

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1975

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1975

СОДЕРЖАНИЕ

К 80-летию Николая Сергеевича Шатского	3
Вопросы советской науки	5
К. А. Клитин. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных	11
Б. М. Келлер. Тектонический метод в стратиграфии докембрия	21
Л. П. Зоненшайн, О. Д. Суетенко, Л. Жамьяндамба, Г. Ээнжин. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен	28
А. А. Горелов. К методике исследования локальных поднятий Западной Сибири	45
В. П. Лозиев. К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии (на примере Кафирниганского антиклинория)	54
В. Б. Караулов, А. Л. Ставцев. О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока	71
М. Н. Шапиро, В. А. Селиверстов. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова	85
Б. А. Новоселов. Роль давления подземных газов в формировании тектонических структур	95

Критика и дискуссии

С. А. Захаров. На пути к теории тектогенеза (к выходу в свет книги В. Е. Хаина «Общая геотектоника»)	102
В. Е. Хаин. Ответ на рецензию С. А. Захарова	111

Хроника

Вопросы тектоники на Международном коллоквиуме «Варисциды Центральной и Западной Европы» (г. Рени, Франция, 1974 г.)	115
--	-----

GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1975

CONTENTS

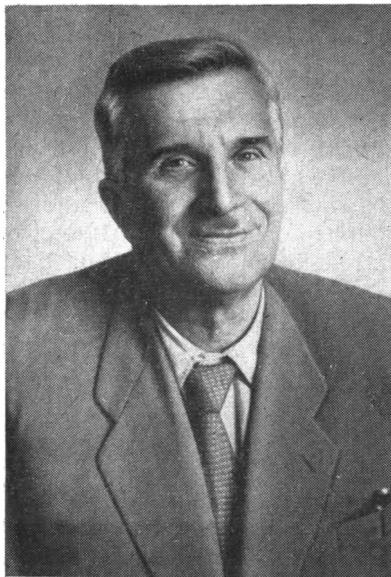
To the 80-th anniversary of N. S. Schatsky	3
Problems of Soviet science	5
K. A. Klitin. The problem of Baikalian folding in the light of modern data	11
B. M. Keller. The tectonic method in Precambrian stratigraphy	21
L. P. Zonenshain, O. D. Suetenko, L. Zhanmiandamba, G. Eenzhin. Structure of the axial part of the South-Mongolian eugeosyncline in the Dzolen mountain range	
A. A. Gorelov. To the methods of studying local uplifts in Western Siberia	28
V. P. Loziev. To the problem of the origin of deformations in the cover of the South-Tadzhik depression (on the example of the Kafirnigansk anticlinorium)	45
V. B. Karaulov, A. L. Stavtzev. On the main system of faults in the continental part of the Far East	54
M. N. Shapiro, V. A. Seliverstov. Morphology and age of folded structures in Eastern Kamchatka at the latitude of Kronotsky peninsula	71
B. A. Novoselov. The role of subterranean gas pressure in the formation of tectonic structures	85

Critique and Discussions

S. A. Zakharov. On the route towards a theory of tectogenesis (in connection with the publication of V. E. Khain's book «General Geotectonics»)	102
V. E. Khain. A reply to the review by S. A. Zakharov	111

Chronicle

The problems of tectonics at the International colloquium «Variscides of Central and Western Europe» (Rennes, France, 1974)	115
---	-----



К 80-ЛЕТИЮ НИКОЛАЯ СЕРГЕЕВИЧА ШАТСКОГО

28 августа этого года исполняется 80 лет со дня рождения Н. С. Шатского и 15 лет со времени его кончины в 1960 г.

Н. С. Шатский был исключительно разносторонним и талантливым геологом, одним из создателей советской тектонической школы, рассматривающей тектонические процессы как проявления развития земной коры. Им были созданы многие важнейшие научные направления нашей науки, и мы во многом ему обязаны тем, что тектоника заняла подобающее место в ряду геологических наук.

Являясь учеником А. Д. Архангельского, Николай Сергеевич не просто продолжил заложенное А. П. Карпинским и А. Д. Архангельским учение о древних платформах, но и значительно развил его. В ряде работ 1940—1946 гг. им были даны совершенно новые определения главных структурных элементов платформ, были охарактеризованы их генетические особенности и введены те термины, которые сейчас стали общепринятыми (щиты, плиты, синеклизы, антеклизы, авлакогены). Не только мы, советские геологи, используем эти понятия, но они получили широкое признание в мировой геологической литературе.

Н. С. Шатскому принадлежит заслуга разработки учения о геологических формациях, т. е. о связи особенностей образования осадочных и вулканических толщ с формированием и развитием определенных тектонических элементов земной коры. Впервые он изложил основные положения этого учения на лекциях по тектонике, которые читал для аспирантов МГРИ весной 1940 г., а далее оно было развито им в ряде хорошо известных работ.

На основе изучения условий залегания мощных докембрийских толщ Байкальской горной области и соотношения их с кембрийскими Н. С. Шатский установил в 1932 г. эпоху байкальской складчатости на границе докембрия и кембрия.

Благодаря широкой эрудиции Н. С. Шатскому удалось понять и правильно оценить стратиграфическое положение и роль огромных по мощности толщ западного склона Урала, залегающих ниже ордовикских отложений. На основе глубокого анализа разреза этих отложений, по данным ряда исследователей и собственным полевым наблюдениям, он пришел к выводу о необходимости выделения их в особую даже не си-

стему, а группу, которую он предложил назвать рифейской. Эти его выводы сначала не были приняты, но по прошествии нескольких лет получили широкое признание.

Н. С. Шатским очень много сделано для тектонического районирования нашей страны. Первые тектонические карты СССР (1953 и 1956 гг.) были составлены с личным участием и под его редакцией. Ему же принадлежит и редактирование первой международной Тектонической карты Европы. Н. С. Шатского очень интересовали многие проблемы тектоники, в частности унаследованные структурные элементы земной коры в процессе ее развития и длительности складкообразования. Очень много труда им было положено для освещения тектонических закономерностей формирования фосфоритов и эндогенных рудных месторождений.

Много времени Николай Сергеевич уделял истории науки, он редактировал перевод геологических работ Ч. Дарвина на русский язык и написал интересную работу о Дарвине как геологе. Ему же принадлежат блестящие биографические очерки о А. П. Карпинском, А. Д. Архангельском, В. А. Обручеве, Р. И. Мурчисоне и о других выдающихся ученых.

Николай Сергеевич Шатский оставил нам очень богатое научное наследство, и идеи его многие годы еще будут вдохновлять исследователей.

ВОПРОСЫ СОВЕТСКОЙ НАУКИ**ОТ РЕДАКЦИИ**

Через несколько лет после окончания Великой Отечественной войны Академия наук СССР предприняла большую и ответственную работу по выявлению наиболее актуальных и крупных научных проблем.

В области геологии в качестве такой проблемы Н. С. Шатским была названа проблема «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР». Им (вместе с рядом специалистов) в 1953 г. была написана подробная программная записка, на основе которой в дальнейшем развернулась деятельность специальной междуведомственной комиссии.

Н. С. Шатский, возглавивший эти исследования, уделял им большое внимание, считая их крайне важными как в научном, так и в практическом отношении.

Текст программной записки, по мнению редколлегии, во многих своих частях интересен и в наши дни. Ниже публикуются отдельные выдержки из этого текста, наиболее близко отвечающие профилю журнала.

ОБОСНОВАНИЕ НЕОБХОДИМОСТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Законы размещения минеральных концентраций в земной коре — основная и главнейшая проблема современной геологии.

Практическое значение этой проблемы очевидно; зная закономерности, по которым распределяются в недрах земли руды и нерудные полезные ископаемые, можно легче разрешать те практические задачи, которые ставят перед геологической наукой промышленность, земледелие, социалистическое народное хозяйство.

Теоретическое значение этой проблемы огромно, поскольку в этой проблеме воедино связываются крупные теоретические обобщения по строению и развитию земной коры с обобщениями, с одной стороны, касающимися ее вещественного состава, развития и происхождения осадочных формаций, интрузивных, жильных и рудных образований, с другой стороны, с обобщениями геохимического характера о путях концентрации и рассеивания элементов в земной коре. Таким образом, для решения самой важной задачи геологии в этой проблеме, как в фокусе, сходятся теоретические исследования как в области частных дисциплин (тектоники, стратиграфии, петрографии, минералогии и геохимии), так и теоретические исследования в геологии в целом, в геологии как науке о строении и развитии земной коры.

В поисках полезных ископаемых все более и более возрастает роль прогнозов, основанных на закономерностях размещения месторождений; роль прогнозов растет по мере сокращения неисследованных площадей и перехода от поисков открытых и легко открываемых месторождений к месторождениям, трудно открываемым, в том числе и к месторождениям закрытого типа.

Со второй половины 30-х годов с возрастающей настойчивостью ставится вопрос о составлении прогнозов по полезным ископаемым, в частности путем составления специальных карт прогнозов. Значение прогнозов и необходимость теоретической разработки научных основ этих прогнозов были в полной мере оценены А. Е. Ферсманом и А. Д. Архангельским. Вопрос о прогнозах приобрел особенно большую остроту в эпоху Отечественной войны в связи с перебазированием промышленности в восточные районы. Однако окончание войны сделало его еще более актуальным, так как возросшие потребности промышленности все в большей степени приходится удовлетворять уже не за счет обследования неизученных территорий, а путем целесообразно поставленных дополнительных, более детальных исследований старых, часто с применением дорогостоящих видов работ.

При плановом хозяйстве социалистического общества создаются самые благоприятные общественно-экономические предпосылки для развития прогнозирования на широких территориях.

По-видимому, нет сомнений, что это актуальные задачи советской геологии. Многие советские геологи пытались разрешать эти задачи. Так, хорошо известны в этом направлении работы В. А. Обручева по металлогеническим эпохам и провинциям Сибири, А. Д. Архангельского — по нефти и бокситам, И. М. Губкина — по нефти, П. И. Степанова — по угленосным бассейнам, С. С. Смирнова — по металлогении Тихоокеанского пояса, А. Е. Ферсмана — по распределению минерального сырья и работы многих других современных геологов, касавшиеся преимущественно частных вопросов рассматриваемой проблемы.

Несмотря на это, приходится констатировать, что материалы по закономерностям распределения полезных ископаемых еще малочисленны, кроме того, они недостаточно сведены, систематизированы и обобщены, а методика прогнозирования разработана еще крайне слабо.

ПУТИ И МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Современное положение этой проблемы в Советском Союзе показывает, что исследования необходимо вести в следующих направлениях и следующими способами.

1. Исследования распределения в земной коре осадочных месторождений полезных ископаемых:

а) сравнительно-литологическим методом изучения размещения полезных ископаемых;

б) формационным методом выяснения закономерностей распределения осадочных полезных ископаемых в земной коре.

2. Исследования распределения в земной коре магматогенных месторождений:

а) сравнительно-петрологическим методом изучения магматических комплексов с учетом специфики их металлоносности;

б) анализом региональной металлогении, а именно выделением однотипных структурно-магматических и рудных комплексов («региональная металлогения»);

в) разработкой методики «районных прогнозов» при помощи изучения магматического, геолого-структурного, геолого-литологического и минерально-геохимического контроля оруденения;

г) разработкой методики «крупномасштабных прогнозов», в частности прогнозов распространения оруденения на глубину при помощи топоминералогических исследований; исследования парагенезов структур и тектур руд, взаимодействия с вмещающими породами и метаморфизма.

3. Обобщение и синтез данных о закономерностях пространственного размещения главных полезных ископаемых как осадочного, так и магматогенного происхождения, и об их распределении на территории СССР по естественным тектоническим областям (Русская и Сибирская

древние платформы, зона альпийской складчатости, зоны Тихоокеанского пояса, герцинской складчатости — Урал, Казахстан и т. д.).

Как отмечалось в ввводной части, проблемы размещения минеральных концентраций в земной коре — самая общая проблема геологии; поэтому ее решение должно основываться на главнейших достижениях всей современной геологии и никоим образом не может быть ограничено только обобщениями из области минералогии, учения о рудных месторождениях или геохимии. Так, например, при решении вопросов, касающихся распределения как осадочных полезных ископаемых, так и магматогенных минеральных концентраций, и при установлении общих закономерностей распространения всех видов месторождений совершенно обязательны: тектонический анализ, данные о тектонических закономерностях распределения осадочных и магматогенных формаций как во времени, так и по площади земного шара и на территории СССР в первую очередь. Тектоника должна пронизывать проектируемую работу во всех ее частях и направлениях. Тектоника — та ветвь геологии, исследования в области которой освещают важные особенности того геологического пространства, в пределах которого выясняются закономерности размещения полезных ископаемых и производятся их поиски. В этом большое, часто ведущее значение, которое имеют тектонические методы в этой проблеме.

Такое же положение, как геотектоника, в решении проблемы размещения занимают геохимия и петрография.

Проблема размещения полезных ископаемых выдвигает необходимость исследовательской работы и в смежных областях, особенно над теми темами, решение которых может существенно влиять на работу по основной проблеме. Сюда относятся сравнительно-тектонические исследования однородных структурных областей, например, древних платформ, молодых платформ, сравнение тех и других; далее — общая классификация складчатых областей на основе их развития, сравнительная тектоника палеозойских складчатых зон и систем, мезозойских и кайнозойских, сравнение разновозрастных складчатых систем и т. д. Затем необходимо изучение происхождения и развития основных тектонических форм до синклиналиев и антиклиналиев включительно с разработкой их классификации.

Наконец, необходимы большие методические и картографические работы в области составления тектонических и петрографических карт разного масштаба.

Предложенные направления исследований вполне реальные, они не проектируются как возможные, а существуют как готовые, сложившиеся направления в наших ведущих геологических институтах как Академии наук, так и Министерства геологии и охраны недр и в исследовательских ячейках высшей школы. Именно поэтому уже сейчас возможно так широко поставить исследования по этой проблеме, именно это является залогом успеха этого начинания.

ФОРМАЦИОННЫЙ МЕТОД ВЫЯСНЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Для изучения распределения полезных ископаемых, во всяком случае осадочных, сингенетических с вмещающими осадочными породами, целесообразно использовать новейшие обобщения о геологических формациях, являющиеся по существу дальнейшим развитием представлений геологии XIX и первой половины XX в. о платформенных и геосинклинальных осадках и фациях.

Полезные ископаемые представляют собой по существу горные породы, входящие в состав определенных формаций. Эти горные породы отличаются от вмещающих их «пустых» отложений своим вещественным

составом, особым, редким, практически более ценным. По существу, следовательно, это тоже сложные агрегаты минерального или органогенного происхождения, но встречающиеся реже, редко или очень редко. Поэтому мы вправе считать, что слои полезных ископаемых так же тесно, парагенетически связаны с другими породами, слагающими данную формацию, как и эти последние связаны между собой. Другими словами, положение рудных и нерудных залежей в данных формациях не случайно, а строго закономерно, как закономерно и строение, типы и переслаивание пород, слагающих эти формации.

