мощной толщей массивных габброидов, и излияние базальтов. Резко изменившиеся тренды дифференциации и линии комплементарности пород этого этапа отражают либо существенно иные (возможно, менее глубинные) условия кристаллизации, либо уже эволюцию другого магматического очага. Ведущим процессом здесь становится рост глиноземистости и возрастание щелочности при некотором увеличении содержания FeO в начальной стадии.

Образовавшийся в итоге офиолитовый комплекс включал в себя в первоначальном виде снизу вверх: перидотит-дунитовое основание, кумулятивную серию пород, состоящую из перидотит-пироксенитового «полосчатого» комплекса в нижней части и габброидов в верхней, кремнисто-вулканогенную серию пород.

При последующих процессах горизонтального тектонического расслаивания и скучивания, сопровождавшихся надвиганием океанической литосферы на континентальную окраину, одними из первых были сорваны и вовлечены в движение кремнисто-вулканогенный комплекс и габброидный слой. Затем началось движение «полосчатого» комплекса и перидотит-дунитового основания. Шарьяжеобразование осуществлялось путем наволакивания (по типу тракторной гусеницы) с образованием во фронте шарьяжа опрокинутых антиформ. Фрагменты лежачих крыльев этих складок наблюдаются сейчас в виде одиночных или многослойных тектонических пластин во фронте офиолитового аллохтона.

выводы

1. В соотношении пластин вывенско-ватынских офиолитов восстанавливается их первичная стратификация, идентифицируемая с разрезом океанической коры.

2. Офиолитовые комплексы юга Корякского нагорья совмещают в себе генетически не связанные образования. С одной стороны, вывенсковатынские дуниты и куюльские гарцбургиты, сближающиеся с метаморфическими перидотитами и представляющие собой тот древний «меланократовый» фундамент, на котором формировались остальные породы офиолитовых ассоциаций, и с другой — породы «полосчатого» комплекса, габброиды и базальты, связанные общностью происхождения из основной магмы.

3. Формирование офиолитовых комплексов юга Корякии представляется как процесс новообразования океанической коры в зонах растяжения на границе континента и океана.

4. Собственно магматические процессы играли весьма важную роль наряду с метасоматической переработкой, габброизацией ультрабазитов в образовании меланократового фундамента, отождествляемого с «базальтовым» слоем земной коры, подчеркивая тем самым «полигенность и многоэтапность образования» [23] слагающих его пород.

Литература

- 1. Алексанров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 120 с.
- 2. Александров А. А., Богданов Н. А., Паланджян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья.— Геотектоника, 1980, № 3, c. 111-122.
- З. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 85—95.
- 4. Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 105—120.
- 5. Аникеева Л. А. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. 24 с.
- 6. Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969,
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали тихосканского конда. Сотять, № 3, с. 3—16.
 Богданов Н. А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья. Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607—610.
 Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Труды ВНИИ-1, т. XVII, вып. 59. Магадан, 1960, с. 101—172.
 Бллобжеский С. Г. Тектоника Корякского хребта (Северо-Восток СССР): Автореф. канд. дис. М.: ГИН АН СССР, 1979. 24 с.
 Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан континент.
- 10. Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан континент.
- Новосибирск.: Наука, 1979. 263 с. 11. Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1963, с. 120—130. 12. Грановский А. Г. Пикриты юга Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255,
- № 4, c. 958—960.
- Егиазаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн.: Геология Корякского нагорья.— М.: Госгортехиздат, 1963, с. 5—36.
 Егиазаров Б. Х., Дундо О. П., Аникеева Л. П., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. В кн.: Труды НИИГА, т. 148. Л.: Недра, 1965, с. 261-288.
- 15. Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973, с. 189-192.
- 16. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42. 17. Кайгородцев Г. Г. Брекчии серпентинитов на западном берегу Северной Камчатки.—
- В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.
- Магадан, 1954, с. 55—64.
 Каминский Ф. В. Условия образования ультрамафитов из офиолитовых серий Тихо-океанского пояса. Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 4, с. 938—941.
 Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. —
- Геотектоника, 1970, № 2, с. 112—120. 20. Колмен Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1926, т. 3, № 1, с. 159—161.
 Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хогин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на
- полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— Геотектоника, 1972, № 4, c. 99—108.
- 23. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры ост-
- ровных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. 24. Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне.— Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 144—149.

- 25. Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9. Магадан, 1955, с. 28—40.
- 26. Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной. части Корякско-Камчатской складчатой области. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 409-412.
- 27. Михайлов А. Ф., Заединова И. Е. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25. Л., 1960, с. 97— 110.
- 28. Михайлов А. Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа.— В кн.: Тр. ВСЕГЕИ. Петрогр. сб., т. 13, № 4. Л., 1962, с. 1.11.—132. 29.Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
- 30. Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа.— Геотектоника, 1971, № 2, с. 37-44
- 31. Некрасов Г. Е. 1ектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.
- 32. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, c. 5—23.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
- 34. Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14. 35. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леонов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Аль-
- пинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 319 с.
- 36. Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
- 37. Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113.
- 38. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980, c. 124-261.

НПО «Аэрогеология»

Поступила в редакцию 22.1V.1981

УДК 551.24.243.6: 553.982.2 (571.642)

РОЖДЕСТВЕНСКИЙ В. С. РОЛЬ СДВИГОВ В СТРУКТУРЕ САХАЛИНА

Многие особенности тектоники Сахалина можно объяснить развитием сопряженной системы сдвигов, сбросов и взбросо-надвигов, с формированием которой тесно связано возникновение позднекайнозойских складчатых структур. Для Северного и Среднего Сахалина характерно присутствие правых сдвигов субмеридионального, взбросов северо-западного и сбросов северо-восточного простирания. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия складчатого пояса в направлении северо-восток — юго-запад, возможно, в связи с синхронными растяжениями земной коры в районах Татарского пролива и впадины Дерюгина. Для Южного Сахалина (полуострова Крильон и Тоинно-Анивский) характерно присутствие складчатых структур и взбрососдвигов субмеридионального простирания. Их образование, видимо, обусловлено близгоризонтальными силами сжатия, возникшими в связи с растяжениями земной коры в районах Татарского пролива и Южно-Охотской глубоководной впадины. Изучение сдвиговой тектоники может оказать значительную помощь в исследовании газонефтяных и рудных месторождений острова.

На Сахалине отмечаются три основных направления крупных разломов: субмеридиональное, северо-западное и северо-восточное. Разломы разных направлений резко различаются по морфологии и структурному типу. Субмеридиональные разломы обычно рассматривались как взбросо-надвиги с общим движением надвиговых чешуй в восточном направлении. В этом случае предполагалось складчато-надвиговое строение Сахалина, обусловленное движением горных масс в процессе альпийской складчатости с запада на восток [29]. В дальнейшем были установлены движения блоков и опрокинутость складчатых структур не только в восточном, но и в западном направлении. В связи с этим многие геологи пришли к выводу об отсутствии на Сахалине какой-либо общей направленности движения горных масс при складчатости и каких-либо закономерностей в ориентировке опрокинутости складок. Образование надвигов стали объяснять трансформацией первично вертикальных движений блоков фундамента в горизонтальные движения [1, 2].

П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова [8] обратили внимание на кулисообразное расположение складок на площади Западного Сахалина и их косое расположение по отношению к общему простиранию Западно-Сахалинского антиклинория. Это позволило им сделать вывод о влиянии на формирование складчатости не только сжатия, но и сдвиговых движений блоков, которые, по-видимому, происходили вдоль всех основных разломов Сахалина. Впоследствии при проведении геологических съемок вдоль многих разломов субмеридионального простирания были отмечены значительные сдвиговые смещения геологических границ [23—25, 27].

По особенностям геологического строения Сахалин подразделяется на две основные структурно-формационные зоны: Западную — миогеосинклинальную и Восточную — эвгеосинклинальную.

В современной структуре острова Западная зона представляет собой синклинорий, сложенный отложениями нижнемелового (альб), верхнемелового и палеоген-неогенового возраста, образующими единый структурный этаж. Восточная зона имеет блоковое строение. На ее площади наблюдается чередование горст-антиклинальных поднятий, сложенных мезозойско-палеозойскими и верхнемеловыми образованиями, и грабенсинклинальных впадин, выполненных палеоген-неогеновыми отложениями. Осадочно-вулканогенные отложения, слагающие зону, подразде-

№ 4

7*

ляются на три структурных этажа: мезозойско-палеозойский, верхнемеловой и палеоген-неогеновый [19].

Характерной чертой геологического строения как Восточной, так и Западной структурно-формационных зон Сахалина является присутствие крупных разломов субмеридионального простирания, хорошо выраженных в рельефе в виде прямолинейных тектонических уступов, валов и часто используемых речными долинами ложбин и понижений. Эти разломы имеют явные признаки сдвиговых смещений по часовой стрелке (правые сдвиги).

Наблюдаются два основных типа сдвигов (рис. 1). Сдвиги Восточного Сахалина (Северо-Сахалинский, Прибрежный, Лиманский) занимают секущее положение по отношению к более древним мезозойскопалеозойским складчатым структурам северо-западного простирания, поэтому непосредственно по геологической карте уверенно устанавливается амплитуда правосдвигового смещения, достигающая в Восточно-Сахалинских горах 25 км [23, 25]. Разломы Западного Сахалина (Тымь-Поронайский, Западно-Сахалинский) являются взбросо-надвигами со значительной сдвиговой составляющей. Они располагаются вдоль простирания мезозойско-кайнозойских прогибов, поэтому вдоль них трудно установить истинную амплитуду бокового смещения [27].

В пределах Восточной структурно-формационной зоны наиболее хорошо изучена сдвиговая зона Северо-Сахалинского разлома, прослеженная на 550 км от п-ова Шмидта до южной части Восточно-Сахалинских гор. Зона Северо-Сахалинского разлома объединяет несколько крупных прямолинейных субмеридиональных разрывов и сопровождается широкой (до 5—10 км) полосой интенсивной приразломной складчатости. На п-ове Шмидта сдвиговая зона включает три разлома: Хейтонский, Туинский и Лонгрийский.

Оси складок на п-ове Шмидта простираются в северо-западном направлении и ориентированы под углом 15—30° к направлению разломов. При приближении к линиям сдвигов оси складок и геологические границы приобретают простирание, близкое к простиранию плоскостей сместителей разломов. Поэтому наблюдаются весьма характерные сигмоидальные S-образные изгибы складчатых структур и изгибы геологических границ типа горизонтальных флексур.

Горизонтальная амплитуда разрывного смещения по Хейтонскому сдвигу отчетливо устанавливается по разрыву и правостороннему боковому смещению на 5,5 км стратиграфического контакта меловых и неогеновых отложений. На такое же расстояние смещены отдельные части разорванного сдвигом пояса даек неогеновых щелочных габброидов. Туинский и Лонгрийский разломы имеют северо-западное простирание и являются взбросо-сдвигами с амплитудой смещения до 7 км [24].

Южнее п-ова Шмидта зона сдвигов сечет мощную толщу песчаноглинистых неогеновых отложений, слагающих верхний структурный этаж. На продолжении Хейтонского разлома располагается Охинский разлом, который в районе Эхаби сочленяется с Эхабинско-Пильтунским. Последний обычно рассматривается как взбросо-надвиг. Западное крыло Эхабинско-Пильтунского разлома в районе Восточного Эхаби надвинуто на восточное. В то же время в 70 км южнее в районе Паромая восточное крыло разлома надвинуто на западное (рис. 2, разрезы $I-I^1$ и $II-II^1$).

На наш взгляд, разнонаправленные движения одноименных крыльев разлома и противоположные направления опрокинутости приразломных складок в районах Восточного Эхаби и Паромая можно объяснить, рассматривая этот разлом как объединяюший несколько трещин скалывания, образовавшихся в верхнем структурном ярусе над сдвиговой зоной в фундаменте. Подобные явления резкого изменения направлений и амплитуды вертикальных смещений крыльев разломов весьма характерны для сдвигов [15].