Закономерность размещения полезных ископаемых в осадочной толще постоянно находит себе подтверждение в нашей геологоразведочной практике. На этом основаны многие прогнозы поисков, результаты которых на практике подтвердили правильность многих таких выводов, сделанных советскими геологами.

В основу всех наших представлений и обобщений о формациях как об естественно-исторических телах положен парагенезис горных пород. Формации отличаются друг от друга своими парагенезисами. Точно так же руды и другие скопления минерального сырья в слоистой толще должны рассматриваться только как отдельные члены формаций, не всегда, может быть, обязательные, но всегда парагенетически связанные с вмещающими породами; такие парагенетические связи устанавливаются эмпирически, без каких-либо гипотетических предпосылок. Они дополняются в процессе усовершенствования наших знаний о формациях. Наоборот, в решении вопросов происхождения, о генезисе отдельных пород, руд или их сочетаний всегда в большей или меньшей степени содержится элемент предположительный. В этом отношении формации имеют преимущества над фациями, так как генетические классификации последних, даже наиболее совершенные, основаны на некоторых предположениях, из которых наиболее важным, но и наименее достоверным, является актуалистическое представление о палеогеографической обстановке прошлых геологических периодов.

Было бы, однако, ошибочным, если бы при изучении формаций и заключенных в них полезных ископаемых не строились гипотезы и не разрешались вопросы о происхождении, развитии и условиях образования формаций или отдельных слагающих их пород, руд, минеральных концентраций, и все дело ограничивалось бы чисто эмпирическими выводами; наоборот, установление парагенезисов позволяет по-иному ставить многие из указанных вопросов и находить иные решения. В качестве примера генетических выводов, правда, довольно грубых, но вытекающих из парагенезисов пород в формациях, укажем следующий: постоянство ассоциации «медистых песчаников и сланцев» с группой так называемых пестроцветных формаций и отсутствие аналогичных руд в других группах формаций не оставляет никаких сомнений в том, что все медные руды этого типа осадочного происхождения, сингенетичного с вмещающими породами. Все минералогические и петрографические доказательства эпигенетического характера некоторых рудных минералов в этих толщах совершенно справедливы, однако они касаются постседиментационной миграции медных соединений внутри меденосной пестроцветной формации, а не привноса их со стороны.

Чисто минералогические и геохимические доказательства эпигенетических рудных минералов могут приниматься только в том случае, если и общие геологические условия не противоречат этому. Формационный анализ, если можно так выразиться, в решении вопросов распределения минеральных месторождений имеет предпочтительное значение перед всеми другими.

Пути, по которым надо развивать изучение полезных ископаемых и вмещающих их формаций для решения основной проблемы о законах размещения полезных ископаемых, следующие.

1. Изучение закономерностей распределения месторождений отдельных главнейших полезных ископаемых по формациям. Задачей группы работ является выяснение: а) в каких формациях встречается данное ископаемое, например угли, бокситы, фосфориты и т. д.; б) в какие естественные группы соединятся эти выделенные рудоносные формации; в) как изменится вещественный состав руды (минерально-химическая характеристика) в зависимости от нахождения ее в той или иной группе формаций; г) как распределяются эти рудоносные формации в тектоническом отношении в земной коре. В задачу входит также классификация месторождений отдельных руд и нерудного сырья и критерии для поисков их с точки зрения учения о формациях. Таким способом надо изучить в осадочных формациях распределение угля, нефти, фосфоритов, железных руд, бокситов, марганцевых руд, медных руд, свинца и цинка, различных солей и т. д.

2. Формационным методом будут изучены прежде всего естественные группы, комплексы полезных ископаемых. Только таким образом удастся установить общие закономерности распределения минеральных месторождений в зависимости от тектонических структур. Однако на некоторые элементы и на некоторые районы, наиболее актуальные, следует обратить особенное внимание, поставив на них специальные крупные исследовательские работы как полевые, так и камеральные. Так, из комплекса осадочных месторождений такой разработке будут подвергнуты месторождения марганца, бокситов, фосфоритов и калийных солей и галита. Следует поставить прогнозы и провести их проверку для фосфоритов на территории Сибири как для платформенных, так и для геосинклинальных типов залежей; решить с полным научным основанием вопрос о возможности нахождения каменной соли на территории Дальнего Востока, а калийных солей вообще на площади Южной Сибири и Казахстана. Кроме того, надлежит обратить особое внимание на возможные осадочные месторождения свинца и цинка в СССР, выяснив формационную их характеристику и условия образования. Наконец, провести исследования осадочной группы месторождений железа, фосфора, марганца и алюминия, особенно в формациях вулканогенно-кремнистой группы юга Сибири, Казахстана и Дальнего Востока.

3. Изучение формаций полиформационных полезных ископаемых, необходимое для выяснения распределения естественных групп полезных ископаемых, например, групп меди, свинца и цинка и др. Последние работы необходимы потому, что они, во-первых, уточняют выводы, полученные первым из указанных путей, во-вторых, дают сведения об относительном распределении месторождений в сходных формациях и позволяют делать ценные конкретные обобщения по вопросу о генезисе данных полезных ископаемых.

4. Изучение естественных рядов и групп формаций и связанных с ними месторождений главнейших полезных ископаемых (например, вулканогенно-кремнистой группы формаций) для выяснения, во-первых, размещения этой группы во времени и в различных тектонических зонах, во-вторых, изменчивость и эволюцию входящих в их состав формаций и рядов в целом, в-третьих, изменчивость месторождений полезных ископаемых в связи с развитием формаций и т. д. Этим путем удастся выяснить общие основные законы распределения осадочных руд и нерудных концентраций в земной коре, т. е. необходимые предпосылки для решения конкретных задач о критериях поисков полезных ископаемых и т. д.

Все изложенные данные касаются осадочных формаций и сингенетических с ними осадочных залежей руд и нерудных концентраций. По существу и в группе магматических месторождений, в изверженных породах можно выделить также формации, их ряды, группы и приуроченные к ним характерные руды.

**НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ
О РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ
В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМЫ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

Одна из причин неуспеха старых попыток решения проблемы размещения руд заключается в том, что большинством прикладных геологов процессы рудообразования рассматриваются вне связи с историей геологического развития региона, в котором они проявляются, и исключительно сложный процесс формирования минеральных месторождений анализируется не в его историческом развитии, а с точки зрения отдельных, более или менее случайных, факторов.

Развитие каждой крупной тектонической структуры (например, геосинклинальной области) начинается одновременно с завершением структур, заложенных ранее в других регионах, и моментов покоя — перерывов между концом формирования одних складчатых областей и началом формирования других — в природе не существует. Вместе с тем самые процессы формирования складчатых областей, процессы развития земной коры за промежуток времени от начала протерозоя до кайнозоя протекают по одному типу и вызывают если не однородные, то во всяком случае однотипные эффекты. Эти процессы в разных регионах растягиваются на различное время — в одних протекают быстрее, в других медленнее, в одних с большей, в других с меньшей полнотой, но всегда направленно, всегда закономерно и последовательно, причем эта последовательность отмечается в настоящее время не только в области металлогении, но и в других геологических явлениях, например, отмечаются определенная последовательность и закономерность проявления естественных рядов осадочных формаций.

Можно сказать, что процесс развития земной коры одинаково направлен в геосинклинальную стадию ее развития, подчиняется одним законам, но в различных участках земли происходит в разное время и с разными темпами. Для металлогенических целей важно установить сходные стадии этого процесса, так как именно в эти стадии происходят однотипные геологические явления, вызывающие одинаковый эффект. Следовательно, для целей металлогенического анализа необходимо составлять карты, отличные от обычных геологических карт, в которых следует сопоставлять однотипные, а не разновозрастные образования.

* * *

Работы по проблеме о закономерностях по размещению полезных ископаемых, несомненно, далеко продвинуто решение некоторых теоретических вопросов геологии, особенно следующих: общей теории рудообразования, происхождения осадочных пород и осадочных полезных ископаемых, учение об осадочных формациях, магматические формации и происхождение магматогенных руд, природа так называемых телемагматических месторождений, общие вопросы осадкообразования, вопросы магматической дифференциации и происхождения различных типов магматических пород, рудные парагенезы и семейства руд и т. д. Будет значительно продвинуто решение многих теоретических вопросов по общей геологии и тектонике и геохимии, в частности региональной тектонике СССР, методика составления тектонических карт, происхождение и развитие геосинклинальных областей и платформ и др.

УДК 551.24+551.72

К. А. КЛИТИН

ПРОБЛЕМА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ

Байкальская складчатость, установленная Н. С. Шатским в 1932 г., получила широкое признание как в нашей стране, так и за рубежом. Однако методический подход к ее выделению не разработан. На основании новых данных геологии и радиометрии байкальская складчатость рассматривается как планетарный процесс, в результате которого в пределах ряда геосинклинальных систем в интервале 800—600 млн. лет сформировался гранитно-метаморфический слой, а в отдельных областях наступил континентальный этап развития. По своей истории, времени замыкания и консолидации байкальские геосинклинали существенно отличаются от раннекаледонских (салаирских). Предлагается все разновозрастные складчатости, прошедшие рифейский цикл развития (гренвилльская, готская, кибарская, байкальская), объединить под названием «рифейские» («рифиды»).

В последнее время проблема байкалид и байкальской складчатости привлекает внимание широких кругов геологов как в нашей стране, так и за рубежом. Байкалиды выделяются в пределах юга Восточной Сибири, в Европе, Африке, Южной Америке и Австралии. Области байкальской складчатости нашли отражение на международных тектонических картах континентов (Международная тектоническая карта Европы, 1964; Carte tectonique internationale d'Afrique, 1968; Тектоника Африки, 1973).

Известно, что выделение байкальской складчатости неразрывно связано с именем Н. С. Шатского. Открытие им складчатых зон байкальского возраста явилось результатом глубокого анализа отрывочных данных 30-х годов по геологии и тектонике Сибирской платформы и ее обрамления.

В 1924 г. Н. С. Шатский начал преподавательскую деятельность сначала в Московской Горной академии, а затем в Московском геолого-разведочном институте, помогая А. Д. Архангельскому при чтении курса «Геология СССР». Вскоре А. Д. Архангельский поручил ему самостоятельное чтение раздела «Геология Сибири». Преподавательская работа оказала на Н. С. Шатского, как он писал в автобиографии «... огромное влияние: она помогла ставить и разрешать ряд важных геологических вопросов» (1963, т. I, стр. 10). На основе курса прочитанных лекций в 1932 г. родилась статья «Основные черты тектоники Сибирской платформы», которая имела не только региональное значение, но и внесла существенный вклад в понимание складчатых областей позднего докембрия.

В 1931—1932 гг. Н. С. Шатский принял участие в полевых исследованиях в районе устья р. Селенги и прилежащих участков Байкала, во время которых ему удалось в поле познакомиться со строением докембрийских комплексов юга Сибири. В статье «Основные черты тектоники Сибирской платформы» (Н. С. Шатский, 1964) Н. С. Шатский пока-

зал неоднородность строения платформы, расчленив ее, как он писал, «на естественные тектонические области, имеющие свои характерные особенности строения».

При своем анализе он не мог обойти спорного вопроса о возрасте и структуре обширных горных сооружений, обрамляющих с юга Сибирскую платформу и включающих Байкальскую горную область, Восточный Саян и Енисейский кряж.

Известно, что в начале 30-х годов одна группа геологов (следуя И. Д. Черскому, Э. Зюссу, В. А. Обручеву) относила эти сооружения к так называемому древнему темени Азии, т. е. к древнейшим складчатым областям, которые В. А. Обручев сравнивал с Балтийским и Канадским щитами. Другая группа крупных геологов (следуя Л. Делоне, М. М. Тетяеву, А. А. Борисяку), наоборот, включила эту территорию в состав каледонид. Глубоко проанализировав данные о строении спорных областей, Н. С. Шатский пришел к новому толкованию их тектоники.

В первую очередь он обратил внимание на соотношение метаморфических толщ, относимых к несомненному докембрию, с фаунистически охарактеризованными известняками ленского яруса нижнего кембрия, которые в те времена датировались средним кембрием. При этом его особое внимание привлекла мощная серия обломочных пород, расположенная между ними в районе Прибайкалья (ушаковская и мотская свиты) и на севере Енисейского кряжа (чивидинская серия), которые в 30-х годах отнеслись к основанию кембрия, а в настоящее время — к верхнему рифею — венду. Происхождение этих отложений он связывал с орогенным этапом развития рассматриваемых территорий, подчеркивая, что «сильные орогенические движения, связанные со складкообразованием конца докембрийского времени, создали в Байкальской зоне сложный рельеф, может быть, ряд скалистых островов, разрушение которых и дало обильный кластический материал, отложившийся в виде мощных терригенных осадков конца докембрия и начала кембрия. Тектонические движения продолжались здесь и в последующее время, в палеозое» (Шатский, 1964, т. II, стр. 210).

Особенно следует подчеркнуть, что Н. С. Шатский еще на основании очень предварительных данных впервые понял формационный смысл терригенных толщ, подстилающих кембрий, таких, как упомянутые чивидинская и ухаковская свиты, рассматривая их в качестве орогенного комплекса пород. Он уже тогда отверг распространенное предположение, согласно которому глыбовые конгломераты чивидинской свиты севера Енисейского кряжа диагностировались как ледниковые образования (тиллиты), высказав предположение об их пролювиальном генезисе. Таким образом, Н. С. Шатский при тектоническом районировании Сибирской платформы, применяя формационный метод, впервые выделил достаточно крупные участки земной коры, претерпевшие в конце докембрия интенсивные складчатые движения, в результате которых геосинклинальные системы замкнулись и перешли к орогенному, а затем и платформенному этапам развития.

Эта складчатость, наиболее молодая из докембрийских, была названа байкальской, так как соотношение орогенного комплекса с дислоцированными верхнедокембрийскими толщами хорошо наблюдается на западном берегу Байкала.

Н. С. Шатский предполагал, что разновозрастные с байкалидами складчатые сооружения располагаются между Тиманом и Уралом. Серицитовые сланцы рассматривались им как выходы на поверхность байкальского складчатого основания, погруженного восточнее под мощные толщи палеозоя Печорской впадины. Близкие по возрасту зоны предполагались также по внешней окраине скандинавских каледонид, в районе Спарагмитового поля юга Норвегии, а также в Емтланде и Финмаркене, где отмечаются структурные формы, образованные гипер-

борейской серией и перекрытые с несогласием и разрывом тиллито-подобными конгломератами верхнего докембрия.

Новый этап в развитии представлений о байкалидах начался после выделения на западном склоне Урала осадочных пород рифейской группы. Закономерное строение рифейских осадочных комплексов, завершающихся в верхах молассовой формации (ашинская свита), привело Н. С. Шатского к выводу о существовании крупного рифейского цикла развития земной коры, завершающегося байкальской складчатостью.

Таким образом, к четырем классическим эпохам складкообразования: гуронской (карельской), каледонской, герцинской и альпийской добавилась новая байкальская эпоха.

Идеи Н. С. Шатского о байкальской складчатости быстро распространились среди советских и зарубежных геологов, но подход к признакам ее выделения и временная интерпретация до сих пор далеко не единодушны.

Ряд геологов, особенно зарубежных (Graindor, 1965; Carte tectoniques internationale d'Afrique, 1968) рассматривают байкальскую складчатость как кратковременную тектоническую фазу в кембрии, фиксируя ее по угловым несогласиям. Однако методика установления эпох складчатости по угловым несогласиям не отвечает принципам выделения таких эпох, разработанным А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским.

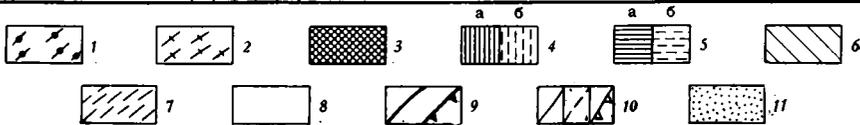
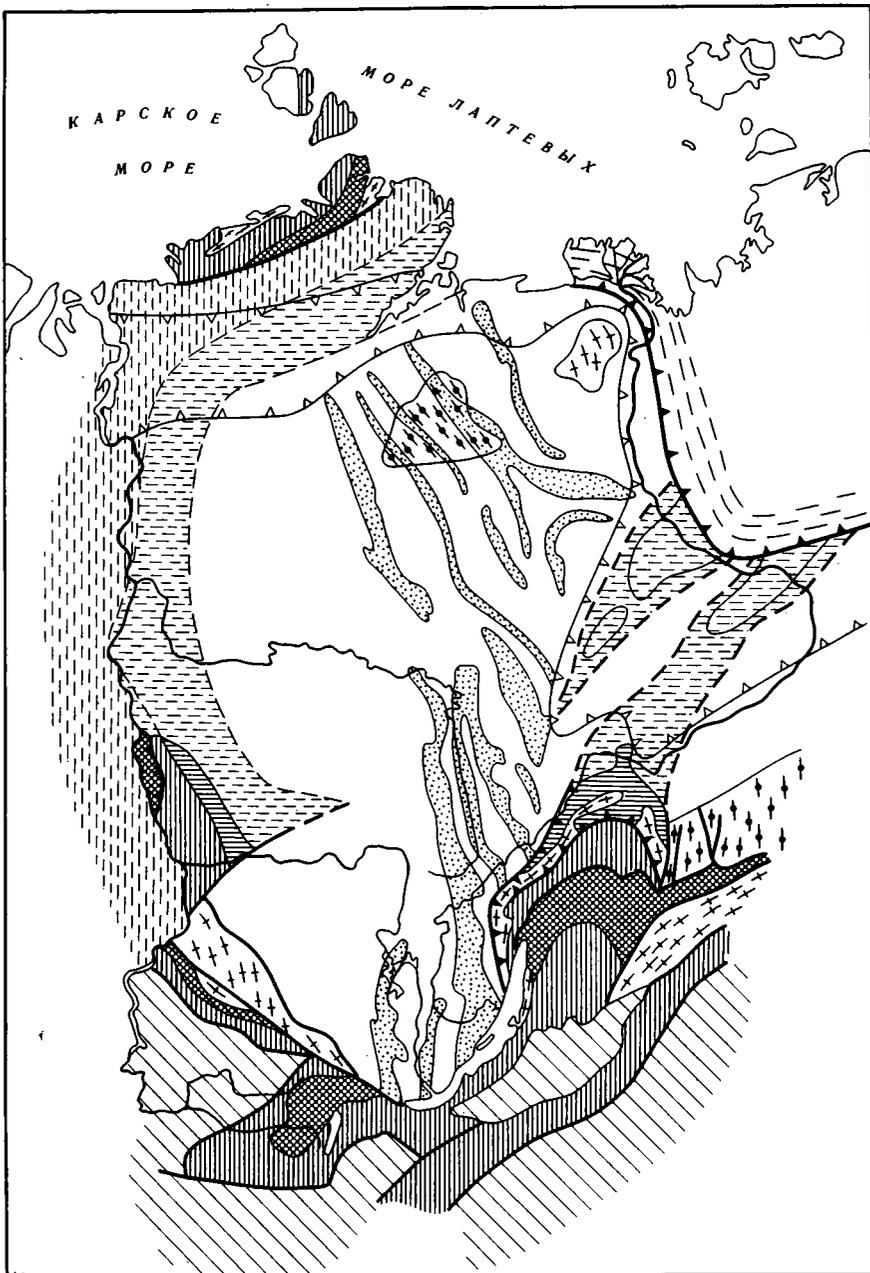
Н. С. Шатский отметил, что возраст складчатости определяется временем превращения геосинклинальной области в платформу, когда происходят резкие качественные изменения в структуре крупных участков земной коры. Он постоянно подчеркивал длительность и неравномерность этого процесса, а угловым несогласиям отводилась второстепенная роль.

Рассматривая представления Г. Штилле, установившего в 1949 г. ассинтскую складчатость и считавшего, что замыкание ассинтских геосинклиналей произошло в единственную кратковременную фазу, точно на границе кембрия и докембрия, Н. С. Шатский (т. I, стр. 587) особо подчеркивал, что орогенез на границе кембрия и протерозоя растягивался на продолжительное время, вплоть до верхнего кембрия, и байкальскую складчатость, как и любую другую, следует рассматривать как длительный процесс.

Некоторые отечественные авторы, несколько формально применяя определение байкалид, предложенное Н. С. Шатским, отнесли к ним обширные территории распространения ранних каледонид (салаирид) юго-западной Сибири, геосинклинальное развитие которых окончилось в первой половине кембрия.

А. А. Богданов и В. Е. Хаин (1968), (Хаин, 1971) выступили с предложением выделять эпохи раннебайкальской и позднебайкальской складчатостей. Другие исследователи считают, что термин «байкалиды» ныне потерял свою четкость, и поэтому его следует заменить. Например, геосинклинальные системы, замкнувшиеся в конце докембрия, предлагается называть рифеидами (Алтухов и др., 1973). Наконец, существует мнение и об отсутствии проявлений байкальской складчатости вообще в пределах тектонотипа — Байкальского горного сооружения (Бутов и др., 1974).

В свете современных данных понятие о возрасте складчатости необходимо несколько видоизменить. Известно, что в процессе геосинклинального развития в условиях прогрессивного метаморфизма, гранитизаций и сложной складчатости, сопровождаемой развитием покровов и шарьяжей, создается мощный гранитно-метаморфический слой. Процесс этот длительный и протекает неравномерно (Штрейс, 1967; Пейве и др., 1972). Время окончания геосинклинального процесса отвечает началу континентальной стадии развития складчатой области. С некоторой



Тектоническая схема складчатого обрамления Сибирской платформы.
 Сибирская платформа: 1 — архейские складчатые комплексы; 2 — нижнепротерозойские складчатые комплексы (в Оленекском поднятии — дорифейские). Складчатое обрамление: 3—4 — гранитогнейсовый слой сформировался к концу рифея (байкалиды), 3 — зоны выходов океанической коры; 4 — зоны выходов коры переходного типа: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; 5 — рифейские миегосинклинальные комплексы на сиалической коре нижнепротерозойского возраста (а также мощные рифейские комплексы под Вилюйской синеклизой: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; б — грани-

долей условности это время можно фиксировать по появлению орогенных формаций (Херасков, 1965), а также наземного вулканизма известково-щелочного и щелочного рядов (Пейве и др., 1972) и калиевых гранитов.

Основываясь на таких представлениях, вдоль окраин Сибирской платформы можно выделить протяженные зоны, гранитно-метаморфический слой в которых сформировался в конце докембрия, главным образом 700—800 млн. лет назад. В основном это те области, которые в 1932 г. Н. С. Шатский и выделил в качестве байкалит. К ним относится Байкальская складчатая область, глубоко вклинивающаяся внутрь Сибирской платформы и отделяющая Ангаро-Анабарский массив от Алданского щита (Клитин и др., 1970). На ее продолжении на северо-восток под Вилуйской синеклизой лежит система рифейских грабенообразных впадин (рисунок). Западную ветвь байкалит составляет сложная складчатая система Восточного Саяна, а также широкая полоса докембрийских пород вдоль Енисея; скрытая на большом протяжении под палеозойским чехлом Сибирской платформы и мезозойско-кайнозойским — Западно-Сибирской плиты. Выходы этой полосы на поверхность прослеживаются в районе Енисейского кряжа, Туруханского поднятия и в Игарском районе. По геофизическим данным, в ее пределах выделяются Енисейско-Туруханская полоса магнитных минимумов и Касско-Игарская — больших максимумов магнитного поля, которые, как полагает Р. А. Гафаров (1965), отражают мио- и эвгеосинклинальные структуры байкалит. Действительно, в окрестностях Игарки наблюдаются выходы рифейских толщ, сложенных преимущественно вулканитами основного состава. Касско-Игарская полоса магнитных максимумов в районе Игарки поворачивает на восток в пределы Хатангской впадины и Таймыра. В этой связи следует остановиться на некоторых проблемах докембрийской геологии Таймыра.

В строении севера Таймыра основную роль играют метаморфические породы докембрийского возраста (Погребицкий, 1971). К дорифейским образованиям условно относятся отдельные глыбы, породы которых метаморфизованы в амфиболитовой и отчасти гранулитовой фациях (карская и фаддеевская свиты). Большая часть севера Таймыра сложена зелеными сланцами, возникшими частично по основным эффузивам, а также слюдястыми кварцитами. Широкая полоса метаморфизованных основных эффузивов протягивается вдоль юго-восточной окраины докембрийских выходов зеленых сланцев. На зеленых сланцах с размывом и несогласием залегают неметаморфизованные песчано-сланцевые и карбонатные породы, причем в карбонатных толщах (колосовская свита), по определению З. А. Журавлевой, присутствуют онколиты и катаграфии, имеющие сходство со среднерифейскими. Докембрийский комплекс завершается толщей битуминозных известняков, в основании которых располагается горизонт валунных конгломератов. Рифейские толщи со структурным несогласием перекрываются известняками и доломитами нижнекембрийского возраста.

Пока не ясен возраст зеленых сланцев Таймыра, подстилающих неметаморфизованные среднерифейские образования. В настоящее время ряд исследователей не без основания относят их к нижней половине рифейского комплекса (Погребицкий, 1971; Забияка, 1971; Махлаев,

тогнейсовый слой, сформированный в раннем палеозое (салаириды); 7 — миеосинклинальный верхоянский складчатый комплекс на дорифейской континентальной коре; 8 — платформенный чехол на дорифейском и байкальском фундаменте; 9 — разломы: а — главные разломы, б — надвиги и покровы; 10 — структурные линии, границы, структурных зон: а — наблюдаемые, б — предполагаемые, в — границы мезозойских прогибов; 11 — зоны положительных магнитных аномалий фундамента Сибирской платформы

Коробова, 1972). В таком случае имеется новая обширная зона развития сибирских байкалид, которая и была выделена М. В. Муратовым (1974). Далее она изгибается на север и направляется в пределы Северной Земли. Однако возраст формирования складчатой системы Таймыра, вероятно, более ранний, чем в Енисейском кряже.

В последнее время в результате работ А. Д. Смирнова, Е. Н. Алтухова и др. (1967), а также совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР намечается юго-западная Сингилено-Хубсугульская ветвь байкалид, расположенная частично в пределах Монгольской Народной Республики (Зайцев, Ильин, 1970).

Анализируя строение геосинклинальных систем, Н. С. Шатский особо подчеркивал необходимость выявления стадийности их развития. Он делал это при помощи выделения структурных ярусов. Для глубоких (нижних) структурных ярусов характерно господство вулканогенно-осадочных формаций (спилито-кератофировой и др.), в средних преобладают сланцевые, карбонатные и граувакковые, прорванные массивами гранитов. В верхних структурных ярусах, отражающих орогенное развитие, выделяются формации флиша, молассы и паралических угленосных бассейнов (Шатский, т. I, стр. 472—473). Н. С. Шатский подчеркивал перспективность тектонического районирования «по эпохам зарождения новых геосинклинальных областей и систем, т. е. по началу геосинклинального развития» (Шатский, т. I, стр. 466), но при этом отмечал, что наши знания об этих эпохах пока совершенно недостаточны.

В настоящее время в связи с обширным комплексом работ в пределах океанических и приокеанических областей (Пушаровский, 1972) и детального направленного изучения ранних стадий геосинклиналей прошлого стало возможным подойти к кардинальным вопросам возникновения эвгеосинклинальных систем. По представлениям А. В. Пейве (1969), А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и др. (1972), эвгеосинклинальные системы возникли из океанических бассейнов прошлого, в которых происходили активные процессы формирования гранитно-метаморфической оболочки земной коры.

Для байкалид Сибири характерно присутствие обширных миогеосинклинальных зон, в которых осадки рифея слабо метаморфизованы и несогласно лежат на гранитно-метаморфических образованиях нижнепротерозойского возраста. Но существуют и эвгеосинклинальные зоны; они хорошо выделяются в Байкальской области, на западе Енисейского кряжа, в районе Игарки и на Таймыре.

В последние годы на северо-западном побережье Байкала удалось проследить нижние члены разреза байкальской эвгеосинклинальной зоны (Клитин, Павлова, 1974; Клитин и др., 1975). Здесь в основании разреза выделяется габбро-амфиболитово-ультрабазитовый комплекс, который перекрывается мощной однообразной толщей амфиболитов, представляющих собой метаморфизованные вулканогенные породы основного состава, по химическому составу имеющие сходство с толеитами и спилитами. Аналогичные породы, объединяемые в офиолитовую ассоциацию, развиты в пределах Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов Байкальской области, на северо-западе Енисейского кряжа и, вероятно, в пределах Таймыра, особенно вдоль юго-восточной окраины выходов метаморфических толщ. Предполагается, что офиолитовую ассоциацию можно сопоставить с океанической корой геологического прошлого.

Расположенные выше рифейские серии образуют комплекс пород переходной стадии развития земной коры. Особенности осадочных формаций этой стадии неплохо изучены в пределах Енисейского кряжа. Интересные новые данные о магматических формациях рассмотрены в работе Т. Я. Корнева, В. М. Даценко и А. В. Борзина (1974). В эвгеосин-

клинальной зоне кряжа в основании разрезов переходной стадии широко распространена аспидная формация (кординская, горбиллокская, удерейская свиты), в которую вклиниваются вулканогенные метабазальтовая и метабазальт-липаритовая формации. Выше располагаются карбонатно-терригенная формация, формация углистых известняков и доломитов и флишоидная формация. С осадочными формациями ассоциируют метадацил-липаритовая и метаандезит-базальтовая формации.

Породы переходной стадии метаморфизованы, смяты в сложные складки, частично гранитизированы и прорваны микроклиновыми и аляскитовыми гранитами, радиологический возраст которых 700—800 млн. лет.

Орогенный комплекс на территории байкалид Сибири представлен молассовой формацией верхнерифейско-вендского возраста (Постельников, 1973), содержащей покровы щелочных базальтоидов (возраст 550—660 млн. лет) и трахибазальтов (700 млн. лет). Как правило, комплекс на всей площади сменяется без несогласия кембрийскими карбонатными толщами, имеющими платформенный облик¹.