Вывод о наличии сдвигового смещения вдоль Эхабинско-Пильтунского и Охинского разломов подтверждается анализом структурного

Рис. 1. Тектоническая схема о. Сахалина 1 — кайнозой; 2 — верхний миоцен плиоцен (эффузивы и туфы); 3 — верхний мел (терригенные отложения); 4верхний мел (кремнисто-вулканогеннотерригенные отложения); 5 — нижний мел (альб); 6 — юра-нижний мел; 7 верхний палеозой — мезозой; 8 — палео-9 — гранитоиды: *10* — диориты; зой: 11 — габбро, габбро-диориты, долериты; 12 — гипербазиты и зоны меланжа; 13 антиклинальные газонефтеносные зоны в неогеновых отложениях Северного Сахалина: 14 — оси антиклинальных зон в кайнозойских и меловых отложениях Западного Сахалина; 15 — контуры поднятий фундамента в Тымь-Поронайской впадине; 16 — нефте- и газопроявления; 17 — рудопроявления ртути, сурьмы и мышьяка; 18 — грязевые вулканы; 19 сдвиги; 20 --- надвиги, взбросы и участки сжатия вдоль зон сдвигов; 21 - сбросы и прочие разломы с неустановленным типом смещения крыльев; 22 — предполагаемые разломы и разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 23линии поперечных разрезов сдвиговых зон (см. рис. 2); 24 — линии геологических разрезов (см. рис. 4).

Сдвиговые зоны: І-І — Западно-Сахалинская, II---II --- Тымь-Поронайская, III—III — Северо-Сахалинская, IV-IV — Прибрежная, V—V — Лиманская, Разрывы (цифры в кружках), входящие в состав Северо-Сахалинской сдвиговой зоны: Хейтонский, 2 — Туинский. 3 — Лонгрийский, 4 — Охинский, 5 — Эхабинско-Пильтунский, 6 — Катанглийский, 7 — Центральный. Предполагаемые сдвиговые зоны: 8 — Гыргыланьи-Оссойская, 9 — Армуданская





Рис. 2. Поперечные разрезы сдвиговых зон (разрезы I—I и II—II по по С. Н. Алексейчику [3], разрез V—V по В. Н. Занюкову [6]. Условные обозначения к разрезам см. рис. 4)

рисунка этого района. Вдоль Эхабинского-Пильтунского разлома располагаются асимметричные, гребневидные, иногда слегка опрокинутые, линейные складки с близким к меридиональному, с незначительным отклонением к северо-западу простиранием осей. Складки обычно наклонены или даже опрокинуты в сторону надвигания блоков, т. е. к северо-востоку в западном крыле разлома при западном падении сместителя и к юго-западу в восточном крыле при восточном падении сместителя. Крутые крылья складок нарушены взбросо-надвигами северозападного простирания, а своды — сбросами северо-восточного и субширотного простирания. При удалении от разлома в западном направлении складки приобретают северо-западное простирание, погружаются, становятся значительно более простыми и менее вытянутыми (брахискладки и купола). В расположении складок наблюдается правая кулисность. Углы падения слоев в крыльях антиклиналей редко превышают 15—20°, появляются симметричные складки. При приближении к зоне Гыргыланьи-Оссойского разлома, вдоль которого отмечаются правосдвиговые смещения блоков с амплитудой до 2,5 км, складки снова прибретают субмеридиональное простирание и становятся асимметричными, с опрокинутостью осей в западном направлении.

По данным А. П. Милашина, из 144 антиклиналей северной части Сахалина 52 симметричны, 50 имеют более крутые восточные и 42 более крутые западные крылья. На первый взгляд их расположение беспорядочное, что и послужило основанием [1, 2] для предположения об образовании складчатости в кайнозойских отложениях в результате вертикальных движений блоков фундамента. Однако в расположении складок разных типов имеются определенные закономерности — в западных крыльях субмеридиональных разломов складки волочения всегда опрокинуты на восток, северо-восток, а в восточных — на запад, юго-запад (рис. 2, разрезы І—І⁴, ІІ—ІІ⁴). Подобные явления обычно наблюдаются в зонах сдвигов. Они вызываются силами сжатия, возникающими в процессе сдвиговых смещений блоков, и ориентированными по направлению к центральной части сдвиговой зоны [15]. Простирание осей складок на северо-востоке Сахалина меняется от субмеридиочального вблизи разломов до северо-западного, поэтому наблюдаются сигмоидальные S-образные изгибы складчатых зон. Интенсивность складчатости при удалении от разломов резко понижается, а сами складки становятся симметричными.

Такой рисунок складчатости свидетельствует о влиянии на ее формирование сдвиговых движений блоков фундамента вдоль субмеридиональных разломов. Первоначально образовавшиеся кулисные складки волочения северо-западного простирания в результате новейших сдвитовых подвижек приобрели вблизи разломов субмеридиональное простирание, параллельное плоскостям сместителей разломов.

Южнее Паромайского нефтяного месторождения сдвиговая зона прослеживается в виде двух параллельных ветвей, между которыми располагаются брахиантиклинальные складки, вмещающие скопление углеводородов. Далее на юг пологие складчатые изгибы миоцен-плиоценовых отложений, вмещающие нефтяные месторождения, погребены под моноклинально залегающими плиоценовыми отложениями (месторождение Монги), а основная зона разлома, по-видимому, проходит восточнее, вдоль побережья Охотского моря, где она намечается линейной цепочкой термальных источников, проявлений нефти и газа, грязевого вулканизма, а также линейным расположением эпицентров землетрясений и гравитационным уступом.

Зона Эхабинско-Пильтунского разлома отмечается повышенной сейсмичностью (до 7—8 баллов по 12-балльной шкале). Современные вертикальные тектонические движения, вызвавшие общее поднятие приразломной зоны, сопровождаются сдвиговыми смещениями. Во время Ногликского землетрясения 1964 г. преобладающим типом движения был правый сдвиг крыльев разлома вдоль субмеридиональной почти вертикальной плоскости с простиранием северо-восток 12° [13]. Кроме сдвигового смещения отмечается также опускание западного крыла относительно восточного, обусловленное, по-видимому, отклонением плоскости неотектонической трещины к северо-востоку (вправо) от общего меридионального простирания сдвиговой зоны, что и вызвало вдоль разлома явления растяжения.

В Восточно-Сахалинских горах продолжением Северо-Сахалинской сдвиговой зоны является Центральный разлом. По этому разрыву наблюдается отчетливое правосдвиговое смещение на 25 км пояса палеозойских метаморфических сланцев, прорванных палеогеновыми гранитоидами. В северной части Восточно-Сахалинских гор при переходе зоны сдвига из мезозойских отложений в неогеновые амплитуда бокового смещения вдоль Центрального разлома резко уменьшается. На этом участке, по-видимому, наблюдается сочленение Центрального разлома с Эхабинско-Пильтунским, с образованием в районе Набиль-Катангли местного участка сжатия, выразившегося в виде серии вбросо-надвигов северо-западного простирания, входящих в зону Катанглийского разлома (см. рис. 1).

Чередование участков сжатия и растяжения вдоль зоны Центрального разлома наблюдается также в южной части Восточно-Сахалинских гор. В среднем течении долины р. Лангери зона Центрального разлома отклоняется от меридионального простирания к северо-востоку (вправо). На этом отрезке образовался узкий, шириной 1—2 км, ступенчатый грабен, протягивающийся почти на 40 км (рис. 1, 2, разрез *III—III*¹). Грабен выполнен слабодиагенезированными конгломератопесчано-глинистыми образованиями позднемиоцен-плиоценового возраста, мощностью до 600 м. В восточной части грабена, вдоль основной зоны сдвига, неогеновые отложения залегают почти вертикально. Опускание зоны грабена продолжалось и в позднечетвертичное — современное время, поэтому он хорошо выражен в рельефе в виде узкой межгорной впадины, рассекающей Центральный хребет Восточно-Сахалинских гор.

Южнее, в верховьях р. Оленьей, зона Центрального разлома на протяжении 4,5 км отклоняется от меридионального простирания к северо-западу (влево). На этом участке наблюдается серия пологопадаю-



Рис. 3. Схема геологического строения Центральной части Восточно-Сахалинских гор 1 — четвертичные гравийно-галечные отложения; 2 — неоген (песчаники, алевролиты); 3-5 — верхний мел (рымникская серия): 3 — глинистые сланцы; 4 — спилиты, андезиты, туфы, яшмы, известняки; 5 — песчаники, туфопесчаники; 6-9 — юра — нижний мел (набильская серия): 6 — глинистые сланцы; 7 — песчаники, алевролиты; 8 — спилиты, диабазы, яшмы, известняки; 9 — песчаники и глинистые сланцы с прослоями спилитов, яшм, известняков; 12-10 — палеозой (вальзинская серия): 10 — зеленые сланцы; 11 плойчатые графито-альбито-кварцевые сланцы; 12 — филлиты; 13 — надвиги; 14 — сдвиги; 15 — прочие разрывы и разрывы, перекрытые четвертичными отложениями; 16 зона динамометаморфизма (рассланцованные юрские — нижнемеловые отложения). I—I — зона Центрального сдвига, II—II — зона Прибрежного сдвига

щих на северо-восток чешуйчатых надвигов, вдоль которых мезозойские образования (яшмы, граувакки, спилиты, диабазы, с линзами серпентинитов и габброидов), превращенные в тектоническую брекчию типа меланжа, надвинуты на слабодиагенезированные конгломерато-песчано-глинистые верхнемиоцен-плиоценовые отложения, одновозрастные с отложениями, выполняющими Лангерийский грабен (см. рис. 1, 2, разрез IV—IV¹). Расположение участков растяжения (грабенов) и сжатия (надвигов) вдоль изогнутых участков Центрального разлома характеризует последний как правый сдвиг.

Параллельно Центральному разлому в Восточно-Сахалинских горах располагаются еще два крупных правосторонних сдвига: Прибрежный и Лиманский. В связи с присутствием в зонах сдвигов вертикальных фестончатых складок с субширотным и северо-восточным простиранием крыльев наблюдаются торцовые сочленения мезозойских складчатых структур, разграниченных этими разломами (рис. 3).

Пересечение складчатости и надвигов северо-западного простирания с субмеридиональными зонами сдвигов создает своеобразный ступенчатый структурный рисунок со смещением каждого восточного блока в южном направлении. В результате юрские — нижнемеловые отложения срезаются Прибрежным сдвигом, а вулканогенно-кремнистые верхнемеловые отложения — Лиманским сдвигом (см. рис. 1).

Сдвиговые зоны Восточно-Сахалинских гор отличаются чрезвычайной сложностью строения и включают обычно несколько сближенных, прямолинейных разломов субмеридионального простирания и множество разрывов северо-западного и северо-восточного простирания. При повторных сдвиговых движениях блоков вдоль подобной системы трещин происходили самые разнообразные комбинации смещений. В местах искривлений и в зонах сочленений сдвигов возникали отдельные участки растяжения типа Лангерийского грабена, имеющие тенденцию к прогибанию, и участки сжатия, типа системы надвигов р. Оленьей,



Рис. 4. Геологические разрезы через Тымь-Поронайскую и Пограничную впадины (разрез А—Б по Ю. А. Косыгину и др. [11], разрез Д—Е по Э. А. Енгалычеву, 1962, с дополнениями автора)

1 — буровые скважины; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты, кремнистые аргиллиты; 5 — гравелиты и конгломераты; 6 — каменные угли и углистые аргиллиты; 7 — четвертичные глины, пески, гравий и галечники; 8 — нефтяные и газовые залежи; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — андезиты; 11 — диориты: 12 — разрывы; 13 — предполагаемые разрывы; 14 — согласные геологические границы; 15 — несогласные геологические границы. Свиты: N₁hz — хузинская; N₁ur — уранайская; N₁br борская; N₁pn — пиленгская; Pmt — мутновская; N₁sr — сертунайская; N₁vd — верхнедуйская; P₃—N₁gs+hl — гастелловская и холмская нерасчлененные; PZ₃—MZdl — далдаганская серия; PZvl — вальзинская серия

имеющие тенденцию к поднятию. В результате в широкой зоне сдвига отмечаются отдельные горст-антиклинальные и грабен-синклинальные структуры, ограниченные со всех сторон разрывами. В связи с синхронным конседиментационным развитием подобных структур третичные отложения района характеризуются резкой фациальной изменчивостью, крайне непостоянной мощностью и наличием многочисленных локальных несогласий (рис. 4, разрез $A--\mathcal{E}$).