Дислоцированность кембрийских толщ, а также развитие в Байкальской складчатой области крупных интрузий нормальных и щелочных гранитов нижнепалеозойского возраста рассматриваются некоторыми исследователями (Бутов и др., 1974) как факты, позволяющие отрицать развитие здесь байкальской складчатости. Однако следует подчеркнуть, что упомянутые явления свидетельствуют лишь о продолжающемся наращивании «гранитного» слоя коры в континентальных условиях.

Этот процесс, вероятно, был связан с эпохой раннекаледонской складчатости на юге Сибири. С этой точки зрения интересны новые данные о развитии рифейской сиалической коры на севере Монголии. В. А. Благоврахов и И. П. Палей (1975) пришли к выводу, что обширные площади рифейской континентальной коры Северо-Востока Монголии вовлекались в кембрийское время в миогеосинклинальное прогибание, а в зонах расколов и раздвигов возникли вторичные эвгеосинклинали.

Из краткого обзора байкальских сооружений Сибири следует, что гранитно-гнейсовый слой в них был создан 700—800 млн. лет назад, т. е. в верхнем рифее, а местами, вероятно, и несколько ранее. Эпоха формирования коры континентального типа в это время была распространена на обширных территориях Земли.

В Европе верхнерифейские складчатые движения, сопровождаемые метаморфизмом и гранитообразованием, прослеживаются в ряде складчатых зон. Так, например, на Северном Тимане возраст метаморфических толщ п-ова Қанина—680—500 млн. лет, а возраст прорывающих их интрузий—670—480 млн. лет (Гецен, 1972).

В Армориканском массиве Франции также выделяются участки байкальской консолидации (Международная тектоническая карта Европы, 1964), что подтверждается данными радиометрии (Leutwein, 1968). Интенсивные процессы предвендского складкообразования, сопровождаемые формированием гранитов, имели место в Чешском массиве. Однако в Европе в байкальскую эпоху не было создано значительных площадей сиалической коры.

Широкое развитие рифейской сиалической коры наблюдается в южном ряде платформ, объединяемых в Гондвану. Н. А. Штрейс (1964) справедливо отметил, что в фундаменте этих платформ складчатые пояса рифейского возраста располагаются не только по окраинам платформ, но как бы их пронизывают. Особенно много новых данных получено о рифейских складчатых областях Африки, где можно выделить как байкальские, так и более древние рифейские складчатые системы (Тектоника Африки, 1973; Хаин, 1971; Божко, 1969). Исключительный

¹ На Таймыре залегание несогласное.

интерес представляет байкальская система Аравийско-Нубийского щита (Вишневский и др., 1975; Долгинов, Разваляев, 1971). В ее строении, по-видимому, большую роль играет рифейская океаническая кора, представленная базальтами, в меньшей степени андезитами, джеспилитами. Породы пронизаны многочисленными телами габбро и ультрабазитов. На этих образованиях располагаются позднерифейские толщи андезит-риолитового состава, содержащие пласты граувакк и мраморов. Орогенные образования (серии Хаммамат и Ават) сложены полого и несогласно лежащими толщами андезит-риолитов и конгломератов, возраст которых определяется в интервале 700—500 млн. лет. А. Н. Вишневский и др. (1975) подчеркивают длительный и неравномерный характер формирования сиалической коры. В частности, щелочной и ультраосновной щелочной магматизм орогенного этапа проявлялся в диапазоне 650—350 млн. лет.

В заключение следует отметить, что идея Н. С. Шатского о существовании в истории Земли в конце докембрия планетарной эпохи складчатости, высказанная более 40 лет назад, успешно развивается советскими и зарубежными геологами. За это время наши знания о сущности геосинклинального процесса в докембрии существенно дополнялись и совершенствовались. Однако важнейшая эпоха складчатости, магматизма и метаморфизма (а в нашем понимании — формирования континентальной коры) в интервале 800—600 млн. лет признана и выделяется почти на всех континентах Земли. Конечно, в понятие «байкальская складчатость» следует ввести определенные коррективы. Новые данные радиометрии свидетельствуют о докембрийском, предвендском этапе формирования гранитно-гнейсового слоя и появления моласс. Поэтому заслуживают внимания предложения Е. В. Павловского (1960) ограничить верхний возрастной предел байкальской складчатости концом докембрия. Хотя при этом необходимо отметить, что в ряде районов (Байкальская складчатая область, Арабо-Нубийский щит и др.) наращивание «гранитной» коры продолжалось и в нижнем палеозое в результате внедрения как нормальных, так и щелочных гранитов.

По своей истории и времени замыкания байкальские геосинклинали существенно отличались от раннекаледонских, что недавно правильно подчеркнул Г. А. Кудрявцев (1973). В салаиридах распространены раннепалеозойские формации эвгеосинклинального облика, тогда как в байкалидах синхронные формации относятся к орогенному, платформенному или миогеосинклинальному классам.

Кроме того, на площадях, занятых салаирской складчатостью, широко развиты девонские впадины, выполненные молассовыми толщами с большим количеством вулканитов, а также выделяются крупные интрузии девонских гранитоидов. Известно, что девонский вулканизм не характерен для типичных байкалид и прослеживается в их пределах лишь в районах, пограничных с салаиридами. Необходимо подчеркнуть, что Н. С. Шатский всегда отделял на тектонических картах байкальские области от салаирских.

Наконец, встает формальный вопрос: не следует ли для рассмотренной эпохи складкообразования и магматизма название «байкальская складчатость» заменить другим термином, например «рифейская складчатость»?

Действительно, Н. С. Шатский (т. I, стр. 596), руководствуясь первыми данными геохронологии, продолжительность рифея оценивал всего в 250 млн. лет, тогда как современные данные радиометрии показывают, что объем рифейской группы составляет около 1 млрд. лет.

Н. С. Шатский, естественно, не мог предполагать, что выделенная им байкальская эпоха складчатости и магматизма охватывает огромный интервал в докембрии — от 800 до 600 млн. лет, а в отдельных участках этот процесс начинался и несколько раньше (900 млн. лет).

Однако, как это было показано ранее, при выделении байкальской складчатости Н. С. Шатский использовал те же геологические факты, которые ныне берутся за основу при анализе проявления байкальской складчатости в пределах юга Сибири, хотя возраст ряда толщ и свит, о которых он писал в своих работах, за прошедшие 40 лет изменился в сторону их удревления. Нам представляется нецелесообразным заменять термин «байкальская складчатость», но, вероятно, следует все разновозрастные складчатости, происшедшие в рифейский цикл развития (гренвильская, готская, кибарская, байкальская) объединить под названием «рифейские» («рифейды»).

Литература

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Красильников Б. Н. О байкальской складчатости Центральной Азии.— Геотектоника, 1973, № 4.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. Послесловие к кн. Г. Штилле. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968.
- Благодравов В. А., Палей И. П. Строеие докембрийских толщ Северо-Восточной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 6.
- Божко Н. А. О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 5
- Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Вишневский А. Н., Кривцов А. И., Развалев А. В. Тектоника докембрия обрамления Красного моря.— Геотектоника, 1975, №1.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
- Гецен В. Г. Строеие фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Автореф. канд. дис. М., 1972 (ГИН АН СССР).
- Долгинов Е. А., Развалев А. В. Сравнительная характеристика орогенного этапа развития байкалид Енисейского кряжа и восточной пустыни (Египет).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 7.
- Забияка А. И. Структурно-фациальное районирование верхнего протерозоя Таймырской геосинклинальной области.— В сб.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР).— Геотектоника, 1970, № 5.
- Клиций К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.
- Клиций К. А., Павлова Т. Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2.
- Клиций К. А., Риле Г. В., Домнина Е. А. Строеие и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 1.
- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Борзин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., «Недра», 1974.
- Кудрявцев Г. А. О складчатостях позднего докембрия и кембрия.— Геотектоника, 1973, № 4.
- Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 123. Красноярск, 1972.
- Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000, М., Изд-во ГУГК, 1964.
- Муратов М. В. Урало-Монгольский пояс.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) западного и восточного Прибайкалья. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозониды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Сов. геология, 1972, № 12.
- Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.— Тр. НИИГА, 1971, т. 166.
- Постельников Е. С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа).— Тр. ГИН АН СССР, вып. 243. М., «Наука», 1973.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 234. М., «Наука», 1972.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. и др. Рифейды юга Сибири.— В кн.: Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., «Наука», 1967.

- Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шубера и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника, т. I. М., «Недра», 1971.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., «Наука», 1965.
- Шатский Н. С.* Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С.* Избранные труды, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Штрейс Н. А.* О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (Международный геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., «Наука», 1964.
- Штрейс Н. А.* Проблема связи магматизма и складчатости.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1967.
- Carte tectonique internationale de l'Afrique. Ech. 1 : 5 000 000. Assoc. Serv. Geol. Africains, UNESCO, 1968.
- Graindor M. J.* Plissements assyntiens, baikaliens, cadomiens.— Bull. Soc. Geol. France, 1965, Sér. 7, v. 7, No. 1.
- Leutwein F.* Contribution a la connaissance de precambrien recent au Europe occidentale et developpement geochronologique de Brioverien en Bretagne (France).— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
4 апреля 1975 г.

УДК 551.72+551.24

Б. М. КЕЛЛЕР**ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕТОД В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ**

Обсуждается возможность применения в расчленении и корреляции докембрия тектонического метода, использованного Н. С. Шатским для выделения рифея. Рассматривается значение в стратиграфии докембрия тектонических циклов и тектоно-магматических эпох.

ВВЕДЕНИЕ

В стратиграфии докембрия палеонтологический метод находит ограниченное применение. Имеющиеся в этом отношении данные относятся преимущественно к верхнему докембрию, для которого широко используются различные фитолитовые структуры (строматолиты, микрофитолиты), дающие возможность осуществлять корреляцию удаленных разрезов. Во всей остальной части стратиграфической колонки при межконтинентальной корреляции докембрийских толщ на первый план выступают данные абсолютного возраста и различные выводы, которые можно сделать на основании анализа тектонической истории различных регионов. Работы Н. С. Шатского дали нам яркий пример таких построений и послужили отправной точкой для многих последующих публикаций. Несмотря на это, многие существенные вопросы применения тектонической методики в стратиграфии остаются вне поля зрения исследователей. В краткой статье мы попытаемся коснуться некоторых из них, отчетливо сознавая, что наш анализ будет неполным и окончательное решение поставленных вопросов — дело будущего.

Тектонические приемы и методы расшифровки истории докембрия очень разнообразны. Мы оставим в стороне те из них, которые имеют чисто местное значение и заключаются в рассмотрении крупных региональных перерывов, угловых несогласий, связанных с изменением структурного плана региона, в прослеживании местных фаз складчатостей. Все эти локальные тектонические проявления изучаются в докембрии теми же методами, что и в фанерозое. Закономерности в интенсивности их проявления и локализации будут по существу одинаковыми.

Совсем иная картина наблюдается в проявлении тектонических событий крупного, нередко планетарного значения, охватывающих площади нескольких континентов. К ним относятся тектоно-магматические эпохи, давно подмеченные и прослеженные геологами, занимающимися докембрийскими толщами, и крупные тектонические циклы, особенно хорошо известные в фанерозое. Характер их проявления в докембрии и фанерозое существенно различен. Рассмотрим каждый из них, отметив ту роль, которую они играют в стратиграфических построениях.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ В ДОКЕМБРИИ

Работы Н. С. Шатского показали возможность решения сложнейших вопросов стратиграфии докембрия на основании выделения крупных тектонических циклов или тектонических эр. Последние определяются

нашими тектонистами (Богданов и др., 1972) как «время, в течение которого происходит возникновение геосинклиналей, геосинклинальная эволюция данного участка земной коры с определенной сменой тектонических условий и направленное развитие вплоть до прекращения и завершения геосинклинального процесса». В течение тектонического цикла наблюдается закономерная смена формаций, выполнявших геосинклинальный прогиб, образующих закономерные построенные ряды. Наиболее типичным рядом, характеризующим внешние прогибы геосинклинальных областей, отвечающим полному тектоническому циклу, является следующий: аспидная формация — флиш — молассы. Такая последовательность отчетливо намечается для альпийского тектонического цикла Кавказа и других горных сооружений Средиземноморского пояса, для герцинского тектонического цикла Урала, каледонских геосинклинальных прогибов Казахстана. В докембрии последовательность формаций, отвечающая полному тектоническому циклу, была впервые намечена Н. С. Шатским. Рассматривая общую последовательность «древних немых свит» Урала, достигающих мощности 15 000 м и образующих три циклично построенные серии, Н. С. Шатский (1957) подметил, что они составляют единый естественный ряд. Он начинается эффузивно-осадочной толщей со спилитами, переходит выше в мощные серии сланцев, потом в обломочные «флишоидные» толщи с карбонатными породами и заканчивается серией пестрых грубообломочных молассовых образований (Шатский, 1963, стр. 584). Такой ряд отвечает единой группе отложений, которую Н. С. Шатский назвал рифейской, по древнему названию Уральского хребта. Рифейская группа отвечает полному тектоническому циклу, который завершается складчатостью, названной Н. С. Шатским байкальской. За прошедшие 30 лет со времени обособления рифейской группы она получила биостратиграфическую характеристику и по составу строматолитов и микрофитолитов была расчленена на четыре протосистемы, или фитемы. Рифей был выделен в различных структурно-фациальных зонах на территории СССР (платформы, миогеосинклинали, эвгеосинклинали); бесспорные его аналоги установлены почти на всех материках. Рифейский тектонический цикл на Урале получил более подробное обоснование; вместе с тем при его изучении геологи встретились с рядом сложных вопросов, многие из которых не нашли своего решения. Остановимся только на двух положениях.

1. Длительность рифейского тектонического цикла. Н. С. Шатский предполагал, что длительность рифейского тектонического цикла соизмерима с продолжительностью каледонского и герцинского циклов фанерозоя, а общая длительность рифея не превышает 250 млн. лет. Известные в то время большие геохронологические даты, как, например, единичная цифра в 980 млн. лет для Бердяшского гранитного массива, рвущего нижнерифейские отложения Урала, казались ему завышенными.

Новые геохронологические даты, полученные в массовом количестве для рифея за последние 10 лет, подтвердили правомерность «завышенных» цифр (Гаррис, Постников, 1970). Для ряда свит среднего и верхнего рифея уральского типового разреза разными методами были получены многочисленные даты хорошей сходимости, и только нижний рифей почти лишен достоверных изотопных значений. Изотопные датировки по слюдам, сделанные калий-аргоновым методом, дали для Бердяшского массива значения порядка 1350—1420 млн. лет, и эта цифра сейчас считается минимальной для оценки его возраста. Близкие цифры были получены в ГЕОХИ А. И. Тугариновым и др. (1970) свинцово-изотопным методом по цирконам (1430—1460 млн. лет). Наконец, в лаборатории ВСЕГЕИ для Бердяшского гранита рубидий-стронциевым методом Л. И. Салопом и Г. А. Муриной (1970) была получена дата в 1560 ± 30 млн. лет.

Для среднего и верхнего рифея имеется ряд достаточно надежных дат. Наиболее древняя из них относится к зигальгинской свите, для которой по фосфатному цементу песчаников изохронным урано-свинцовым методом были получены значения возраста около 1430 млн. лет (лаборатория УФ АН). В вышележащей зигазино-комаровской свите встречены первые глаукониты, которые пока не были использованы для радиологического датирования. Первые даты получены для авзянской свиты; для нее по одному определению получена цифра 1260 млн. лет. Каратавская серия особенно богата глауконитовыми датами. Одна из них происходит из катавской свиты (960 млн. лет); большое количество цифр порядка 850—900 млн. лет получено из инзерской свиты. Ряд дат в пределах 700—800 млн. лет имеется для миньярской свиты. Наконец, для низов укских слоев получены значения возраста 640—680 млн. лет. Для ашинской серии имеются три цифры: 610 млн. лет — основание, 590 млн. лет — урюкские слои и 570 млн. лет — басинские слои (Гаррис, Постников, 1970).

Все радиологические даты уральского типового разреза взаимно контролируют друг друга, что создает впечатление их достоверности. Вместе с тем по этим цифрам общая длительность юрматинской, каратавской и ашинской серий оказывается не менее 800 млн. лет. Этот вывод хорошо подтверждается и при анализе сибирских разрезов рифея (Анабарский массив, Учуро-Майский район), для которых наиболее древние даты по глаукониту, фиксирующие основание рифейского разреза, равны 1550—1600 млн. лет. Длительность рифея может быть оценена по этим данным в 1000 млн. лет.

Таким образом, в оценке длительности рифея общим историко-геологическим методом и по радиологическим данным возникло резкое несоответствие. Если первым методом Н. С. Шатский получил цифру около 250 млн. лет как максимум, то возраст по радиологическим датам оказывается в 4 раза большим.

Как мы видели, цифры изотопного возраста, положенные в основу этих расчетов, достаточно надежны. Вместе с тем подобное «завышение» радиологических дат докембрия касается не только длительности рифейского тектонического цикла, но также длительности формирования карбонатных и терригенных свит, серий, формаций, осадочных ритмов в циклично построенных сериях (Келлер, 1973). Объяснения этому несоответствию пока нет. Мы имеем дело с загадкой радиоактивных часов Земли, решение которой связано с общей концепцией времени и методами его измерения. До тех пор пока мы не получили удовлетворительного объяснения, цифры изотопных датировок могут использоваться для корреляции разрезов, но отнюдь не для сравнения длительности геологических процессов рифея и фанерозоя. Ниже будет показано, к чему приводит недоучет этого положения.

2. Объем рифейского тектонического цикла понимается в настоящее время по-разному. Его длительность, по данным изотопных датировок, превосходящая в 4 раза длительность тектонических циклов фанерозоя, послужила основанием для резкого сокращения его объема. При этом гренвилльскому и более древнему эльсонскому тектоно-магматическим эпизодам, входящим внутрь рифейского тектонического цикла, некоторые геологи начали придавать самостоятельное значение. Так, А. А. Богданов и В. Е. Хаин в предисловии к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника» (1963) писали, что большое значение имеет не только собственно ассинтская (байкальская) складчатость, но и более ранние позднекембрийские эпохи. «По своему относительному масштабу на первое место среди них может, бесспорно, претендовать гренвилльская — дальсланская — сатпурская — араваллийская — кибарская эпоха на рубеже 1000 млн. лет, проявившаяся фактически на всех континентах и повлекшая необратимую консолидацию ряда геосинклинальных

систем. На наш взгляд, эта эпоха имеет вполне самостоятельное значение и не должна относиться к байкальской эре тектогенеза (стр. 327). «Второе место после гренвилльской принадлежит, очевидно, готско-эльсонской эпохе, которая ознаменовалась не столько складчатостью, сколько глыбовыми движениями, интенсивным магматизмом и радиометрическим омоложением пород» (стр. 238). Развивая эти представления, В. Е. Хаин (1971) выделяет также планетарные тектонические эры: 1) карельская (2000—1800 млн. лет); 2) готская (1800—1350 млн. лет); 3) гренвилльская (1350—1000 млн. лет); 4) байкальская (от 1000 млн. лет до среднего кембрия); 5) каледонская (от среднего кембрия до среднего девона); 6) герцинская (от среднего девона до конца палеозоя). Три первых из них заканчиваются одноименными кратковременными эпохами тектоно-магматической активности.

В этом перечислении в один ряд поставлены тектонические циклы, характеризующиеся определенной последовательностью формаций в геосинклинальных прогибах (байкальский, каледонский), и отрезки, ограниченные эпохами тектоно-магматической активности, в пределах которых закономерной смены формаций до сих пор не установлено. В имеющейся литературе не были показаны ряды формаций гренвилльского тектонического цикла, и есть все основания полагать, что такие ряды не сравнимы с рядами формаций фанерозойских прогибов. Мы с полным основанием можем считать правильным представление Н. С. Шатского о необходимости выделения крупного рифейского (байкальского) тектонического цикла в его прежнем объеме.

Именно исходя из особенностей его строения Н. С. Шатский подошел к выделению рифейской группы, эквивалентной хорошо известным группам фанерозоя. В типовом разрезе рифея Урала в состав рифея входят толщи пород, составляющие направленный ряд формаций, завершающийся молассами. Этот ряд дважды осложняется эпизодами тектоно-магматической активности, которые сопровождаются складчатостью, внедрением магматических пород и обновлением поднятий в пределах смежной платформы, в результате чего в Уральский прогиб поступают огромные массы обломочного материала, образующего своеобразную фалаховую формацию (Келлер, 1973), лучшим примером которой является зильмердакская свита верхнего рифея, трансгрессивно и несогласно (?) залегающая на подстилающих образованиях. Эти движения, видимо, могут коррелироваться с гренвилльской тектоно-магматической эпохой.

Нижняя граница рифейского тектонического цикла может трактоваться по-разному. Существуют представления, согласно которым нижнерифейские отложения Урала, представленные здесь бурзянской серией, соответствуют ятулийским отложениям Балтийского щита (Салоп, 1973). Пока эти представления не находят подтверждения в составе строматолитов или в надежных радиологических датах. Не исключено, однако, что рифейский тектонический цикл на Урале и рифейскую группу следует ограничить внизу подошвой машакской свиты. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Тектонические циклы фанерозойского типа с рядами формаций, завершающихся молассами, в дорифейских отложениях встречаются редко. Причину этого можно видеть в том, что преобладающим типом обломочных пород являются кварцитовые и аркозовые толщи фалаховой формации, отлагавшиеся здесь после резкого обновления рельефа в смежных консолидированных массивах. Тем не менее отдельные примеры формационных рядов существуют. Лучший из них был изучен П. Гоффманом, Дж. Фрезером и Дж. Мак-Глинном в прогибе Коронейшен и северо-западном ограничении Канадского щита. Этот прогиб выполнен мощной серией осадочных пород афебия, общая мощность которых превышает 12 000 м. В составе ее авторы выделяют: 1) доорогенную серию, сложенную песчаниками, строматолитовыми доломитами

и глинистыми породами (1500—2000 м); 2) переходную серию — черные глинистые породы и андезитовые лавы (до 1500 м); 3) флишевую серию (3000—4000 м); 4) молассовую красноцветную серию (до 7000 м), сложенную красноцветными песчаниками и конгломератами с пачками красных глинисто-алевролитовых пород с трещинами усыхания и псевдоморфозами каменной соли. Возраст орогенных образований (серия Эт-Зен) заключен между датами 1850—1900 млн. лет, полученных для интрузивных массивов, предшествующих их накоплению, и 1300—1350 млн. лет (рвушие их дайки) (Hoffman et al., 1970).

Подобные орогенные образования устанавливаются во многих районах мира (Салоп, 1973; Семихатов, 1974). В СССР наиболее ярко они представлены в акитканской серии Прибайкалья (Мац и др., 1968). В кровле этих молассовых накоплений предшествующего тектонического цикла проводится нижняя граница рифейской группы. По данным новейших изотопных определений, она соответствует датам в 1600—1700 млн. лет.

Таким образом, рифейский тектонический цикл следует понимать в полном объеме, предложенном Н. С. Шатским. Нижняя его граница в «докембрийских» датах изотопного возраста определяется в 1600—1700 млн. лет, верхняя, учитывая внесенные в последнее время поправки, ограничивается подошвой кембрия (см. статью К. А. Клитина в этом же журнале).

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭПОХИ В ДОКЕМБРИИ

Особенность тектонической истории докембрия — существование кратковременных эпох складчатости и магматизма, проявившихся на обширных территориях и охвативших различные структурно-фациальные зоны. В некоторых из этих зон происходит региональный метаморфизм пород, связанный с прогревом обширных территорий. Подробное сравнение этих эпох с событиями тектонической жизни земной коры в фанерозое еще не проведено, но можно полагать, что специфическая особенность их в докембрии — большая интенсивность проявления и чрезвычайно широкое площадное распространение, иногда в пределах нескольких континентов. Точная синхронизация тектоно-магматических эпох встречает затруднения из-за ограниченного применения палеонтологического метода, дающего наиболее точные результаты. Обычно в докембрии такая синхронность устанавливается датами абсолютного возраста; при массовых определениях возраста интрузивных и метаморфических пород можно судить о времени основного тектоно-магматического эпизода. Изображая полученные данные в виде гистограммы, можно выделить среднее значение возраста. При этом оказывается, что на разных материках наблюдается их разительное совпадение (Тугаринов, Войткевич, 1970). Эпохи магматизма и термального метаморфизма по времени в разных районах совпадают с перестройкой структурного плана обширных территорий.

Вопрос о связи магматических проявлений с эпохами складчатости неоднократно обсуждался в литературе. Геологи, имеющие дело с материалами, полученными при изучении фанерозойского отрезка истории Земли, такую связь отрицали или относились к ней чрезвычайно осторожно. Так, в статье, специально посвященной вопросу соотношения орогении и геохронологии, Дж. Гиллюли (Gilluly, 1966) пишет, что в геохронометрии принято считать, что возраст минералов магматических или метаморфических горных пород обычно связан с явлениями «орогении». Это положение нельзя считать доказанным, пока в результате внимательных петрографических и геологических исследований не будут установлены истинные соотношения; последние, конечно, не могут быть доказаны одними радиометрическими данными. Дж. Гиллюли

указывает на случаи орогенеза, не сопровождающиеся магматической деятельностью, и, наоборот, примеры магматических проявлений, не связанных с орогенией.

Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967) в статье, посвященной соотношению гранитоидного магматизма и тектоники на основании анализа данных по фанерозою, приходят к сходным выводам и выделяют среди гранитных интрузивных массивов несколько типов: 1) позднеорогенный, или сининверсионный, приуроченный к геосинклинальным поднятиям; 2) посторогенный, или постинверсионный, образующийся не только в пределах геосинклиналей, но и в соседних давно консолидировавшихся структурах; 3) внегеосинклинальный, связанный с явлением оживления консолидированных структур и блоково-разломной тектоникой.

По-видимому, в докембрии наиболее широко представлен третий тип, имеющий здесь свою специфику, связанную со сравнительно слабой консолидацией стабильных массивов, легкопроницаемых для тепловых потоков и магматических расплавов. Именно поэтому тектоно-магматические процессы охватили здесь обширные площади, распространяясь на несколько континентов. Трассирование таких рубежей создает каркас для общей стратиграфической схемы докембрия. Эти рубежи настолько бросаются в глаза геологам, изучающим докембрийские толщи, что на различных совещаниях по корреляции являются наиболее приемлемой и иногда единственной основой для общей договоренности, касающейся расчленения докембрия. Наиболее значительные из них следующие.

1. Тектоно-магматическая эпоха с возрастом 2500—2600 млн. лет (кеноренская складчатость Канадского щита), принимаемая за границу архея и протерозоя, планетарная эпоха, охватившая практически все континенты.

2. Тектоно-магматическая эпоха с возрастом 1800—1900 млн. лет (гудзонская складчатость Канадского щита), являющаяся разделом нижнего и среднего протерозоя.

3. Эльсонская тектоно-магматическая эпоха с возрастом 1400 млн. лет, отчетливо проявившаяся в Северной Америке, Шотландии (поздне-лакфордская «орогенция»), Экваториальной Африке (кибарская складчатость) и ряде других районов мира. В литературе этот тектоно-магматический рубеж нередко именовался готской складчатостью. Работы последних лет показали, однако, что в Южной Швеции, где находится тектонотип готской складчатости, выделение ее не имеет под собой основания (Палей, 1970).

4. Гренвилльская тектоно-магматическая эпоха с возрастом 1100 млн. лет, отчетливо проявившаяся в Северной Америке (гренвилльский пояс) и на многих других материках (Тугаринов, Войткевич, 1970). Во многих районах земного шара в гренвилльскую эпоху происходило разламывание краев древних платформ, вертикальное смещение отдельных блоков, внедрение интрузивных массивов в наиболее ослабленные участки и вторичный региональный метаморфизм. Такого рода движения, довольно далекие от складчатости, М. А. Семихатов (1974) предложил называть диасхизисом. Отчетливое их проявление кроме Северной Америки наблюдается на Скандинавском полуострове, в Западной Австралии и в ряде других районов. В СССР их можно видеть на Русской платформе и на Урале (предзильмердакская, или авзянская складчатость) и в Казахстане (Тугаринов и др., 1970).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Н. С. Шатский впервые показал, что анализ тектонических циклов в докембрии, отвечающих естественным рядам формаций геосинклинальных прогибов, позволяет выделять здесь крупные отрезки геологической истории Земли, эквивалентные группам фанерозоя. Именно на этих осно-

ваниях им была установлена новая рифейская группа геологической истории Земли. Этим путем удастся наметить только общий принцип выделения крупных подразделений, так как границы их в разных районах Земли не будут изохронными. Более точную корреляцию событий и трассирование изохронных поверхностей могут дать только палеонтологические данные или более грубый метод изотопного датирования.

В дорифейских отложениях ведущее значение приобретает трассирование тектоно-магматических рубежей, являющееся основой для выделения здесь крупных подразделений, ограниченных этими рубежами. Расчленение докембрия на основании этого метода весьма приближенно и может применяться при корреляции в тех случаях, когда другие данные отсутствуют. Как мы видели, внутри рифея улавливаются два тектоно-магматических рубежа, синхронность которых на разных материках уже может быть проверена палеонтологическими данными.