Вдоль северных продолжений Центрального, Прибрежного и Лиманского сдвигов располагаются неогеновые впадины, образование которых, по-видимому, обусловлено возникновением зон растяжения вдоль разломов северо-восточного простирания, оперяющих основные сдвиги.

Зоны субмеридиональных разломов Западного Сахалина (Тымь-Поронайского, Западно-Сахалинского) располагаются вдоль простирания мезозойско-кайнозойских прогибов. На вероятное наличие вдоль этих разломов кроме взбросо-надвиговой также и сдвиговой компоненты смещения впервые обратил внимание П. Н. Кропоткин. По его мнению, на сдвиг указывает кулисообразное расположение отдельных частных антиклинальных складок, ориентированных под углом 20—45° по отношению к общему меридиональному простиранию Западно-Сахалинского антиклинория. П. Н. Кропоткин подчеркивает, что «в главном антиклинории Сихотэ-Алиня также наблюдаются непараллелизм и кулисообразное расположение складок, указывающие на сдвиг противоположного знака» [8, с. 61].

Большинством геологов Тымь-Поронайский разлом рассматривается в качестве взбросо-надвига, вдоль которого верхнемеловые отложения надвинуты на палеоген-неогеновые [5, 6, 10]. Такие надвиги на одном из участков установлены бурением. Однако если рассматривать зону этого разлома на всем ее протяжении, то она обнаруживает неоднотипное строение. Крупномасштабные геологические съемки показывают, что зона разлома, шириной от 1—2 до 10 км, представляет собой сложную полосу интенсивных складчатых и разрывных дислокаций, включающую кроме разрывов субмеридионального простирания множество разрывов северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания.

При общем субмеридиональном простирании зона испытывает в плане пологие дугообразные изгибы, вдоль которых ее направление меняется от северо-восточного до меридионального и северо-западного. Всего вдоль разлома можно выделить три таких изгиба. Наблюдаются резкие различия в строении зоны разлома и в направлении движений блоков вдоль отрезков с разным простиранием. На участках с северозападным простиранием разлом хорошо выражен в виде сравнительно узкой, шириной 1-2 км, полосы сближенных взбросов, наклоненных на запад под углами 60-80°. Местами отмечаются надвиги с углами наклона сместителя до 30—50°. На таких участках выведены на поверхность земли блоки нижнемеловых (альбских) отложений. Основной разрыв зоны представляет собой взброс или надвиг меловых отложений на неогеновые, легко прослеживается на аэрофотоснимках и сопровождается тектоническим уступом в рельефе. Неогеновые отложения восточнее зоны надвигов смяты в узкие, сжатые, опрокинутые на восток складки (см. рис. 4).

Восточнее основной зоны разлома в центральной части Сахалина отмечаются своеобразные брахиантиклинали с ядрами, сложенными мезозойско-палеозойскими образованиями, выходящими на поверхность (Онорская, Таулан-Армуданская) или погребенными под неогеновыми и четвертичными отложениями (Буюклинская). Палеогеновые и нижнемиоценовые отложения (гастелловская, холмская свиты) по направлению к осям этих поднятий выклиниваются, а мощность неогеновых отложений (верхнедуйская, сертунайская, окобыкайская, маруямская свиты) резко сокращается. Наблюдается как бы перекатывание осевой части неогенового прогиба в восточном направлении вслед за отступанием на восток конседиментационного поднятия, сложенного мезозойско-палеозойскими отложениями (рис. 4, разрезы $B-\Gamma$ и $\mathcal{Д}-E$).

На участках с северо-восточным простиранием разлом представлен неотчетливо. Ширина зоны разлома увеличивается до 5—10 км. На Южном Сахалине на отрезке от Кириллово до Синегорска в широкой (до 10 км) зоне разлома отмечается множество разрывов северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания, ограничивающих отдельные горсты, грабены и сдвинутые блоки. Тектонический контакт между меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями проходит по различным разрывам этой сложной тектонической зоны.

На отрезке от Взморья до Поронайска между меловыми и третичными отложениями обычно наблюдается стратиграфический контакт. Разлом здесь выражен резким флексурным перегибом (см. рис. 1, рис. 2, разрез V—V) и отдельными разрывами типа сбросов. Вдоль зоны разлома картируются протяженные пояса интрузивных даек среднемиоценовой диоритовой формации и эруптивных центров андезито-базальтовой формации [6, 9]. Отдельные крупные дайки вытянуты в северо-восточном направлении на расстояние до 10 км, при ширине 1—2 км. Диаметр палеовулканических построек достигает 5—6 км (г. Монетная). К участкам северо-восточного простирания приурочены также четвертичные грязевые вулканы.

В Александровском районе на подобном участке образовалось несколько эшелонированных грабенов, выполненных среднемиоценовыми угленосными отложениями, и отмечаются положительные аномалии, повидимому, отражающие влияние «слепых» интрузивных даек, внедрившихся в зону растяжения разлома.

Таким образом, отрезки Тымь-Поронайского разлома северо-западного простирания соответствуют зонам сжатия, а отрезки с северовосточным простиранием — зонам растяжения. Подобное распределение напряжений характерно для правых сдвигов [15].
Севернее г. Александровска сдвиговые движения западного крыла Тымь-Поронайского разлома трансформируются в субширотный дугообразный изгиб складчатых структур, сопровождаемый изгибом гравитационных и магнитных аномалий. Далее на север разлом не прослеживается и, по-видимому, кулисно сочленяется с зоной Армуданского разлома.

Закономерное чередование участков сжатия и растяжения наблюдается также и вдоль отдельных разрывов, входящих в систему Западно-Сахалинского разлома. Осевые плоскости складок в третичных и меловых отложениях Западного Сахалина, обычно имеющие северо-запад-

ное простирание, при приближении к Тымь-Поронайскому и Западно-Сахалинскому разломам приобретают субмеридиональное простирание, близкое к простиранию разломов. Все эти данные, суммированные с данными о кулисном расположении складчатых структур [8], позволяют предполагать вдоль субмеридиональных разломов Западного Сахалина не только взбросо-надвиговое, но и сдвиговое смещение.

Для охарактеризованных нами районов Сахалина характерно присутствие правых сдвигов субмеридиопростирания, надвигов нального И взбросов северо-западного и сбросов простирания. Оси северо-восточного складок имеют северо-западное, а при приближении ĸ меридиональным сдвигам приобретают субмеридиональное простирание. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия в северо-восток - юго-занаправлении пад под азимутом 40-50° перпендикулярно простиранию складчатости и надвигов. Формирование Сахалинских позднекайнозойских структур сжатия, возможно, связано с синхронными явлениями растяжения земной коры в районах Татарского пролива и впадины Дерюгина (рис. 5).

По мнению Ю. Н. Разницина [22], возникновение крупных правосторонних сдвигов в восточной части Сахалина определялось также неравномерным расшеплением (раздвигом) земной коры вдоль оси Южно-Охотской глу-

боководной впадины. Это явление, по-видимому, значительно увеличило амплитуды сдвиговых смещений вдоль разломов Восточно-Сахалинских гор по сравнению с разломами Западного Сахалина.

Для большей части территории Сахалина определенную помощь в изучении позднекайнозойской тектоники может оказать эллипсоид деформации с горизонтально-ориентированными большой (А) и малой (С) осями. Подобные эллипсоиды с успехом применяются для анализа происхождения тектонических структур в районах сдвиговой тектоники [7]. Ось А этого эллипсоида соответствует преобладающему направлению складчатости и взбросо-надвигов, ось С — направлению сбросов. Круговые сечения отражают направления трещин скалывания (S_1 правые субмеридиональные сдвиги, S_2 — левые субширотные сдвиги).



Рис. 5. Схема расположения глубоководных впадин растяжения и схематическое изображение эллипсонда позднекайнозойской деформации

о. Сахалин 1 — изобаты; 2 — направление сдвиговых смещений; 3 — предполагаемое направление близгоризонтальных напряжений сжатия. I — впадина Дерюгина; II — Татарский желоб; III — Южно-Охотская впадина Особенно хорошо выражены системы правых сдвигов субмеридионального и сбросов северо-восточного простирания. Система левых сдвигов субширотного, под азимутом 75—85°, простирания закартирована на угленосных полях Западного Сахалина. Амплитуда горизонтального смещения вдоль них незначительна (первые сотни метров, редко 1— 2 км), поэтому эти разломы не всегда отмечаются при региональных геологических исследованиях.

Иной структурный рисунок наблюдается в южной части Сахалина (полуострова Крильон и Тонино-Анивский, Сусунайский хребет). Кайнозойские складчатые структуры и взбросо-надвиги имеют на этом участке субмеридиональное простирание. Их образование, видимо, обусловлено близгоризонтальными силами сжатия, ориентированными субширотно. О существовании подобной системы напряжений в современное время свидетельствуют сейсмические материалы по Монеронскому землетрясению, происшедшему в 1971 г. [14]. Большое влияние на формирование структуры этого района, по-видимому, оказало образование зон растяжения земной коры в районах Татарского пролива и Южно-Охотской глубоководной впадины (см. рис. 5).

Происхождение глубоководных впадин Японского и Охотского морей в результате разрыва и раздвига блоков земной коры вслед за Т. Кобаяси обосновано П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой [8]. Процессы растяжения земной коры в районе впадины Дерюгина начались в конце мелового периода [21], в районе Южно-Охотской котловины в кайнозое (особенно интенсивные в позднем кайнозое), в Японском море — в палеогене [20].

Время заложения палеоген-неогеновых прогибов Сахалина совпадает со временем возникновения глубоководных впадин растяжения краевых морей. По-видимому, кайнозойские тектонические движения на площади Сахалина синхронны с эволюцией соседних глубоководных впадин.

Максимальная глубина заложения Сахалинских сдвигов, определяемая по глубине очагов землетрясений [30], составляет 30—40 км. Однако подавляющее большинство очагов землетрясений сосредоточено на глубинах 8—10 и 20—22 км. Глубина 20—22 км, по-видимому, соответствует толщине раздвигаемых во впадинах растяжения пластин земной коры. Подобная мощность земной коры отмечается в обрамлении Южно-Охотской и Японской глубоководных впадин с субокеаническим типом строения коры [31]. На этой глубине, видимо, возникают субгоризонтальные сколы земной коры, выходящие на поверхность в зонах надвигов и в зонах сжатия сдвигов.

Теория образования глубинных шарьяжей, сопряженных со сдвигами, разработана А. В. Пейве [16, 17] на примере Альпийского пояса Европы. Образование шарьяжей (тектоническое скучивание) в настоящее время рассматривается как один из основных способов формирования континентальной коры в пределах Северной Евразии [18].

В процессе становления континентальной коры о-ва Сахалин глубина заложения шарьяжей постепенно уменьшалась: от мезозойских глубинных надвигов, по-видимому, связанных с зоной Беньофа [26], до кайнозойских надвигов, связанных со сдвигами. В течение ранних и средних фаз кайнозойской тектонической активности разломы достигали очагов базальтового магматизма, о чем свидетельствуют дайки базальтов, долеритов и щелочных габброидов в зонах растяжения сдвигов. В современное время, судя по глубине очагов землетрясений, тектонические сколы сосредоточены на трех уровнях: в подошве земной коры (глубина очагов 30—40 км), в подошве «гранитного» слоя (глубина очагов 20—22 км) и в породах мезозойско-палеозойского фундамента (глубина очагов 8—10 км).

В зависимости от глубины заложения разломов происходила эволюция магматизма и металлогении Сахалина. С глубинными надвигами северо-западного простирания связаны мезозойские гипербазитовые и габбро-диабазовые пояса и проявления хрома, никеля, кобальта, меди, марганца, ртути, сурьмы, вольфрама. Глубинные сдвиги контролируют размещение андезито-базальтовой, эссексит-долеритовой, базальтовой магматических формаций неогенового возраста и проявлений мышьяка, сурьмы, ртути [9], которые локализуются как в породах мезозойскопалеозойского фундамента, так и в палеоген-неогеновых отложениях.

Сдвиговые движения впервые отчетливо проявляются в среднем миоцене — в это время образовались вулканические центры и многочисленные дайки в зонах растяжения сдвигов Западного Сахалина. Следующий период сдвиговых движений — плиоцен-плейстоценовый; он устанавливается по наличию в зонах изгибов сдвигов плиоцен-четвертичных грабенов и надвигов мезозойско-палеозойских отложений на плиоценовые. С современной тектонической активностью связана повышенная сейсмичность сдвигов и формирование грязевых вулканов.

Наряду с рудопроявлениями ртути, сурьмы и мышьяка в сдвиговых зонах располагаются многочисленные газо- и нефтепроявления и газонефтяные месторождения, приуроченные к антиклинальным складкам волочения в неогеновых отложениях верхнего структурного яруса. Образование этих месторождений произошло в позднемиоцен-четвертичное время [3], а по мнению некоторых авторов [28], их формирование связано с постплиоценовыми тектоническими движениями в сдвиговых зонах.

В отношении газонефтеносности наиболее перспективны участки, где сдвиги пересекают прогибы, сложенные палеоген-неогеновыми отложениями, и имеют незначительную амплитуду бокового смещения. Месторождения нефти в этом случае либо приурочены к сильно сжатым антиклинальным складкам субмеридионального простирания, непосредственно примыкающим к сдвигу, либо сама зона сдвига является замком для ловушек углеводородов, приуроченных к моноклинально залегающим пластам песчаников и аргиллитов. Эхабинско-Пильтунский разлом является хорошим примером структурного рисунка подобного типа (см. рис. 2, разрезы *I-I¹*, *II-II¹*). Одно из основных поисковых направлений совпадает в этом случае с направлением зоны разлома. Боковые антиклинальные ветви складок волочения, расположенные под острым углом к направлению сдвига, также вмещают газонефтяные месторождения. Подобным структурным рисунком, возможно, будут обладать северные и южные продолжения зон Прибрежного и Лиманского сдвигов Восточно-Сахалинских гор, Туинского, Лонгрийского и Хейтонского разломов на п-ове Шмидта.

В районах, где наблюдается чередование блоков, сложенных мезозойско-палеозойскими и неогеновыми отложениями (Пограничная впадина), наиболее интересны для поисков участки сжатия сдвигов, где под надвигами и взбросами могут быть погребены ловушки, сложенные неогеновыми отложениями. Зоны надвигов в Восточно-Сахалинских горах часто включают пластины серпентинитов или серпентинитового меланжа, которые могут служить резервуарами для газонефтяных залежей. К зонам сжатия приурочены также конседиментационные горст-антиклинальные поднятия, на склонах которых могли образоваться литологостратиграфические ловушки, связанные с местными несогласиями и выклиниванием песчаных толщ.

Вдоль зоны Тымь-Поронайского взбросо-сдвига на участках сжатия месторождения углеводородов могут быть погребены под надвигами меловых отложений на палеоген-неогеновые и под надвигами внутри палеоген-неогенового комплекса осадков. Выявление подобных надвигов, а также надвигов мезозойско-палеозойских отложений на неогеновые, возможно в зоне сочленения структур Восточного и Западного Сахалина в пределах Тымь-Поронайской впадины.

Ю. М. Пущаровский [19] показал близкое сходство истории геологического развития и тектонической структуры Сахалина и расположенной на противоположной стороне Тихого океана Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. В частности, было показано подобие структуры и даже особенностей литолого-стратиграфических разрезов прогибов Грейт-Валли и Западно-Сахалинского, выполненных меловыми и третичными отложениями.

Прогибы Восточного Сахалина, наложенные на мезозойско-палеозойский фундамент и выполненные палеоген-неогеновыми отложениями, также обнаруживает значительное сходство с кайнозойскими прогибами Западной Калифорнии. На формирование структурного рисунка в том другом районах значительное влияние оказали правосторонние сдвиги.

Сдвиги отмечены во многих других районах Тихоокеанского подвижного пояса и являются одной из его характерных особенностей. Помимо главных разломов, параллельных Тихоокеанскому поясу, наблюдаются также сдвиги меньшего масштаба, ориентированные под углом к Тихоокеанскому кольцу [4, 8].

В некоторых газонефтеносных районах Тихоокеанского пояса к сдвиговым зонам приурочены крупные газонефтяные месторождения (Калифорния, Венесуэла, Индонезия), а также месторождения ртути, сурьмы, мышьяка [12]. Сходная ситуация наблюдается на Сахалине.

Выявление закономерностей сдвиговой тектоники может оказать значительную помощь в исследовании газонефтяных и рудных месторождений острова и окружающих его акваторий.

Литература

- 1. Алексейчик С. Н. Роль вертикальных глыбовых подвижек в формировании струк-
- туры о. Сахалина. Тр. ВНИГРИ. Л.: Гостехиздат, 1961, вып. 181, с. 112—120. 2. Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Тр.
- ВНИГРИ Л.: Гостоптехиздат, 1963, вып. 217. 230 с. 3. Алексейчик С. Н. (ред.). Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Тр. ВНИГРИ. М.: Недра, 1974, вып. 328, 183 с.
- 4. Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966, с. 75—104. 5. Геология СССР. XXXIII, Ч. 1. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра,
- 1970, 431 с. 6. Занюков В. Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 4, с. 913-916.
- 7. Капфер Д. Г. Деформационные диаграммы, предлагаемые для анализа разломов и складок в орогенических поясах. В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971, с. 152—162. 8. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского под-
- вижного пояса. М.: Наука, 1965. 365 с.
- 9. Ковтунович Ю. М., Рождественский В. С., Семенов Д. Ф. Магматические комплексы Сахалина и их металлоносность. В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток; Дальневосточное кн. изд-во, 1971, с. 229-236.
- Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Централь-ной Сахалинской низменности. Тр. ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1956, вып. 99, c. 216-229.
- 11. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М., Тютрин И. И., Шапошников А. В. Новые данные о геологическом строении Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 1, c. 169---172
- Металлогения ртути. М.: Недра, 1976, 255 с.
 Металлогения ртути. М.: Недра, 1976, 255 с.
 Оскорбин Л. С., Поплавский А. А., Занюков В. Н. Ноглинское землетрясение 20 октября 1964 г. Южно-Сахалинск: Дальневосточное кн. изд-во, 1967, 86 с.
 Оскорбин Л. С., Леонов Н. Н., Волкова Л. Ф., Воробьева Е. А. Монеронское земле-трясение 5 (6). IX. Землетрясения в СССР в 1972 г. М.: Наука, 1975, с. 203—213.
 Пейве А. В. (ред.). Разломы и горизонтальные движения земной коры.— М.: Наука, 1963 выи 80 312 с.
- 1963, вып. 80. 312 с.
- 16. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8— 24.
- 17. *Пейае А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- 18. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 7—25. 19. Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964,
- № 12, c. 42-61.
- 20. Пущаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницин Ю. П., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. — Геотектоника, 1977, № 5, c. 21-35.

- 21. Разницин Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектони-ка, 1975, № 2, с. 68—84.
- 22. Разниции Ю. П. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1979, с. 27.
- 23. Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор. Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 1, с. 156—159.
- 24. Рождественский В. С. Сдвиги в Восточном хребте п-ова Шмидта на Сахалине.--Геол. и геофизика 1972, № 10, с. 131—134. 25. Рождественский В. С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина.— Геотектоника, 1975,
- № 2, c. 85—97.
- 26. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, c. 1156-1159.
- 27. Рождественский В. С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 678—680. 28. Сапрыгин С. М., Горохов В. К., Тронов Ю. А., Харахинов В. В. Закономерности
- размещения месторождений нефти и газа в приматериковых районах Дальнего Востока.— Геол. и геофизика, 1978, № 1, с. 3—12.
- Смехов Е. М. Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность. Тр. ВНИГРИ. Спец. сер. Гостоптехиздат, 1953, вып. 6, с. 250.
 Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 180 с.
- 31. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР Новоалександровск Поступила в редакцию 16.VI.1980

Июль — Август

1982 г.

УДК 551.242.22(729.1)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСТРОВНЫХ СКЛОНОВ КУБЫ

КАРТАШОВ И. П.

Разбираются вопросы о возрасте и механизме формирования островных склонов Кубы. Все эти склоны, за исключением участка, примыкающего к желобу Бартлетт, возникли в плиоцене в результате вертикальных смещений (поднятий на юге и опусканий на севере) по глубинным разломам. На участке, примыкающем к желобу Бартлетт, островной склон имеет более древний возраст.

Самая общая, и пожалуй, самая характерная черта строения рельефа Земли — это существование двух обширных поверхностей, располагающихся на разных высотах, — ложа океана и материковых равнин вместе с окаймляющими их шельфами. Горные сооружения материков, подводные горы и глубоководные желоба занимают лишь сравнительно небольшую часть земной поверхности, а ее бо́льшая часть относится к этим двум геоморфологическим уровням, разделенным по высоте интервалом около 4 км. Хотя уступ, разделяющий эти два уровня, занимает только 5,6% всей площади земной поверхности [9], он представляет собой единый, глобально развитый комплекс форм рельефа — континентальных или островных склонов. Средний уклон этих склонов составляет 70 м/км и значительно превышает и уклон шельфов, в среднем составляющий 1,7 м/км, и уклон континентальных подножий, колеблющийся от 1 до 10 м/км [9].

Как показывают расчеты [17], современное высотное положение материков и ложа океана, благодаря различию в строении континентальной и океанической коры, в общем соответствует изостатическому равновесию земной поверхности. Таким образом, причиной разделения поверхности Земли на два глобальных геоморфологических уровня, несомненно, следует считать неоднородность земной коры, ее разделение на континентальную и океаническую.

Как известно, геотектонические процессы постоянно нарушают изостатическое равновесие земной поверхности и меняют распределение участков, сложенных корой разных типов. В связи с этим континентальные склоны — формы рельефа, как правило, маркирующие границу между такими участками, — конечно, также меняют и свое местоположение, и морфологические особенности в ходе развития Земли, причем главную роль в этих изменениях, бесспорно, играют не экзогенные, а эндогенные — геотектонические процессы.

Геоморфологические исследования механизма возникновения континентальных склонов и истории развития этих форм рельефа должны вызывать интерес не только как метод познания закономерностей развития самых основных особенностей строения рельефа Земли. Они, очевидно, могут быть весьма полезным инструментом для изучения процессов развития земной коры, которые являются предметом длительной дискуссии между представителями различных течений в теоретической геотектонике. Как известно, эта дискуссия пока еще не завершилась выработкой таких представлений, которые можно было бы считать общепринятыми.

Представления о происхождении континентальных склонов разрабатывались многими авторами, но, пожалуй, самую стройную систему таких представлений можно найти в работах Р. Дица [5—8], который показал, что гипотеза континентальной флексуры [4] и широко распространенные представления о сбросовом происхождении континентальных склонов противоречат принципу изостазии и, следовательно, не могут считаться удовлетворительными. Р. Диц первым высказал предположение о существовании различных механизмов возникновения континентальных склонов и разработал классификацию этих склонов [7].

Считая эндогенные процессы основными в формировании континентальных склонов, Р. Диц уделял внимание и роли экзогенных процессов в переработке этих форм рельефа. Его представления о геоморфологической эволюции континентальных склонов, очевидно, не потеряли своей актуальности до настоящего времени. В статье, написанной совместно с Г. Менардом, он доказывает, что формирование пологой, иногда почти горизонтальной поверхности шельфа и, следовательно, возникновение четкого перегиба между континентальными склонами и шельфом связаны главным образом с волновой абразией [8] 4. Поэтому представления о том, что большинство континентальных террас (форм рельефа, ограниченных поверхностями шельфа и континентального склона) имеет аккумулятивный характер, представляя собой подобие гигантских дельт, очевидно, не имеют под собой почвы. В устьях самых крупных рек континентальные склоны действительно представляют собой гигантские подводные склоны дельт, но такие склоны встречаются не так уж часто и обладают обычно наименьшими уклонами, не превышающими 23 м/км. По мнению Р. Дица, с которым трудно не согласиться, «крутизна большинства континентальных склонов имеет тектоническое происхождение» [5, с. 1808].

Осадконакопление на крутых континентальных склонах сводится главным образом к формированию маломощных и небольших по площади временных скоплений осадков и к заполнению различных топографических ловушек, созданных преимущественно тектоникой. Континентальные склоны, полностью сложенные осадками, возникают, по мнению Р. Дица, в результате аккумуляции осадков на континентальных подножиях и постепенного распространения этого процесса вверх по склонам. Примером континентального склона, полностью погребенного под осадками, начинавшими накапливаться у его подножия, можно считать склон Антарктики к Индийскому океану [5].