Литература

- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пуцаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер М. И., Штрейс Н. А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных.— В кн. Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». «Мир», 1968.
- Гаррис М. А., Постников Д. В. Геохронология докембрия востока Русской платформы и миегосинклинали области Урала.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970.
- Зайцев Ю. А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане.— Вестн. Моск. ун-та, 1974, № 3.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Итоги науки и техники. Общая геология, т. 5. М., Изд-во ВИНТИ, 1973.
- Келлер Б. М. Н. С. Шатский и вопросы геологии верхнего докембрия.— В кн.: Жизнь и творчество академиков А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. М., «Наука», 1973.
- Келлер Б. М. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., «Наука», 1973.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофизика, 1967, № 10.
- Мац В. Д., Бухаров А. А., Егорова О. П. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса.— В кн.: Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы, вып. 1. Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1968.
- Палей И. П. О правомерности выделения готской складчатости.— В сб.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970.
- Салон Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Салон Л. И., Мурина Г. А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея.— «Сов. геология», 1970, № 6.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Розен О. М., Поляков А. Л. О гренвилльской фазе магматизма в Северном Казахстане.— Геохимия, 1970, № 1.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Краснобаев А. А., Макаров А. А. Геохронология уральского докембрия.— Геохимия, 1970, № 4.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 2-е изд., 1970.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Шатский Н. С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Соч., т. 2, 1963, стр. 581—587. Впервые напечатано на франц. языке в кн.: Les relations entre precambrien et cambrien. Paris, 1957.
- Gilluly J. Orogeny and geochronology.— Amer. J. Sci., 1966, v. 254, No. 2.
- Hoffman P. E., Fraser Y. A., McGlynn J. C. 1970. The Coronation geosyncline of Aphebian age. District of Mackenzie.— Pap. Geol. Surv. Canada, 1970, No. 40, 201—212.
- Stockwell C. H. Geochronology of stratified rocks of the Canadian shield.— Can. J. Earth Sci., 1968, v. 5, No. 3.

УДК 551.242.3(517.3)

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, О. Д. СУЕТЕНКО, Л. ЖАМЬЯНДАМБА,
Г. ЭЭНЖИН

СТРОЕНИЕ ОСЕВОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ В ХРЕБТЕ ДЗОЛЕН

Описывается геологическое строение хр. Дзолен, располагающегося в осевой части Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной зоны. Установлено покровное строение среднепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов с вторичным тектоническим совмещением двух крупных фациальных сообществ: островодужной ассоциации, залегающей в автохтоне, и офиолитового комплекса, слагающего аллохтон. Выявлено широкое развитие гипербазитового меланжа и олистостром. Гипербазиты залегают как в основании разреза офиолитового комплекса, так и в подошве островодужной ассоциации. Сделана попытка восстановить первичное расположение фациальных зон.

ХРЕБЕТ ДЗОЛЕН: ПОЛОЖЕНИЕ В ЮЖНО-МОНГОЛЬСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

Южно-Монгольская эвгеосинклиналь составляет наиболее важный элемент в герцинской структуре Монголии. Существующие данные о ее строении, суммированные в монографии «Геология МНР» (1973), говорят о широком развитии здесь среднепалеозойских (от силура до нижнего карбона) вулканогенных (спилит-диабазовых и андезит-базальтовых), туфогенно-граувакковых и кремнистых толщ. Местами разрез насыщен гипербазитами и габброидами, образующими совместно с основными вулканитами и кремнистыми осадками офиолитовую ассоциацию. Южно-Монгольская эвгеосинклиналь распадается на две продольные зоны: северную — Гобиялтайскую или Баянлэгскую, и южную — Гобийско-Хинганскую или Заалтайскую (Геология МНР, 1973). Для первой из них примечателен двучленный разрез, состоящий внизу из вулканогенно-кремнистых толщ низов силура и более глубоких горизонтов палеозоя и вверху из карбонатно-терригенных толщ девона, среди которых большое место занимают рифовые известняки, слагающие полосу по северному обрамлению Южно-Монгольской эвгеосинклинали и отмечающие собой положение среднепалеозойского барьерного рифа. В южной, осевой зоне распространены в основном вулканогенно-кремнистые и граувакковые отложения, но имеющие здесь преимущественно девонский возраст. Здесь широко развиты офиолиты, которые, как установлено в хр. Гурван-Сайхан (Дергунов и др., 1971; Суетенко, 1973), образуют тектонической меланж. Структура Южно-Монгольской эвгеосинклинали рисовалась в виде системы линейно-складчато-блоковых дислокаций и, хотя в ряде мест были описаны надвиги и небольшие тектонические покровы, их подлинное значение еще не было понято.

Хребет Дзолен располагается в осевых частях Южно-Монгольской эвгеосинклинали на срединном ее отрезке (рис. 1, а). Исследования, проведенные в его пределах авторами в 1972—1973 гг. в составе Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и МНР, выявили целый ряд новых особенностей строения эвгеосинклинального

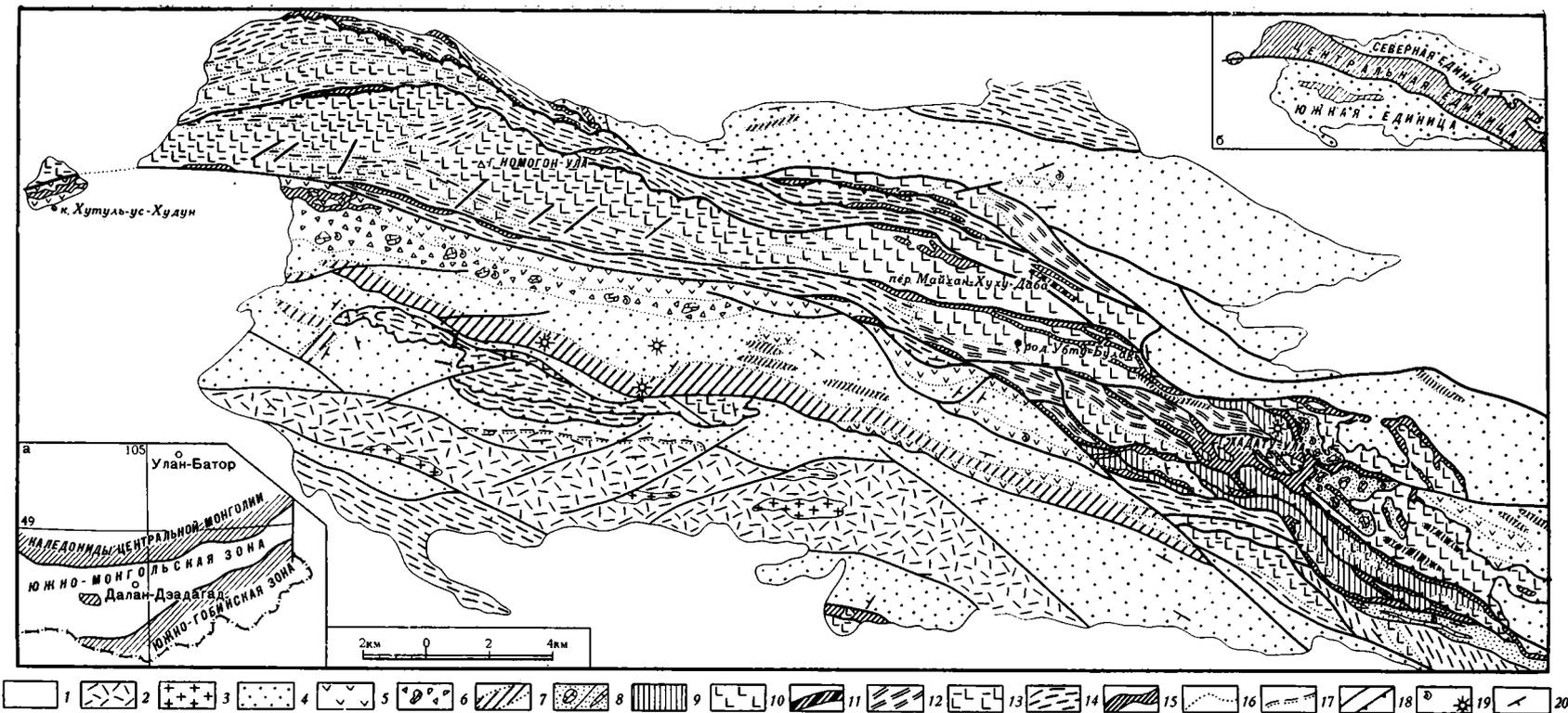


Рис. 1. Схема геологического строения хр. Дзолен.

1 — Мезозой — кайнозой; 2 — верхний палеозой, континентальные вулканы; 3 — верхнепалеозойские субвулканические тела кислого и среднего состава. **Автохтон** (силур — девон): 4 — кремнисто-терригенные отложения; 5 — андезиты, андезито-базальты, диабазы; 6 — туфогенная олистострома; 7 — яшмы; **Аллохтон**: 8 — терригенный комплекс (девон); а — терригенная олистострома, б — известняково-песчаниковая толща (D_{2e}); 9—11 — верхние члены офиолитового комплекса (нижний палеозой): 9 — яшмы, туфы, туфопесчаники, 10 — спилиты, диабазы, 11 — линзы яшм среди вулканитов; 12 — глинисто-кремнистые сланцы, туфы, гиадокластиты; 13—14 — метаморфическая толща: 13 — зеленые породы по основным эффузивам и габбро, 14 — зеленые сланцы по осадочным породам; 15 — гипербазиты (меланж и целиковые пластины); 16 — фациальные границы; 17 — стратиграфические несогласия; 18 — тектонические контакты: а — крутопадающие разломы, б — надвиги и шарьяжи; 19 — пункты находок ископаемой фауны: а — макрофауны, б — микрофауны (радиолярий); 20 — элементы залегания. На врезках изображены: а — положение района хр. Дзолен (заштрихован) в Южной Монголии; б — структурное расчленение хр. Дзолен

комплекса, которые заставляют внести ряд существенных корректив в трактовку строения и развития всей Южно-Монгольской эвгеосинклинали. В полевых работах помимо авторов принимали участие Н. Г. Маркова и А. С. Павленко. Фауна изучалась: брахиоподы — Г. Т. Ушатинской, табуляты — Т. Т. Шарковой, ругозы — Л. М. Улитиной, мшанки — Г. В. Копаевич, криноидеи — А. И. Положихиной, радиолярии — Б. Б. Назаровым, гелиолитоидеи — О. Б. Бондаренко.

Хребет Дзолен — один из юго-восточных отрогов Гобийского Алтая. Он в виде линейного горстового поднятия воздымается почти на 1 км над смежными котловинами, протягиваясь в запад-северо-западном направлении на 80 км при ширине 20—30 км. Наивысшие точки хребта

ЮЗ.

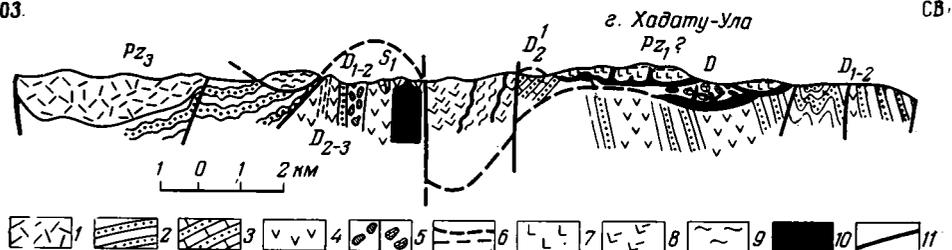


Рис. 2. Схематический геологический разрез через хр. Дзолен.

1 — наземные верхнепалеозойские вулканиды; 2 — кремнисто-терригенные толщи автохтона; 3 — известняково-песчаниковая толща (D_{2e}) аллохтона, 4 — андезиты, андезитобазальты; 5 — олистострома: а — в автохтоне (туфогенная), б — в аллохтоне (терригенная); 6 — яшмы, 7 — спилиты, диабазы; 8 — зеленокаменные породы по основным вулканидам; 9 — зеленые сланцы по осадочным породам; 10 — гипербазиты (меланж и целиковые пластины); 11 — разломы

горы Номогон-Ула на западе и Хадату-Ула на востоке. До наших работ этот район являлся практически «белым пятном», пересеченным лишь редкими рекогносцировочными маршрутами.

В современной структуре хр. Дзолен разбит субвертикальными продольными разломами на серию узких тектонических клиньев (рис. 1). В южной части хребта прослеживается грабен, выполненный верхнепалеозойскими наземными вулканидами, которые резко несогласно залегают на подстилающих среднепалеозойских отложениях, фиксируя тем самым верхний возрастной предел деформаций.

Остальная, большая часть хребта сложена сильно дислоцированными преимущественно среднепалеозойскими толщами. Различия в составе толщ, слагающих определенные серии тектонических клиньев, позволяют обособить три структурные единицы — Северную, Центральную и Южную (рис. 1, б). Северная единица сложена в основном кремнисто-терригенными толщами, в Центральной единице главное место принадлежит эффузивно-яшмовым образованиям, зеленокаменным толщам и гипербазитам, в Южной единице вновь широко развиты кремнисто-терригенные отложения, которые ассоциируют здесь со средними по составу эффузивами.

В восточной части хр. Дзолен, в районе горы Хадату-Ула, Центральная единица замыкается, образуя сравнительно пологую синклиналиную, или, лучше сказать, синформную структуру, которую можно обозначить в качестве Хадату-Улинской синформы (рис. 2). Восточнее этого замыкания поля развития пород, слагающих Северную и Южную единицы, соединяются между собой, не считаясь с продольными вертикальными разломами. Следовательно, эти разломы более поздние, чем складчатая структура, скорее всего они возникли в мезозое — кайнозое. Геологические комплексы, слагающие Центральную единицу, располагаются отчет-

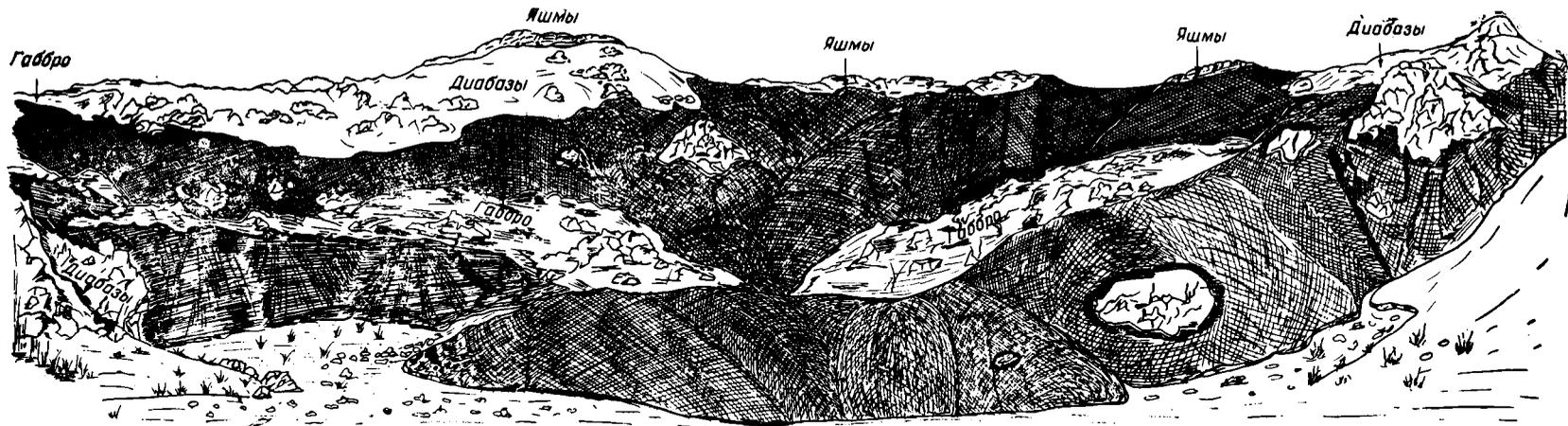


Рис. 3. Налегание офиолитовой пластины на автохтон Северной единицы на северном крыле Хадату-Улинской синформы (зарисовка по фотографии), вид с востока. Темное — гипербазиты. Протяженность рис. около 1,5 км.