Таким образом, осадконакопление в пределах континентальных склонов только сглаживает неровности их рельефа и уменьшает их уклоны. Как правило, оно не может создавать крутых склонов на месте пологих. Пожалуй, единственным исключением из этого правила можно считать рост коралловых рифов. В тропиках, в том числе и на Кубе, многие верхние участки континентальных склонов, представляющие собой крутые, иногда отвесные обрывы, несомненно, образованы ростом коралловых рифов. Однако возможность того, что весь уступ континентального склона может возникнуть за счет роста коралловых рифов в условиях медленного тектонического погружения, представляется маловероятной. Неплохим примером первично тектонической природы даже тех континентальных склонов, которые почти полностью сложены рифовыми известняками, могут служить Багамские острова, где положение глубоководных проливов и заливов, разделяющих мелководные контролируется глубинными разломами фундамента [16, шельфы, рис. 11].

Последние годы были временем интенсивного накопления новых данных о геологическом строении континентальных окраин, и разработанная Р. Дицем схема геолого-геоморфологического развития континентальных террас, конечно, уже не соответствует современному уровню изученности этих образований. По-видимому, уже сейчас можно было бы внести в эту схему существенные дополнения, но мне кажется, что спешить с этим не следует. Во-первых, геологическая изученность континентальных окраин все еще очень фрагментарна, и новые сведения, поступление которых продолжается очень быстрыми темпами, могут существенно изменить многие представления о строении этих окраин.

¹ К такому же выводу относительно происхождения поверхности шельфа Черного моря пришли О. Д. Корсаков с соавторами [2].

Во-вторых, анализ и палеогеографическая интерпретация новых данных пока еще отстают от темпов их накопления. Поэтому одним из наиболее актуальных направлений в разработке проблемы развития континентальных склонов как форм рельефа в настоящее время следует считать палеогеографический анализ конкретных геологических и геоморфологических данных, имеющих отношение к этой проблеме и установленных в ходе как морских, так и наземных исследований.

Эта статья представляет собой попытку именно такого палеогеографического анализа. Правда, те сведения о геологическом и геоморфологическом строении Кубы, ее шельфа и островных склонов, которые накоплены к настоящему времени, нельзя считать достаточно полными для разработки детальных и хорошо обоснованных палеогеографических реконструкций. Тем не менее эти данные позволяют прийти к определенным выводам о процессах формирования островных склонов Кубы и времени их наиболее активного проявления.

Кубинский архипелаг, включающий в себя кроме самой Кубы о. Хувентуд (прежнее название о. Пинос) и множество мелких островков, окаймлен единым, очень неглубоким шельфом, к которому со всех сторон примыкают крутые островчые склоны. Граница между шельфом и островными склонами представлена либо одним резким перегибом (бровкой шельфа), либо неширокой зоной плавного перегиба. Она располагается на глубинах от 10 до 35 м, реже до 55 м [1, с. 7]. Средние уклоны островных склонов (от бровки шельфа до подножия) повсюду превышают 100 м/км, а в некоторых участках достигают 400 м/км. Особенно велика крутизна верхней части склонов — до глубины 400 м она обычно колеблется от 38 до 52°, а иногда склоны становятся даже отвесными [1, с. 13—14].

На юго-западе Кубы островные склоны опускаются к абиссальной равнине Юкатанской впадины (глубина около 4,5 км), а на юго-востоке, там, где к берегу вплотную подходят горы Сьерра-Маэстра, они представляют собой склон глубоководного желоба Бартлетт (Кайман), дно которого располагается на глубине 7 км. Юкатанская впадина и желоб Бартлетт разделены подводным хребтом Кайман — продолжением гор Сьерра-Маэстра на запад. На севере Кубы островные склоны спускаются к сравнительно плоским днищам Флоридского пролива, пролива Николас и Старого Багамского пролива. Максимальные глубины этих проливов несколько меньше 3 км, а минимальные — всего 400— 500 м. На западе Куба отделена от материка, а на востоке от о. Гаити проливами, минимальная грубина которых превышает 2 км.

Согласно последней схеме тектонического строения Кубы [3], ее территория представляет собой область ларамийской складчатости, завершившейся в конце среднего эоцена. Северная, миогеосинклинальная часть складчатой области контактирует с южной, эвгеосинклинальной чатью по зоне глубинных разломов, протягивающихся вдоль всей Кубы. Эта зона (Главный шов), с которой связано тектоническое перекрытие миогеосинклинали породами эвгеосинклинального комплекса, на всем разорвана системой левосторонних своем протяжении сдвигов. В. С. Шеин и его соавторы [3] считают, что в складчатой области развита земная кора субконтинентального типа, мощность которой достигает 30 км, уменьшаясь в районе Главного шва до 13—20 км (рис. 1).

На севере складчатая область примыкает к Багамской платформе, где кора континентального типа имеет мощность более 25 км и обладает хорошо развитым «гранитным» слоем мощностью 10-15 км. Существуют и другие интерпретации геофизических данных, служащих основой представлений о существовании континентальной земной коры под Багамскими островами. Так, Р. Шеридан [16] считает, что Багамская банка представляет собой толщу мезозойских и кайнозойских осадочных пород, преимущественно мелховодных известняков, мощностью до 12 км, которая залегает на «базальтовом» слое земной коры океанического типа. На юге глубинные разломы отделяют складчатую область от Юкатанской впадины с корой субокеанического типа мощностью до 18 км и от желоба Бартлетт с океанической корой мощностью 10—15 км.

В рельефе Кубы (рис. 2) преобладают абразионно-аккумулятивные равнины разного возраста (от миоценовых до голоценовых). Поверхности большинства этих равнин изогнуты молодыми тектоническими поднятиями, но участки, поднятые на 200—250 м над уровнем моря, обычно сливаются в единые уровни с наклонными прибрежными равнами, представляющими собой прямое продолжение равнин шельфл. Многие участки равнин, испытавшие максимальное поднятие (на востоке Кубы до 800 м), в результате субаэральной экзогенной деструкции потеряли пространственную связь с прибрежными равнинами и террасами и в настоящее время представлены небольшими по площади плоскими вершинными поверхностями, сохранившимися местами в пределах гор и холмов.



Рис. 1. Схематический разрез земной коры Кубы и ее шельфа по меридиану 81°40'. По данным В. С. Шеина и др. [3]

1 — осадочные и метаморфические породы, 2 — «гранитный» слой, 3 — «базальтовый» слой, 4 — поверхность Мохоровичича, 5 — глубинные разломы

Орогенный период в Кубинской зоне ларамийской складчатости развивался, как отмечают В. С. Шеин и его соавторы [3], чрезвычайно медленно. Характерным для него было чередование сравнительно кратковременных фаз усиления тектонической активности и длительных «межорогенных» стадий слабых тектонических движений или даже относительной тектонической стабильности. Суша, соизмеримая по площади с современной, впервые возникла на месте Больших Антилл в позднем миоцене, который почти по всей Кубе был отмечен окончательным прекращением морского осадконакопления или перерывом в осадконакоплении [12]. Хотя какую-то роль в возникновении этой суши, несомненно, сыграла позднемиоценовая гляциоэвстатическая регрессия, связанная с формированием Антарктического ледникового щита [10], основной причиной была, очевидно, кульминация тектонических поднятий, концентрировавшихся в осевой части островной дуги Больших Антилл. Эти поднятия сопровождались, по-видимому, не менее энергичными опуска-ниями на крыльях этой островной дуги. Так, по мнению В. С. Шеина и его соавторов, тектоническое опускание Юкатанской впадины, возникшей «в результате рифтообразования и мантийного диапиризма» [3, с. 117] еще в конце мезозоя, продолжается до настоящего времени. Северо-Кубинский прогиб начал формироваться одновременно с Юкатанской впадиной; в его пределах тектонические опускания, по-видимому, усиливались с течением времени, так как «в настоящее время эта зона

8* 115



Рис. 2. Геоморфологическая схема Кубы и ее шельфа 1 — горы и холмы, 2 — поднятые на разную высоту абразионные и сложенные морскими терригенными осадками аккумулятивные равнины и их реликты на вершинах гор и холмов, 3 — сложенные карбонатными осадками прибрежные ажкумулятивные равнины и террасы, 4 — сложенные торфяниками аккумулятивные равнины, 5 — подводные абразионные и аккумулятивные равнины (шельф), 6 — островные склоны, 7 — подножия островных склонов и днища впадин

116

испытывает некомпенсированное погружение» [3, с. 113]. Позднекайнозойские опускания были, по-видимому, характерны для желоба Бартлетт, занимающего особое место в геотектонической структуре Карибского региона.

В последние годы материалы драгирования в пределах желоба и данные различных геофизических исследований позволили ряду авторов [15 и др.] прийти к выводу о том, что дно желоба сложено океанической корой, начавшей формироваться в результате спрединга океанического дна в эоцене и продолжающей формироваться до настоящего времени. Центр спрединга — рифтовая долина — протягивается перпендикулярно оси желоба в его центральной части. Этот глубоководный участок, сложенный молодой корой с полосовыми магнитными аномалиями, также протягивающимися перпендикулярно направлению желоба, и с севера (по границе с подводным хребтом Кайман и с островным склоном юго-восточной Кубы) и с юга ограничен трансформными разломами с левосторонними смещениями по ним.



Рис. 3. Схема происхождения симметрии рельефа гор Сьерра-Маэстра и глубоководного желоба Бартлетт

Эти представления, вопреки мнению о том, что после завершения ларамийской складчатости, начиная с позднего эоцена, Куба и ее обрамление испытывали только вертикальные «глыбово-волновые» [3, с. 117] движения, позволяют предполагать, что левосторонние сдвиговые смещения по разлому, на месте которого располагается островной склон юго-восточной Кубы, продолжаются до настоящего времени. Это подтверждается и повышенной сейсмичностью этого района, и строением его рельефа.

С. А. Федотов (личное сообщение) первым обратил внимание на своеобразную симметрию рельефа гор Сьерра-Маэстра и восточной части желоба Бартлетт. Продольный профиль гор Сьерра-Маэстра имеет выпуклую форму, а продольный профиль участка желоба, располагающегося напротив этих гор, — вогнутую. Самый глубокий участок желоба (впадина Орьенте — 7239 м) располагается как раз напротив высшей точки гор Сьерра-Маэстра (пик Туркино — 1974 м). И в ту и в другую сторону от этих «точек перегиба» высоты гор и глубины желоба постепенно уменьшаются. Вряд ли эту симметрию параллельных морфоструктур можно считать случайным явлением. Легче всего ее можно объяснить одновременным поперечным изгибом обоих блоков под действием тангенциальных напряжений, тех же самых, которые являются причиной левосторонних сдвиговых смещений по разделяющему их разлому (рис. 3). Контрастность современного рельефа этого района свидетельствует о молодости (плиоцен-плейстоцен) тектонических движений, создавших основные черты этого рельефа, в том числе и сдвиговых смещений.

Анализ филогении наземных ленивцев (Megalonychidae), остатки которых известны из плейстоценовых (преимущественно пещерных) отложений Больших Антилл, позволяет прийти к выводу о том, что в позднем миоцене и, может быть, в начале плиоцена между Пуэрто-Рико и Гаити, Гаити и Кубой и Кубой и континентом (скорее всего Центральной Америкой) существовали, по крайней мере периодически, сухопутные соединения и что уже в плиоцене эти соединения были уничтожены [13]. Таким образом, суша, существовавшая на месте Кубы в позднем миоцене, была, очевидно, даже более обширной, чем современная. На месте Больших Антилл в это время возникла если не единая суша, то группа островов, разделенных мелководными проливами, которые время от времени осушались, позволяя наземным ленивцам расселяться по всем этим островам. Современные океанские глубины в проливах, отдедяющих Кубу от континента и от о. Гаити, возникли, очевидно, только в плиоцене.

Чрезвычайно интересный материал для палеогеографического анализа дают сведения о позднекайнозойских осадках п-ва Сапата (южное побережье центральной Кубы), полученные М. Итурральде-Винентом [11, 12]. Полуостров Сапата — это один из немногих районов Кубы, не осушавшихся в позднем миоцене и плиоцене. Особый интерес к этому району вызывает тот факт, что его верхнемиоценовые осадки представлены батиально-пелагическими фациями, а плиоценовые — неритическими [12, рис. 9 и 10].

Присутствие верхнемиоценовых глубоководных осадков в районе, удаленном от береговой линии того времени всего на 30—40 км, показывает, что южное побережье этого района позднемиоценовой Кубы не окаймлялось широким плоским шельфом. Если бы позднемиоценовый островной склон, существовавший на месте полуострова Сапата или к северу от него, был таким же крутым, как современный, то его сочленение с шельфом не мсгло бы оказаться погребенным под верхнемиоценовыми и плиоценовыми осадками, суммарная мощность которых не превышает первых сотен метров [12, 14], и наверняка сохранилось бы в современном рельефе в виде перегиба. На равнине, примыкающей с севера к полуострову Сапата, ничего похожего на подобный перегиб не наблюдается.

Можно предполагать, что позднемноценовые поднятия осевой части островной дуги Больших Антилл и опускания ее крыльев вначале не сопровождались значительными смещениями по разрывам. Возникал узкий протяженный свод, крылья которого представляли собой не разделявшиеся перегибом и не различавшиеся по крутизне шельфы и островные склоны (рис. 4). Исключением, очевидно, был только островной склон юго-востока Кубы, формировавшийся по разлому Сьерра-Маэстра — Бартлетт. Здесь поднятия Сьерра-Маэстры и опускания желоба Бартлетт, видимо, просто не могли не использовать «живой» глубинный разлом и проявлялись главным образом в смещениях по этому разлому, создавая островной склон, не уступающий по крутизне современному.

В плиоцене и скорее всего в раннем плиоцене напряжения в земной коре района Больших Антилл, по-видимому, превысили предел ее пластичности, возникли крупные, вероятно, достигающие мантии расколы, и вертикальные смещения по этим расколам создали новые, очень крутые островные склоны, подобные тому, который уже существовал на юго-востоке Кубы (см. рис. 4). Вряд ли этот процесс проявился лишь на небольших по протяженности участках. Скорее всего им были созданы более или менее одновременно почти все современные островные склоны Кубы и, вероятно, других Больших Антильских островов.

Полуостров Сапата — это пока единственный район Кубы, где это событие достаточно четко отражено в геологической летописи. Смена верхнемиоценовых глубоководных осадков шельфовыми осадками плиоцена, очевидно, отмечает превращение позднемиоценового островного склона или, может быть, даже его подножия в почти плоский шельф, окаймленный с наружного края вновь образованными островными склонами, значительно более крутыми, чем ранее существовавший. Конечно, наиболее правдоподобным объяснением такого превращения следует считать энергичные поднятия этого района, приводившие к распрямлению изгиба земной коры на крыле свода и сопровождавшиеся смещением по глубинному разлому, которое и сформировало новый островной склон. Правда, сам М. Итурральде-Винент объясняет смену фаций на полуострове Сапата уменьшением глубины моря в результате осадконакопления (12), но это объяснение вряд ли можно принять все из-за той же малой мощности верхнемиоценовых осадков и из-за того, что оно не учитывает эволюцию рельефа шельфа и островного склона.



Рис. 4. Схема плиоценовой перестройки рельефа островных склонов Кубы (палеогеоморфологический профиль примерно по меридиану 82°)

1 — позднемиюценовый рельеф, 2 — плиоценовые разломы и направление вертикальных смещений по ним, 3 — плиоценовый рельеф

В ряде случаев в этой плиоценовой перестройке рельефа, по-видимому, принимали участие и горизонтальные тектонические движения. Как уже говорилось, особенности геолого-геоморфологического строения гор Сьерра-Маэстра и желоба Бартлетт, разделенных трансформным разломом, не позволяют сомневаться в том, что левосторонние сдвиговые смещения по этому разлому не прекращались и в плиоцене и, вероятно, принимали участие не только в формировании островного склона юго-восточной Кубы, но и в уничтожении сухопутного или мелководного соединения между Кубой и Гаити.

Существование плиоценовых тангенциальных напряжений в пределах Кубы и ее обрамления позволяет считать вполне возможным, что система левосторонних сдвигов ЮЗ — СВ простирания, разбивающая Кубу на ряд блоков и включающая в себя разлом, отделяющий ее от Юкатана [3], сохраняла какую-то активность и в плиоцене. Кульминация смещений по этим сдвигам приходилась, по-видимому, на начало эоцена, причем «сопряженно с этими движениями могло происходить также дальнейшее раскрытие Юкатанской впадины» [3, с. 117]. Если сдвиговые смещения в этой системе разломов продолжались и в плиоцене, они могли принимать участие в уничтожении позднемиоценового— раннеплиоценового соединения Кубы с континентом.

Признание возможности участия горизонтальных подвижек в комплексе тектонических процессов, создавших все основные черты рельефа современных островных склонов Кубы, конечно, не дает оснований для того, чтобы отрицать главную роль вертикальных движений в этом комплексе. Все характерные черты рельефа Кубы, ее шельфа и островных склонов, все известные нам особенности геологического строения этого региона свидетельствуют о том, что в позднем кайнозое вертикальные движения резко преобладали над горизонтальными. Даже роль разлома Сьерра-Маэстра — Бартлетт в рельефообразующих процессах конца миоцена и начала плиоцена сводилась главным образом к тому, что вертикально направленные тектонические силы использовали здесь готовый раскол земной коры, а не создавали новых. Сдвиговые смещения по этому разлому в формировании рельефа могли играть только второстепенную роль.

Особого внимания заслуживает тот факт, что плиоценовые расколы земной коры, смещения по которым создавали современные островные склоны Кубы, занимали различное положение по отношению к позднемиоценовым морфоструктурам, и в зависимости от этого смещения по ним представляли собой либо преимущественно поднятия, либо преимущественно опускания. Так, в районе полуострова Сапата плиоценовые расколы возникали на значительном удалении от оси позднемиоценового свода, на глубоководном участке островного склона или даже в пределах его подножия. Смещения по этим расколам происходили здесь главным образом за счет поднятий участков, в настоящее время представляющих собой шельф и прибрежные равнины. Характерно, что именно здесь положение современного островного склона довольно точно совпадает с границей между корой континентального типа и океанической корой (см. рис. 1). Такое совпадение островного склона с этой границей характерно и для других участков южного побережья Кубы, имеющих такой же широкий шельф, как и район полуострова Сапата (заливы Ана-Мария и Гуаканаябо). Мне кажется, что это дает основания для предположений о том, что позднекайнозойская история геологического развития почти всего южного побережья Кубы (за исключением крайнего юго-востока, где островной склон совпадает со склоном желоба Батрлетт) была в общем одинаковой.

По-видимому, южное крыло позднемиоценового свода, к этому времени уже имевшее кору континентального типа, оказалось втянутым в опускания Юкатанской впадины «вопреки» изостатическому равновесию. Когда напряжения в земной коре превысили предел ее прочности, основные расколы возникли именно там, где эти напряжения были максимальными, — на границе континентальной и океанической коры. Последующие поднятия участков, имевших кору континентального типа, происходили, по-видимому, в результате восстановления изостатического равновесия. Эти поднятия, очевидно, были дифференцированными и сопровождались смещениями по разрывам, которые значительно уступали основным расколам, определившим положение внешней границы шельфа, и по амплитудам, и, вероятно, по глубине заложения. Примером смещения по этим разрывам меньшей амплитуды может служить краевое поднятие, хорошо выраженное почти на всем протяжении южного шельфа Кубы. Сейсмоакустическим профилированием было установлено, что по крайней мере в ряде случаев оно представляет собой «горстовый блок тектонического происхождения», отделенный от внутренних частей шельфа «почти вертикальным сбросом, местоположение которого четко прослеживается на ленте сейсмопрофилографа. Сброс разрывает породы неогена, оставляя ненарушенными четвертичные» [1, c. 291.

Существование пространственной связи между южными островными склонами Кубы и границей коры континентального типа позволяет предполагать, что сложная конфигурация внешней границы шельфа в районе, расположенном к юго-востоку от полуострова Сапата, и существование в этом районе нескольких «островков» шельфа, отделенных значительными глубинами от основного шельфового массива Кубинского архипелага, объясняется главным образом сложной конфигурацией границы между корой континентального типа и океанической корой.

На северном побережье Кубы верхнемиоценовые и плиоценовые осадки известны в районе, примыкающем с востока к бухте Матансас. Здесь они полностью представлены мелководными фациями [12], а это позволяет утверждать, что плиоценовые расколы здесь возникли на мелководье — в пределах шельфа или самой верхней части подзнемиоценового островного склона, не отделявшегося от шельфа крутым перегибом. В центральной части северного побережья Кубы, там, где шельф сравнительно широк и усеян островами архипелагов Сабана и Камагуэй, разрез верхнекайнозойских осадков изучен еще недостаточно и определить местоположение плиоценовых расколов по отношению к позднемиоценовым морфоструктурам не представляется возможным. Кстати, как раз напротив этого участка дно океана имеет наименьшие глубины, и, следовательно, смещения по плиоценовым расколам были здесь меньшими, чем в других районах.

Как в западной, так и в восточной части северного побережья Кубы суша, отделенная от островных склонов лишь очень узкой полосой шельфа, как правило, полностью лишена верхнемиоценовых осадков. Очевидно, здесь расколы, создававшие современные островные склоны, возникли в пределах познемиоценовой суши. Смещения по этим расколам происходили преимущественно за счет опусканий участков, превращавшихся из суши или мелковоцья в дно океана.

Различия в динамике смещений по разломам, создавшим южные (преимущественно за счет поднятий) и северные (преимущественно за счет опусканий) островные склоны Кубы, несомненно, тесно связаны с различиями в строении земной коры. Если южные островные склоны довольно точно совпадают с границей между корой континентального типа и океанической корой, то северные склоны располагаются в таких местах, где никаких принципиальных изменений в строении земной коры не отмечается. Хотя геофизические данные о строении коры в этом районе и нельзя считать достаточно полными, они все-таки показывают, что и северный шельф Кубы, и глубоководные участки океана к северу от этого шельфа подстилаются корой, имеющей практически одинаковое строение [3, с. 8, рис. 3]. Таким образом, северные островные склоны Кубы представляют собой узкую зону сочленения континентального и океанического уровней земной поверхности, располагающихся на коре одинакового строения. Такой характер сочленения этих уровней, очевидно, исключает возможность изостатического равновесия, и это сочленение существует только за счет продолжающегося до настоящего времени воздействия тектонических сил, связанных с глубинными процессами.

Если северный борт Северо-Кубинского прогиба действительно представляет собой перикратонное погружение края Багамской платформы, обладающей «настоящей» континентальной корой [3], то это образование некомпенсированного прогиба с океанскими глубинами можно рассматривать либо как временный эпизод в развитии Багамско-Кубинского массива континентальной коры, который не приведет к кардинальной перестройке этой коры, а завершится в конце концов заполнением прогиба осадками, либо как начальную стадию превращения континента в океан, которое в будущем должно привести к уничтожению континентальной коры и к замене ее океанической. В последнем случае придется признать, что по крайнейе мере начальные стадии такого процесса могут быть результатом одних только вертикальных движений, не имеющих никакого отношения к процессам рифтообразования и спрединга.

Если согласиться с интерпретацией Р. Шеридана [16] и признать, что в пределах Багамской отмели, а значит, и Северо-Кубинского прогиба мощный осадочный слой, сложенный от юрского основания до верхних горизонтов мелководными образованиями, залегает на «базальтовом» слое океанической коры, то придется, очевидно, признать, что мелководные, шельфовые, а не океанические условия существовали здесь со времени формирования этой океанической коры. Такое высокое стояние района развития океанической коры, противоречащее изостатическому равновесию, также можно объяснить только воздействием тектонических сил, связанных с глубинными процессами. Погружение этого района, компенсировавшееся осадконакопленнем, могло быть связано с медленным, постепенным затуханием этих глубинных процессов. В то же время надо иметь в виду и тот факт, что 12-километровая толща осадков представляет собой такую нагрузку, которая сама способна вызвать опускание земной коры. Может быть, именно этой нагрузкой объясняется более низкое, чем под океаном, положение поверхности Мохо под Багамской отмелью.