Рис. 4. Южное крыло Хадату-Улинской синформы (зарисовка по фотографии, вид на Хадату-Ула с востока). Темное — гипербазиты. На переднем плане — олигострома, на заднем плане — вершина хребта сложена диабазами, спилитами и яшмами. Протяженность рис. 3,5 км

ливо выше кремнисто-терригенных толщ Северной и Южной единиц, но контакты между ними повсеместно тектонические. Это хорошо видно на восточном замыкании Хадату-Улинской синформы (рис. 3 и 4), а также в останцах метаморфических сланцев, тектонически покоящихся на кремнисто-терригенных толщах Южной единицы. Следовательно, Центральную единицу можно рассматривать как аллохтонную, т. е. в качестве тектонического покрова, залегающего на автохтоне Северной и Южной единиц¹.

АВТОХТОН СЕВЕРНОЙ ЕДИНИЦЫ

Структура Северной единицы образована узкими (2—5 км) суб-вертикальными тектоническими клиньями, внутри которых слои деформированы в сильно сжатые, местами изоклинальные складки. Каждый из клиньев сложен несколько различными по строению кремнисто-терригенными отложениями: то хорошо слоистыми, напоминающими флиш, то, наоборот, массивными породами. Местами разрез состоит из тонко-обломочных существенно алевролитовых пород, в других участках присутствует большое количество гравелитов, конглобрекчий и осадочных брекчий. Иногда появляются невыдержанные покровы андезитовых порфиритов и их туфов. Общим для всех обломочных пород являются темно-серые и черные окраски, их преимущественно вулканомиктовый состав и повышенная кремнистость.

В обломочном материале резко преобладают осколки, реже окатанные зерна средних и основных плагиоклазов, обломки средних и основных эффузивов и кремнистых пород. Поражает исключительно невысокое — 10—12% не более — содержание обломков кварца. Все обломки характеризуются в общем невысокой окатанностью и сортировкой. Породы возникли за счет разрушения каких-то сопредельных вулканических гряд. Привнос материала издалека полностью исключается. Повышенная кремнистость обнаруживается как в кремнистом составе цемента, так и в многочисленных прослоях кремнистых алевролитов и яшмовидных пород.

Вулканические горизонты в Северной единице немногочисленны. Наиболее мощный из них (20—80 м) выявлен в глубоком логу в 5 км к северу от перевала Майхан-Хуху-Даба. Он представлен андезитобазальтовыми порфиритами, сильно эпидотизированными и хлоритизированными. Лавы переплетаются с туфами и туфобрекчиями, местами много вулканических бомб. Среди эффузивов заключен пережимающийся двухметровый пласт органогенных известняков. Из него определены брахиоподы *Strophonella* sp., *Atrypa* sp., *Eospirifer* sp., встречающиеся в верхах силура — низах девона; ругозы — *Barrandeophyllum* sp., *Trypasma* sp. и *Acanthophyllum* sp., из которых первые два рода распространены в верхнем силуре и нижней половине девона (до Эйфеля), а третий род является ниже-среднедевонским; табуляты — *Calipora* sp. и *Favosites* cf. *regularissimus* Janet., характерные для верхов нижнего и низов среднего девона; гелиолитоидеи — *Heliolites* ex gr. *kuznetskiensis* Tchern., встречающиеся во второй половине силура — жединском ярусе нижнего девона, *Bogimbailites* sp., характерный для нижнего девона (жедина) Казахстана, *Pachycanalicula* sp., распространенная от верхов силура до среднего девона. Фауна, таким образом, говорит о принадлежности отложений к нижней половине девона, скорее всего к нижнему девону.

¹ Видимо, правильнее было бы говорить о параавтохтоне, поскольку нельзя уверенно считать, что Северная и Южная единицы остались неподвижными.

Южная единица сложена вулканическими, терригенными, кремнистыми, часто туфогенными породами, прослеживающимися узкими, полосами запад-северо-западного простирания, ограниченными разломами.

В западном сечении хр. Дзолен, к югу от Номогон-Ула, с севера на юг последовательно обнажаются следующие ассоциации горных пород: 1) гипербазитовый меланж, 2) андезитобазальтовая толща,

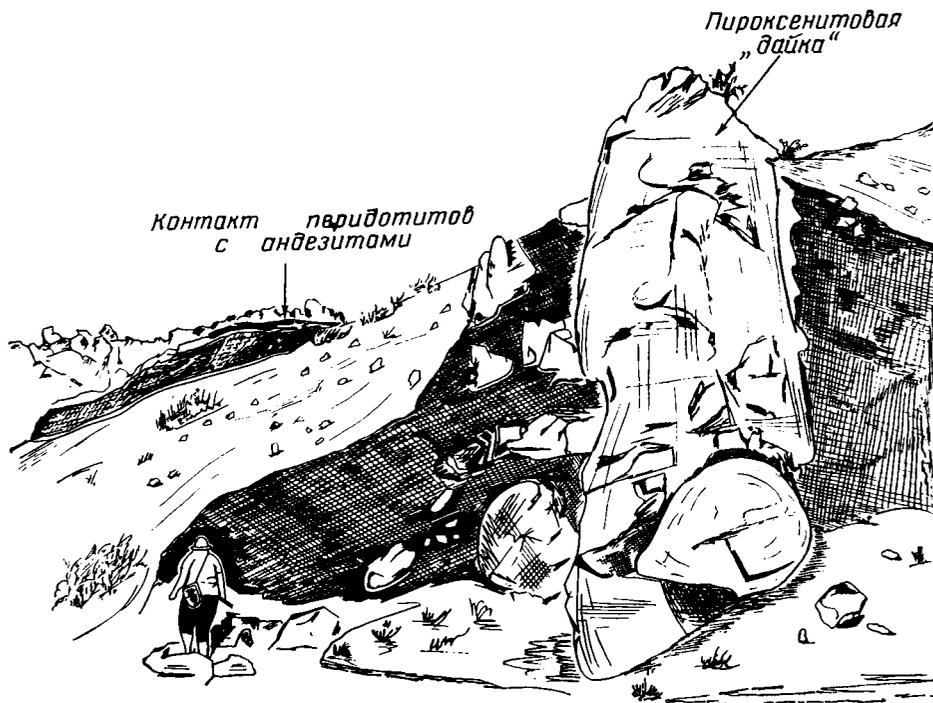


Рис. 5. Гипербазитовый меланж в вулканической андезито-базальтовой толще в 5 км к юго-западу от Номогон-Ула (зарисовка по фотографии). Темное — гипербазиты

3) олистострома, 4) грубообломочная толща, 5) андезито-яшмовая толща, 6) толща кремнистых алевролитов.

Гипербазитовый меланж прослеживается на расстоянии 15 км при ширине полосы 0,5—1 км. В большей части он залегает среди андезито-базальтовой толщи, которая образует его кровлю. Южный контакт меланжа с андезито-базальтами вертикальный, внутри полосы меланжа сохранились крупные субгоризонтальные останцы вулканитов, наклоненные на северном контакте к северу. Таким образом, гипербазитовый меланж слагает вертикальную пластину, выходящую в ядре крутой антиклинали. Меланж образован глыбами разного размера — от первых метров до первых сотен метров, заключенных в цемент, образованном сильно развальцованными серпентинитовыми сланцами. В глыбах наиболее обычны серпентинизированные перидотиты и гарцбургиты, кроме того, в обилии присутствуют клинопироксениты, встречающиеся либо в виде округлых глыб размером 1—3 м, либо в виде разорванных по простиранию субвертикальных пластов, напоминающих по форме дайки (рис. 5). Клинопироксениты состоят из порфиристых кристаллов моноклинного пироксена, помещенных в сильно разложившуюся, часто тремолитизированную основную массу. Все это позволяет считать клинопиро-

ксениты остатками жильных пород. Все более крупные глыбы в меланже имеют форму сплюснутых чечевиц, залегающих вертикально и вытянутых по простиранию меланжа. Рассланцовка в серпентинитовом цементе также повсеместно субвертикальна и ориентирована вдоль простирания полосы меланжа. Это дополнительно свидетельствует о вертикальном залегании меланжевой пластины. Ее, следовательно, можно трактовать как протрузию, внедрившуюся тектонически в андезито-базальтовую толщу.

Вместе с тем на южном краю полосы меланжа тектонический контакт, сопровождаемый серпентинитовыми сланцами, проходит не между гипербазитами и вулканической толщей, а внутри гипербазитов. Здесь полоска гипербазитов шириной 0,5—2 м остается припаянной к вулканикам. Зона контакта имеет следующее строение (с севера на юг); 1) серпентинитовые сланцы («цемент» меланжа), 2) массивные серпентинизированные перидотиты с реликтами кристаллов пироксена и оливина—0,5—2 м; 3) зеленые диабазы, непосредственно соприкасающиеся с перидотитами по резкой прямолинейной границе, пронизанные в самой зоне контакта (шириной 1—2 м) густой сетью кальцитовых прожилков и постепенно сменяющиеся массивными разномасштабными породами с оливином, моноклинным пироксеном и порфиристыми выделениями основного плагиоклаза; закономерно (в шлифах) переходят в диабазовые туфы—0,5—1 м; 4) гиалокластические диабазовые туфы со стеклом, замещенным альбит-эпидотовым и альбит-серицитовым материалом; 5) вулканические брекчии андезито-базальтового состава, слагающие кровлю меланжа. Такого рода контакт прослеживается на расстоянии нескольких сотен метров. Очевидно, здесь сохранилось первичное, не нарушенное тектонически соотношение эффузивов и гипербазитов. Можно предполагать, что вулканическая толща первоначально перекрывала гипербазитовый комплекс.

Андезито-базальтовая толща состоит из выклинивающихся линзовидных покровов базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов, перемежающихся с вулканическими брекчиями, различными туфами, вулканокластическими песчаниками и кремнисто-глинистыми туффитами. Местами появляются небольшие линзы красных яшм. Все породы сильно раздроблены и испытали зеленокаменное изменение (не слишком значительное). Видимая мощность около 600 м.

На южном краю полосы развития этой толщи среди туфов и туфобрекчий залегают экзотические глыбы известняков (размером до 100 м), приуроченные к одному стратиграфическому горизонту. Глыбы имеют удлиненную форму и вытянуты по простиранию вмещающих туфов. По краям они сопровождаются щебнистыми брекчиями, сцементированными туфогенным цементом. Природа этих глыб не вполне ясна: то ли они являются остатками сингенетичных рифов, то ли олистолитами. В наиболее крупной глыбе в 3 км к югу от Номогон-Ула обнаружены нижнесилурийские мшанки *Hallopora* sp. и верхнеордовикско-нижнесилурийские криноиды: *Apertocrinus* cf. *manipulus* Tu (O_2-S_1), *A.* cf. *apertus* (Yelt.) (O_2-S_1), *Bystrowicrinus* cf. *quinquelobatus* (Yelt.) (O_2-S_1), *Ramosicrinus* cf. *ramosus* Yelt. et Stuk. (O_2-S_1), *Pentagonocyclicus* cf. *altimarginalis* Yelt. (O_3). Наиболее вероятным представляется нижнесилурийский возраст известняков, который определяет или возраст самой андезито-базальтовой толщи, или его нижний предел.

В качестве **олистостромы** описываются осадочно-глыбовые образования, включающие хаотически залегающие обломки и глыбы (олистолиты) размером в метры и десятки метров андезитовых и базальтовых порфиритов, кремнистых туффитов, яшм, плагиогранитов и известняков. В составе глыб обнаружены также пироксениты. Цементом являются либо грубозернистые туфопесчаники, либо черные кремнистые алевро-

литы. Из различных глыб известняков определены следующие органические остатки: 1) в 3,5 км к югу от Номогон-Ула — мшанки — *Lioclema gloria* Astr. (S₂—D₁), 2) в 6 км к юго-востоку от горы Номогон-Ула — брахиоподы — *Spirigerina* sp. (скорее S), 3) в 7,5 км к восток-юго-востоку от Номогон-Ула — табуляты — *Riphaelites?* sp. (S₂—D₂), 4) в 6 км к юго-западу от Номогон-Ула — табуляты — *Favosites* cf. *goldfussi* Orb. (D₂e). Следовательно, возраст олистостромы не может быть древнее нижней половины девона. Ширина олистостромовой полосы 500 м.

Грубообломочная толща состоит из чередования серых вулканических песчаников и черных кремнистых алевролитов. Песчаники обычно незакономерно переходят в мелкогалечные конгломераты и конглобрекчи. Обломочный материал на 90% состоит из вулканических пород — андезитов, базальтов, туфов, вулканических стекол. Кроме того, присутствуют обломки яшм, кремнистых пород, плагиогранитов. Видимая мощность 800 м.

К югу грубообломочная толща сменяется пачкой (100 м) темно-серых песчаников, алевропесчаников и кремнистых туффитов с радиоляриями *Entactina* ex gr. *dimidiata* Naz. и *Entactinosphaere* sp., являющимися скорее всего верхнесилурийско-нижнедевонскими формами.

Андезито-яшмовая толща образована красными (часто радиоляриевыми), реже зелеными яшмами, которые переслаиваются с пепловыми туфами и ожелезненными туфоалевролитами. Характерны линзы красных оолитовых известняков. Обычны хорошо слоистые разности, благодаря которым выявляется сложная дислоцированность отложений, в частности широкое развитие мелких изоклинальных складок. Среди кремнистых пород крупными линзами залегают вишневые миндалекаменные андезиты и андезито-базальты, обычно сильно гематизированные, местами с желваками кирпично-красных сферолитовых яшм. Часто наблюдается шаровая отдельность. В яшмах в двух точках (в 5 км к юго-западу и в 9 км к юго-востоку от Номогон-Ула) определены радиолярии *Entactina* ex gr. *herculea* Foreman, *E.* ex gr. *additiva* Foreman, *E.* aff. *prodiqiolis* Naz., *Asteroentactinia* ex gr. *crassara* Naz., *Entactinosphaere* sp., *Polyentactinia* ex gr. *cosistekensis* Naz., *Helionetactina* sp., свойственные среднему — низам верхнего девона Южного Урала. Видимая мощность этой толщи не менее 1 км.

Толща кремнистых алевролитов слагает сравнительно широкую (2—4 км) крайнюю южную полосу, которая повсеместно отделена от остальной разреза Южной единицы региональным разломом. Эта толща образована монотонными темно-серыми и черными кремнистыми аргиллитами (местами со спикулами губок и радиоляриями), кремнисто-глинистыми алевролитами, полимиктовыми песчаниками. Все эти разности пород находятся между собой или в линзовидном, или тонком ритмичном переслаивании. Нередко отмечаются микрооползни и следы подводного размыва. Характерны также горизонты (до 200 м) плохо сортированных («мусорных») пород, в которых в алевролитовой массе отдельными пятнами заключены угловатые обломки кремнистых пород (с реликтами радиолярий), алевролитов, кварца, плагиоклазов. Определенных фаунистических остатков обнаружить не удалось. Видимая мощность около 1500 м. Кремнисто-алевролитовая толща деформирована слабее остальных толщ, ей свойственно волнистое коробление слоев с общим погружением на юг.