И при этой интерпретации строения и истории развития земной коры под Багамскими островами некомпенсированное опускание Северо-Кубинского прогиба в позднем кайнозое можно объяснить только резким изменением режима тех глубинных тектонических процессов, которые в течение длительного времени обеспечивали существование здесь мелководных условий «вопреки» изостатическому равновесию.

Подводя итог геоморфологическому и палеогеографическому анализу проблемы происхождения современных островных склонов Кубы, можно сформулировать следующие выводы.

1. Орогенный период, начавшийся на Кубе после завершения ларамийской складчатости, продолжается, судя по энергичным поднятиям середины антропогена², до настоящего времени. Он характеризуется чередованием стадий относительного тектонического покоя и резкого усиления вертикальных тектонических движений. В большинстве случаев эти движения порождались силами, действующими «вопреки» изостатическому равновесию и связанными с глубинными тектоническими процессами. Часть этих вертикальных движений (например, поднятия южного шельфа Кубы) происходила главным образом в результате восстановления изостатического равновесия.

2. Современные островные склоны Кубы возникли в плиоцене (скорее всего в раннем плиоцене) в результате того, что позднемиоценовая раннеплиоценовая кульминация напряжений в земной коре завершилась ее расколами и крупными вертикальными смещениями по этим расколам. На южном побережье это были преимущественно поднятия блоков, в настоящее время представляющих собой широкий шельф, а на северном побережье — преимущественно опускания современного подножья островных склонов. Горизонтальные смещения по этим разломам (левосторонние сдвиги) могли принимать участие в формировании отдельных островных склонов (например, склона, примыкающего к глубоководному желобу Бартлетт, и склонов западной и восточной оконечности Кубы), но и там их рельефообразующая роль была незначительной по сравнению с ролью вертикальных движений.

3. Позднемиоценовые островные (в то время, вероятно, континентальные) склоны, представлявшие собой переход от располагавшейся на месте Кубы более обширной суши к дну океана, обладали значительно мєньшей крутизной, чем те, которые возникли в результате плиоценовых смещений по разломам. Эти разломы располагались в различных частях позднемиоценовых склонов, на позднемиоценовом шельфе, нередко в пределах суши, а иногда, вероятно, и в пределах подножий склонов. Только на участке, примыкающем к желобу Бартлетт, плиоценовый островной склон и по местоположению, и по морфологическим особенностям был, по-видимому, в значительной степени унаследованным от миоценового или даже более раннего подводного рельефа. Все остальные островные склоны Кубы возникли в плиоцене заново. В позднем плиоцене и плейстоцене рельеф этих склонов изменился за счет новых смещений по разломам, роста коралловых рифов на кромке шельфа, осадконакопления и размыва мутьевыми потоками, а во время гляциоэвстатических регрессий — за счет переработки волноприбойными и субаэральными процессами. Однако основная черта этого рельефа тигантский перепад глубин на очень небольшом расстоянии — была сформирована в плиоцене, и это позволяет считать, что как формы

² Результаты изучения позднекайнозойской геологической истории Кубы, проводившегося мной совместно с А. Г. Черняховским, Л. Пеньяльвером и другими исследователями, позволяют внести некоторые поправки в представления В. С. Шеина и его соавторов [3] об орогенном периоде Кубы. Во-первых, этот период характеризовался не одной, а несколькими «межорогенными» стадиями относительного тектонического покоя и, во-вторых, последняя «фаза активного орогенеза с воссозданием горного рельефа» [3, с. 118] приходилась не на «конец плиоцена — четвертичное время», а на середину антропогена (четвертичного периода).

рельефа все островные склоны Кубы, за исключением склона, примыкающего к желобу Бартлетт, имеют плиоценовый возраст. Склон, примыкающий к желобу Бартлетт, по-видимому, несколько древнее.

4. Южные островные склоны Кубы, как и большинство подобных форм рельефа Земли, совпадают с границей между корой континентального типа и океанической корой. Само их существование в значительной мере определяется изостатическим равновесием земной коры в этом районе. Северные островные склоны Кубы, наоборот, не имеют пространственной связи с какими-либо изменениями строения земной коры. Континентальный и океанический уровни земной поверхности, разделенные этими склонами, существуют на коре одинакового строения, что свидетельствует об отсутствии изостатического равновесия в этом районе. Геолого-геофизическая изученность Багамско-Кубинского региона пока еще недостаточна для того, чтобы пытаться прийти к обоснованным историко-геологическим выводам, объясняющим это нарушение изостатического равновесия. Однако вряд ли можно сомневаться в том, что дальнейшее изучение этого региона должно дать исключительно ценный материал для установления самых общих закономерностей развития земной коры.

Литература

- 1. Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977. 215 c.
- 2. Корсаков О. Д., Лебедев Л. И., Юнов А. Ю. Строение краевых зон шельфа и континентального склона внутренних и окраинных морей в связи с тектоникой переходной зоны. В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975, с. 39-42.
- 3. Шеин В. С., Иванов С. С., Клещев К. А., Хаин В. Е., Марреро М., Сокорро Р. Тектоника Кубы и ее шельфа.— Сов. геология, 1978, № 2, с. 104—119. 1. Bourcart J. La marge continental.— Bull. Soc. géol. France, 5-е serie, 1938, v. 8, № 5—
- 6, p. 393-474.
- 5. Dietz R. S. Geomorphic evolution of continental terrace (continental sheld and slope).- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1952, v. 36, p. 1802-1819.
- 6. Dietz R. S. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building.— J. Geol., 1963, v. 71, p. 314—333. 7. Dietz R. S. Origin of continental slopes.— Amer. Scientist, 1964, v. 52, p. 50—69. 8. Dietz R. S., Menard H. W., Jr. Origin of abrupt change in slope at continental shelf
- margin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1952, v. 35, p. 1994—2016. 9. Drake C. L., Burk C. A. Geological significance of continental margins.— In: The geo-
- logy of continental margins. New York Heidelberg Berlin: Springer-Verlag, 1974, p. 3-10.
- 10. Hayes D. E., Frakes L. A. General synthesis, Deep-Sea Drilling Project Leg 28.- Deep-

 - Huyes D. E., Frakes L. A. General synthesis, Deep-Sea Drining Project Leg 20.— Deep-Sea Drilling Project Le p. 24.
 - 13. Kartashov I. P., Mayo N. A. Principales rasgos del desarrollo geológico de Cuba Oriental en el Cenozoico tardio/Ed. Petzall Cecily. Mem. VI Conf. Geol. Caribe. Caracas,
 - 1972, p. 108—112.
 14. Kuznetzov V. I., Bassov V. A., Furrazola-Bermúdez G., Garsía-Sánchez R., Sánchez-Arango J. R. Resumen estratigráfico de los sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos de
 - Cuba. La Mineria en Cuba, 1977, v. 3, № 4, p. 44—68.
 15. Perfit M. R., Heezen B. C. The geology and evolution of the Cayman Trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1978, v. 89, p. 1155—1174.
 16. Sheridan R. E. Atlantic continental margin of North America.— In: The geology of the transformed to the transformed to the continental margin of North America. Verlag, 1074.
 - continental margins. New York Heidelberg Berlin: Springer Verlag, 1974, p. 391-407.
 - 17. Worzel J. L. Standard oceanic and continental structure.- In: The geology of continental margins. New York - Heidelberg - Berlin: Springer-Verlag, 1974, p. 59-66.

Геологический институт AH CCCP

Поступила в редакцию 20.I.1981

Июль — Август

УДК 551.24

РЕЦЕНЗИИ

БЕЛКИНА Н. М., РЫБИН А. И.

О КНИГЕ Б. П. БАРХАТОВА «ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ»

(Л., Недра, 1979, 192 с.)

В монографии известного геолога-тектониста проф. Ленинградского университета Б. П. Бархатова обобщен опыт по составлению тектонических схем, структурных и собственно тектонических карт разного масштаба. Она содержит предисловие, четыре главы и заключение.

В главе I «Очерк истории развития тектонической картографии» (с. 7—38) периодизация тесно связывается с появлением (с. 13), а затем возрождением (с. 28) идей мобилизма. Однако оказалось, что мобилизм непригоден в качестве теоретической базы для тектонической картографии (с. 66), и «тектонических карт, составленных по мобилистским принципам пока нет» (с. 37). Поэтому из знакомства с главой создается скорее всего впечатление о непрерывном совершенствовании методов тектонической картографии без каких-либо принципиальных поворотных рубежей. На с. 13 сторонники контракционизма и приверженцы идей Вегенера названы «мобилистами», между тем как Эмиль Арган [1, с. 121] там же его инициал неправильно указан на букву «Е» — связывал контракционизм не с мобилизмом, а с фиксизмом, хотя и не обязательно.

Из определения на с. 14 неясно отличие «тектонических схем» от «схематических карт». Первые два отличия (мелкий масштаб схем и генерализация структур на них) имеют место и для карт, например для «Тектонической карты Земли» Леопольда Кобера (с. 15), уместившейся на одной странице монографии. (Кстати, на с. 14 она названа то ли «тектонической схемой», то ли «схематической картой». По-видимому, это синонимы.) Третье отличие: «Схемы несут меньший объем информации, карты» — очень неопределенно из-за отсутствия количественного чем определения информации ⁴. Поэтому трудно, а потому субъективно определение того, где информации «больше», а где «меньше». Но даже если это и удается определить, то нет ясности, насколько эта информация обоснована фактическим материалом. Какой, например, имеет смысл «информация» о мезозойской складчатости в Прикаспийской впадине на «Тектонической карте СССР и сопредельных территорий» А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (с. 21)? Ясно, что никакого. Поэтому воспринимается как курьез констатация этих авторов чрезвычайной схематичности карт своих предшественников и «несоответствие содержания этих карт имеющемуся фактическому материалу» (с. 20). В глобальном историческом обзоре такие мелочи можно было бы и опустить. Эти выдающиеся ученые сделали для своего времени все, что могли. По прошествии стольких лет следовало бы делать акцент на действительных достижениях в области тектонической картографии (в отличие от современных изданий, когда надлежит останавливаться как раз на недостатках--для их последующего устранения).

Неясно также, в чем отличие «тектонических карт» (Средиземья на с. 16) от «структурных карт» (Южной Азии на с. 17). Судя по содержанию «информации», это одно и то же. Если схемы всегда мелкомасштабны, то «мелкомасштабная схема» (с. 23) — это тавтология.

¹ Для геологии особенно подходит определение информации как неоднородности [3, с. 1], измеряемой градиентом или углом падения.

Хотя на с. 20 говорится об отличии районирования Д. В. Наливкина по возрасту (последних) геосинклиналей от районирования М. М. Тетяева по возрасту (геосинклинальной) складчатости, но «принципиально» это одно и то же, что и районирование А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (с. 21). Резкое же расхождение в проведении границ на картах (с. 22) объясняется отсутствием количественного критерия выделения «интенсивно складчатых районов».

Автор приводит термины Н. С. Шатского «этаж» для платформ, «ярус» — для геосинклиналей (с. 25, 127, 128), «этаж» и «подэтаж» — Н. П. Хераскова (с. 25, 27, 138, 139), «комплекс», «ярус», «подъярус» — Т. Н. Спижарского (с. 33). Терминологию последнего принял автор (с. 34, 147). По-видимому, здесь «комплекс» заменил собой «этаж» (с. 122). По Г. С. Поршнякову, «этаж» в геосинклиналях состоит из «ярусов» (с. 149, 150). Но «ярус» платформ примерно соответствует «комплексу» геосинклиналей (с. 171). Все эти термины строго прикреплены к определенным авторам, а в попытке Б. П. Бархатова (с. 81) унифицировать их не нашлось места для «этажа»².

Замену «этажа» или «яруса» на «комплекс» нельзя считать удачной. Первые создают представление о характере налегания (хотя бы первоначального), а последний — нет. В связи с этим хорошо читается «двухэтажное строение» (с. 170, 171), «многоэтажное строение» (с. 174). На избитость термина «комплекс» обратила внимание «Комсомольская правда» («Комплексный компот», 23 августа 1980 г.). А избитыми терминами в науке лучше не пользоваться. За этим исключением термин «структурно-формационный комплекс» (лучше «этаж», «ярус») вполне приемлем. Он напоминает представление Н. П. Хераскова о тесной связи морфологии структур с типами разрезов (с. 27). С этой поправкой можно сказать, что этаж «формируется в течение какого-либо одного тектонического режима» (с. 147).

На с. 35 непонятно, что нового внес в тектоническую картографию М. М. Кухтиков. Читатель узнает лишь, что его предложение согласуется с представлением автора. Лишь на с. 166 читатель удовлетворяет свое любопытство: «М. М. Кухтиков рекомендует изображать (на карте) направление перемещения, или вергентность, масс (складчатых пакетов)». Но за добрые полвека до М. М. Кухтикова это делал Ганс Штилле (с. 12). Спрашивается, чего же в этом нового?

В целом глава I содержит подробности, повторяющиеся в главе IV.

Глава II «Теоретические основы тектонической картографии» (с. 39— 72) — по идее главная. Значительное место в ней автор уделяет «неомобилизму и его перспективам» (с. 42—66), особенно на примере объяснения происхождения Канадских Кордильер. В связи с этим (с. 46) приводится высказывание канадского геофизика И. Вильсона (в списке литературы на с. 189—И. Т. Вильсон, правильно Дж. Т. Вильсон или Вилсон, иногда Уилсон), «что новая гипотеза вносит в наши геологические представления такие же резкие изменения, какие произошли при переходе от концепции Птолемея к концепции Коперника». Но попытки спасения этой новой концепции (мобилизма или неомобилизма) как раз напоминают попытки спасения именно птолемеевой системы [5].

Автор справедливо обращает внимание на сомнительность критериев глубоководности седиментации (с. 61). Что касается излияния основных эффузивов не только на океанической коре, то помимо приведенных на с. 61 примеров их излияния и на континентах (Индия, Юго-Восточный Памир) почему-то опущен еще более впечатляющий пример излияния траппов на Сибирской платформе.

В заключение гл. II обосновывается «геосинклинально-платформенная гипотеза как основа тектонической картографии» (с. 67—72). Отмечена попытка Т. Н. Спижарского дать в 1968 г. «качественную характеристику

² Кстати, о правописании: «подъярусы», но «подэтажи». Однако «подэтажи» и «подъэтажи» имеют разные произношения.

основных типов тектонического режима» (с. 68) т. е. тектонотипов. Еще до этого им же на «Тектонической карте СССР» масштаба 1:2500 000 «впервые большинству возрастных подразделений дана не только геохронологическая, но и тектоническая характеристика с указанием типа режима, при котором они формировались» (с. 33). В будущем для этой цели следует вычислять количественные характеристики, тем более что масштаб 1:2500 000 очень удобен для вычисления так называемых норм и стандартов тектонотипов [2, 3]. Без количественных характеристик останутся «дискуссионными не только закономерности смены во времени и пространстве основных типов тектонического режима, но и сами типы режима» (с. 68).

В небольшой главе III (с. 73—93) излагаются тесно связанные между собой «принципы тектонического районирования и типы тектонических карт». Здесь прежде всего дается определение тектонического районирования (с. 73). При этом, разумеется, большую роль играет «качество фактического материала», но почему-то пропущено его количество, т. е. изученность. Этот пропуск автор компенсирует лишь в конце главы на с. 88, где обращается внимание и на изученность объекта. В частности, требуется «достаточный» объем геофизических работ (с. 162). Непонятно, почему этот вопрос рассматривается в двух главах. Уточнение «достаточности» объема как геофизических, так и вообще геологоразведочных работ можно оценить количественно [3].

Лишь «особенности авторского решения» с. 73 войдут в карту при любой степени изученности. Так, теоретические представления отразились на трактовке тектоники Шпицбергена (с. 114). Отсюда «некоторый субъективизм тектонических карт» (там же). «Степень изученности» Шпицбергена тут не играет (большой) роли.

Большая роль в гл. III отводится классификации тектонических режимов, «возрастным структурным подразделениям», «региональным тектоническим подразделениям» (два последние для мезозоя — кайнозоя). Бросается в глаза сложность классификаций, из-за чего они не найдут ни практического, ни теоретического применения. Самая сложная из них табл. 4. Да еще в примечании к ней (с. 86-87) сказано, что «тектонические структуры разрывного типа следует классифицировать как особую группу». Но и сама по себе таблица 4 не охватывает всех регионов. Так, выделяются платформы океанические» и среди них «шельфовые плиты» и «океанические плиты». Но «шельфовые плиты» — это подводное продолжение обычных платформ, и отнесение их к «океаническим платформам» — это что-то новое в тектонике. Спорна также семантика: «платформы» состоят только из «плит». А куда отнести расположенный между «плитами» континентальный склон, имеющий несомненно тектоническое происхождение? Лишь на с. 123 автор оговаривается: «Область континентального склона и шельфа можно рассматривать или совместно, или разделять их в структурном отношении».

Но наиболее существенный недостаток всех классификаций — отсутствие количественных характеристик, а отсюда их субъективность. Все приведенные четыре таблицы следует заменить одной простой таблицей классификации тектонических районов (регионов, режимов), опубликованной за 10 лет до появления рецензируемой книги [2]. К количественным рубежам между ними приурочено «качественное изменение тектонических условий в результате складчатости» (с. 116).

Самая большая глава IV—«Приемы и условия составления тектонических схем и карт разного типа и масштаба» (с. 94—179). Глава начинается с изложения «тектонических схем» (с. 94—104). Все «они нацелены на изображение преимущественно тех или иных структурных особенностей территории» (с. 96). Такова «Схема распространения на Памире преобладающих морфологических типов складок» (с. 99) автора. Но и «структурные карты отражают преимущественно морфологию и тип тектонических форм в современной структуре» (с. 91). Поэтому нет ясности, в чем же отличие «тектонических схем» от структурных карт? Складывается впечатление (с. 96), что «тектоническая схема» отличается от «структурной карты» более мелким масштабом. Так, «Тектоническая карта Западной Сибири» (с. 97) дважды (на с. 96) названа «схемой» вероятно, из-за масштаба (1:3000000): масштаб схем обычно не мельче 1:3000000. А структурные карты строятся в масштабе не мельче 1:1000000 (с. 105). Существенно ли это различие?

Отметим, здесь же погрешности редактирования на с. 97: на «Тектонической карте Западной Сибири» «все внимание обращено на структурные особенности мезокайнозойского чехла». Дальше идет тавтология: на этой «схеме использованы данные, касающнеся структуры только мезокайнозойского чехла». На с. 103 (рис. 20) изображено не «Время формирования...», а карта или схема времени.

Далее следует небольшой раздел «Структурные карты» (с. 104— 111). Здесь уточняется требование к изученности: «Количество структурных точек на 1 км² варьирует от 0,6—0,3 для масштаба 1:200000 до 6—12 для съемки 1:10000» (с. 106). В первом случае на 1 см² карты придется соответственно 2,4—1,2 «структурных точек», а во втором только 0,06—0,12. В последнем случае непонятна столь низкая кондиция. Может быть, 6—12 точек соответствуют масштабу 1:50000? Тогда на 1 см² карты придется соответственно 1,5—3 «структурных точек», что соответствовало бы кондиции карты масштаба 1:200 000.

Самый большой раздел главы IV «Собственно тектонические карты» (с. 111—174). Здесь ставится кардинальная задача современной тектонической картографии: заменить метод районирования по возрасту складчатости структурно-историческим методом или районированием по типам тектонических режимов, «проявившихся в течение всей истории развития региона с момента его возникновения» (с. 118). Сочетание истории с морфологией — это наиболее совершенное изображение тектонического строения (с. 165). Но из того, что изложено по этому поводу, следует, что на сегодняшний день — это, скорее, постановка проблемы, решение которой приходится предоставить будущему.

«Процесс теории тектогенеза» (с. 113) — что это такое? Также непонятны «ассоциации геологических формаций» (с. 122). Ассоциации горных пород — это формации, ассоциации геологических формаций — это ряды формаций Н. С. Шатского или надформации Н. П. Хераскова. Так ли надо понимать автора? В частности формации геосинклинальные, платформенные, краевых прогибов и другие — это именно надформации, и им можно дать количественную характеристику, соответствующую неоднократно упомянутой количественной характеристике тектонотипов [4]. На с. 122 допущена досадная опечатка: чл.-кор. АН СССР П. Н. Кропоткин назван «Крапоткиным». На с. 126 встретилась ничего не говорящая фраза: «Тектоника эволюционировала быстро и обросла уже многими идеями о развитии земной коры». «Обрастание» — это хорошо или плохо?

Введенным Т. Н. Спижарским терминам «койлогенные области» (с. 33), «колюмогенная», «эмерсионная», «демиссионная» стадии или подкомплексы (с. 77, 80—82, 131, 171) следовало бы дать этимологию, т. е. объяснить происхождение этих терминов, а то мышление как-то невольно вращается вокруг «кайла» и «демисезонного пальто».

Глава закачивается небольшим разделом «Палеотектонические карты» (с. 174—179). Здесь интересно высказывание автора (с. 178), что нег седиментогенных тел, независимых от тектоники.

В заключении книги (с. 180—182) выражается мысль о необходимости синтеза концепции геосинклинально-платформенного развития и гипотезы тектоники плит. Эта задача была поставлена еще Арганом [1, с. 130] в 1922 г. То, что она стоит в плане уже более полувека, указывает на трудность ее решения. Поэтому призывы автора к их «сосуществованию» (с. 47, 66) актуальны.

Рецензенты надеются, что изложенные «замечания и пожелания, связанные с содержанием данной книги» (с. 6) будут способствовать ее улучшению. Но и в предлагаемом виде очевидна ценность обобщения Б. П. Бархатовым огромного и во многом противоречивого материала.

Литература

- 1. Арган Эмиль. Тектоника Азии. Доклад на Брюссельской (XII) сессии МГК в 1922 г. Пер. с франц. М.—Л., ОНТИ, 1935, 192 с.
- 2. Рыбин А. И. Количественная тектоника.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 183— 186.
- 3. Рыбин А. И. Количественная тектоника на примере Ферганы. Автореф. канд, дисс. ЛГУ, 1974, 20 с.
- Рыбин А. И. Мера дислокации надежный количественный критерий разграничения формаций платформенных и геосинклинальных областей. В сб. «Структура геологических формаций». Владивосток, 1980, с. 136—139.
- 5. Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 2.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, вып. 1, с. 5—26.

Комплексная геофизическая экспедиция Объединения «Союзгеофизика» Поварово, Моск. обл. Поступила в редакцию 22.XII.1980

Редакционная коллегия:

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, 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 (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 07.05.82 Подписано к печати 23.06.82 Т-04194 Формат бумаги 70×108¹/16 Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 19,8 тыс. Уч.-изд. листов 12,7 Бум. л. 4 Тираж 1739 экз. Зак. 4149

> Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

D-113:

A

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42 Цена 1 р. 40 к. МАКАР ИЧЕВУ Г И Индекс 70228 7 0228

К сведению читателей!

Издательство «Наука» переходит на новую систему сбора заказов ежеквартальные бюллетени. Они будут включать в себя общественнополитическую, естественнонаучную и техническую, а также научнопопулярную литературу, намеченную к выпуску в соответствующем квартале. Бюллетени заменят три годовых аннотированных тематических плана, выпускавшихся раньше (кн. 1, кн. 2 и план выпуска изуч:зопопулярной литературы).

На книги Главных редакций физико-математической и восточной литературы сбор заказов будет проводиться в прежнем порядке, т. е. по самостоятельным годовым планам.

Тиражи квартальных бюллетеней на 1983 г. поступят в книготорговую сеть в следующие сроки:

I квартал 1983 г.— в августе 1982 г. II квартал 1983 г.— в ноябре 1982 г. III квартал 1983 г.— в феврале 1983 г. IV квартал 1983 г.— в мае 1983 г.

Сбор заказов по каждому бюллетеню будет производиться в течение 45 дней со дня его поступления в книжный магазин.

Для оформления заказа на книгу издательства необходимо указать квартал и позицию.

«АКАДЕМКНИГА»

Ž

Геотектоника, 1982,



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»