В восточном сечении автохтона Южной единицы, к югу от родника Убту-Булак из толщ западного сечения выдержано прослеживаются андезито-базальтовая, андезито-яшмовая и кремнисто-алевролитовая толщи. Полные аналоги олистостромовой и грубообломочной толщ не выявляются. Здесь развиты в основном туфогенно-обломочные и эффузивные породы, слагающие неправильной формы горизонты и линзы,

быстро замещающие друг друга по простираанию. С севера на юг, видимо, снизу вверх по разрезу обнаружена такая последовательность:

1) Туфолавы альбитизированных диабазов, переслаивающиеся с туфами и туффитами—20 м.

2) Андезито-базальтовые туфы, пепловые туфы, туффиты, линзы лавобрекчий и туфобрекчий—150 м.

3) Темно-серые кремнистые аргиллиты (лидиты) с неопределимыми радиоляриями—100—150 м.

4) Частое (1—3 м) переслаивание темно-серых кремнистых туфоалевролитов, туффитов, туфопесчаников и туфогравелитов; по составу породы вулканомиктовые, содержат также обломки яшм и кремнистых пород. Мощность 200—250 м; в них содержатся неправильной формы линзы (от 2 до 10 м) кристаллокластических туфов, которые пересекают слоистые алевролиты и местами как бы вдавлены в них; возможно, это продукты подводной эксплозивной деятельности.

5) Темно-серые и зеленые кремнистые туффиты с покровами андезитовых порфиритов, линзами яшм и туфопесчаников—60 м.

6) Черные и темно-серые оскольчатые алевролиты—100 м.

7) Серые и лиловые вулканические брекчии и покровы миндалекаменных андезитов; покровы разделены метровыми горизонтами слоистых известковистых туфопесчаников и туфогравелитов с обломками криноидей и ругоз; некоторые покровы обладают шаровой отдельностью, шары лав в верхней части покровов разобщены, а промежутки между ними заполнены известковистым туфом с остатками ругоз *Rhizophyllum* sp. (S—D₁), новый род, близкий к *Solipetria Fontaine* (D₁—D₂), табулят *Favosites* sp.; фауна указывает на ниже-среднедевонский возраст толщи—50 м.

8) Мелкощепнистые брекчии с обломками андезитов, кремнистых пород и серых органогенных известняков—40 м.

Далее к югу разрез нарушен разломом, южнее которого развиты в основном тонкослоистые черные и темно-серые туфоалевролиты, кремнистые алевролиты и лидиты, содержащие мощные (60—250 м) пачки туфопесчаников и туфогравелитов. Эти пачки более всего напоминают грубообломочную толщу западного сечения. Местами чередование этих пород имеет ритмичный флишеподобный характер. Видимая мощность около 1000 м. В лидитах содержатся радиолярии *Entactinidae*.

Выше залегает андезито-яшмовая толща, такая же как в западном сечении. И, наконец, южнее, отделяясь от яшм разломом, появляется кремнисто-алевролитовая толща.

Необходимо отметить, что для Южной единицы свойственно большое количество даек диабазов, андезитов, а также субвулканические тела среднего и кислого состава, которые деформированы совместно с вмещающими толщами.

Весь комплекс отложений Южной единицы представляется единой ассоциацией подводных лав андезито-базальтового состава, их обильных пирокластов, продуктов их размыва и переотложения в виде туфогенных и вулканомиктовых обломочных пород и, наконец, кремнистых осадков, в том числе радиоляритов. Появление олистостромового горизонта свидетельствует о резко расчлененном подводном рельефе. По возрасту этот комплекс охватывает интервал времени по крайней мере от низов силура до нижней половины девона включительно, скорее же всего его формирование продолжалось и в верхней половине девона. Хотя главные литологические толщи в общем могут быть с рядом неизбежных отклонений прослежены по простираанию всей южной единицы, последовательность их напластования в разрезе твердо не выяснена. В целом несомненно, что на севере обнажаются более древние, а на юге—более молодые горизонты. Об этом говорят и палеонтологические данные (на севере—фауна O₃—S₁, на юге—D), и то, что на севере вскрыта подошва

всего разреза с налеганием его на гипербазиты. Бесспорно присутствие в разрезе двух в общем похожих вулканических толщ андезитового и андезито-базальтового состава — северной, видимо, существенно силурийской, и южной — ниже-среднедевонской. Что касается возраста олистостромы и грубообломочной толщи, то они заведомо моложе древней вулканической толщи. Их соотношения с более молодой вулканической толщей остаются не известными, ясно только, что они не могут быть сильно разорваны по времени образования.

АЛЛОХТОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕДИНИЦЫ

Большая западная часть Центральной единицы сложена метаморфическими породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди них обособливаются, с одной стороны, зеленокаменные породы по основным эффузивам и габброидам, а с другой — монотонные сланцы по мелкообломочным и кремнистым породам. Местами хорошо видно, что зеленокаменные породы и сланцы по осадочным породам находятся в частом переслаивании между собой, в других случаях сланцы образуют самостоятельные толщи. В районе Номогон-Ула выше зеленых сланцев залегают сильно рассланцованные граувакковые песчаники и гравелиты с отдельными обломками плагногранитов. Серия надвигов развивает зеленосланцевый комплекс на отдельные чешуи, надвинутые на север. Вдоль разломов во многих местах прослеживаются узкие протрузивные выжимки серпентинитов. В 7 км к югу от Номогон-Ула метаморфические сланцы слагают крупный (13×2 км) останец тектонического покрова, залегающего на автохтоне Южной единицы. Метаморфические породы обычно сложно дислоцированы, часто сгофрированы в мелкие складки. Установлено проявление трех фаз деформации: первой, которой были образованы мелкие складки часто с вертикальными шарнирами; второй, отмеченной продольной субширотной сланцеватостью, секущей мелкие складки; и третьей, с которой связана система трещин кливажа северо-западного простирания. Зеленокаменные изменения четко контролируются сланцеватостью, т. е. они были приурочены ко второй фазе деформации. Учитывая, что метаморфические толщи участвуют в строении шарьяжных пластин как единое целое, можно заключить, что метаморфизм прошел до покровообразования.

К востоку метаморфизм постепенно падает и зеленокаменные породы в районе родника Убту-Булак сменяются значительно менее измененными зелеными вулканогенными породами. Однако и здесь в отдельных узких клиньях прослеживаются местами те же метаморфические породы; это вынуждает думать, что они, хотя бы частично, составляют самостоятельный стратиграфический элемент.

В восточных районах, примыкающих к Хадату-Ула, происходит общее структурное воздымание с появлением отмеченного ранее замыкания структуры Хадату-Улинской синформы. Здесь выявлен сложный пакет тектонических пластин, залегающих внутри синформы. Толщина пластин варьирует от 100—200 м до 1—2 км. Они сложены тремя комплексами пород: 1) гипербазитовым, 2) зеленых эффузивов и яшм и 3) терригенным, причем каждый из них составляет самостоятельные пластины.

Гипербазитовый комплекс выходит в структурно нижних пластинах. Он образован либо гипербазитовым меланжем, либо сильно нарушенными целиковыми пластинами. Наиболее распространен меланж, в котором первичные породы сохранились лишь в отдельных глыбах разного размера, погруженных в рассланцованную серпентинитовую массу. В отличие от меланжа Южной единицы состав глыб здесь более разнообразен: наряду с гипербазитами и клинопироксенитами отмечаются различные (роговообманковые и пироксеновые) габброиды, зеленые

диабазы, яшмы, в одном пункте встречены амфиболиты с многочисленными реликтами моноклинного пироксена, возникшие, как думается, за счет расслоенных габбро. В глыбах есть также плагиогранофиры с письменной структурой. Все эти породы представляют собой части офиолитовой ассоциации, за счет которой, очевидно, и образовался меланж. Гипербазитовый меланж слагает наиболее нижние пластины; на северном крыле Хадату-Улинской синформы он располагается непосредственно на автохтоне Северной единицы (рис. 3). Ориентировка как длинных осей глыб в меланже, так и сланцеватости в серпентинитовом цементе повсюду сравнительно пологая, совпадающая с общей синклинальной структурой. Вместе с тем меланж образует также субвертикальные тела, прорывающие более верхние пластины. Эти тела отходят от главной нижней пологой пластины вверх и легко могут быть интерпретированы в качестве протрузивных выжимок.

Целиковые гипербазитовые пластины установлены на северном и восточном крыльях Хадату-Улинской синформы. Они во всех случаях залегают на меланже и местами также кроются меланжем, так что некоторые из них можно рассматривать в качестве более крупных глыб в меланже. Размеры целиковых пластин составляют по толщине от 10—20 до 100 м и по протяженности от 300 м до 1 км. Они сложены в той или иной мере серпентинизированными гипербазитами: перидотитами, гарцбургитами, верлитами, иногда дунитами и лерцолитами. Очень часто в них наблюдается расслоенность с «ритмичным» чередованием сантиметровых слоев разного состава. Все породы сильно тектонизированы, но пластины в целом залегают субгоризонтально, что подчеркнуто также субгоризонтальным расположением расслоенности.

Комплекс зеленых эффузивов и яшм слагает верхние пластины. Во многих местах видно, что они залегают выше гипербазитов, но почти повсеместно контакт между ними тектонический. Лишь на северном крыле Хадату-Улинской синформы сохранились относительно слабо нарушенные соотношения между этими комплексами (рис. 3). Здесь расслоенные гипербазиты постепенно сменяются вверх меланократовыми пироксеновыми габбро, образующими слой толщиной 5—10 м. Внутри этого слоя габбро местами сильно альбитизированы и амфиболитизированы. Они совершенно незаметно переходят в плотно сцементированные мелкообломочные вулканические брекчии, состоящие из обломков основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, которые в свою очередь незакономерно связаны переходами с зелеными альбитизированными диабазами и спилитами. Мощность эффузивов равна 300 м. Они венчаются слоем красных яшм (40 м). Таким образом, здесь наблюдается типичный разрез офиолитовой ассоциации. Можно полагать, что целиковые гипербазитовые пластины и пластины, сложенные комплексом зеленых эффузивов и яшм, представляют собой растащенные части разреза прежде единой офиолитовой ассоциации.

В целом комплекс зеленых эффузивов и яшм сложен разнообразными породами, возможно, не всегда верно объединяемые нами в один стратиграфический комплекс. На значительных площадях своего распространения он состоит преимущественно из зеленых эффузивов — спилитов, диабазов, иногда с реликтами подушечной отдельности, которые ассоциируются с гиадокластическими туфами, кремнистыми алевролитами и яшмами. В других участках (преимущественно к юго-востоку от Хадату-Ула) распространены в основном яшмы, обычно хорошо слоистые, часто чередующиеся с кремнистыми туффитами, туфопесчаниками, туфо-алевролитами (рис. 1, 2). В породах видны следы взмучивания и подводного оползания. Местами среди них присутствуют прослои туфов андезитового состава и покровы спилитов и диабазов. В яшмах отмечаются плохо сохранившиеся остатки радиолярий, среди которых из точки, расположенной в 1 км к север-северо-востоку от Хадату-Ула, присут-

ствуют крупные формы *Sphaeroidea* gen. et sp. indet., возможно, нижнепалеозойского облика. К тому же комплексу отнесены монотонные неслоистые зеленые туфогенно-кремнистые породы типа гиалокластических туфов, слагающие несколько самостоятельных пластин.

Терригенный комплекс развит только на восточном замыкании Хадату-Улинской синформы. Он слагает относительно нижние тектонические пластины. Его основание, там где оно вскрыто, подстилается гипербазитовым меланжем, в свою очередь он тектонически перекрыт офиолитами и комплексом зеленых эффузивов и яшм. В терригенный комплекс объ-

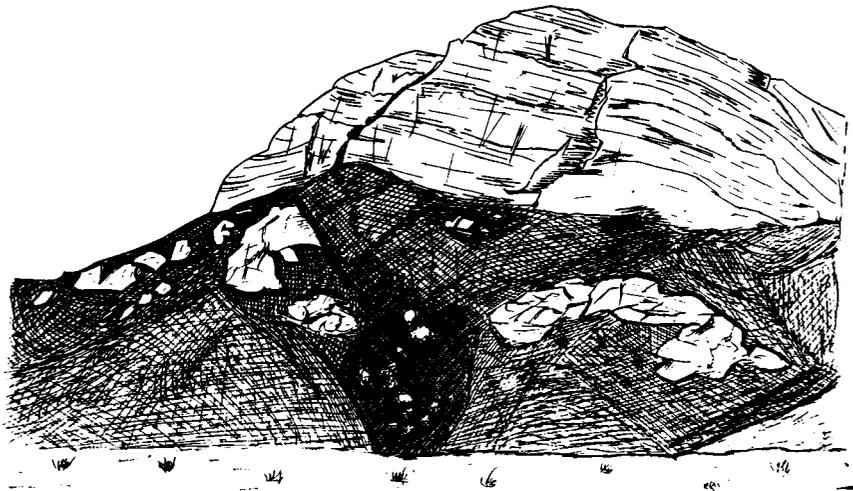


Рис. 6. Тектонически нарушенное налегание «меланократовых» песчаников с обломками пород офиолитового комплекса на гипербазиты в 2 км к западу от Хадату-Ула (зарисовка по фотографии). Темное — гипербазиты, светлые глыбы в них сложены теми же песчаниками, которые обнажаются на вершине горы. Протяженность рис. 300 м

единены две различные фации: известково-песчаниковая и олистостромовая.

Известняково-песчаниковая фация выходит в узкой пластине на юго-восточном крыле Хадату-Улинской синформы (рис. 1, 8б). Она состоит из хорошо слоистых пачек разногальечных конгломератов, зеленых разнозернистых песчаников, алевролитов и органогенно-обломочных известняков. В гальке конгломератов присутствуют плагиограниты, габбро, граносиениты, зеленые основные эффузивы, яшмовидные породы с радиолариями, брахиоподовые и другие органогенные известняки. В обломочном материале песчаников и гравелитов отмечаются плагиоклазы (в том числе кислые), андезиты, роговая обманка, пироксены, хлоритизированное стекло, пепловые туфы, кварц (до 20%), кислые эффузивы, возможно, калиевый полевой шпат. Таким образом, в обломочном материале резко преобладают продукты офиолитового комплекса. Разрез известняково-песчаниковой фации, изученной в 10 км к юго-востоку от Хадату-Ула, имеет видимую мощность около 200 м и состоит в нижней части из конгломератов и грубозернистых песчаников (60—80 м), в средней части из песчанистых известняков, чередующихся с песчаниками (100 м) и в верхах — из органогенно-обломочных известняков (10—20 м). В гальках известняков в конгломератах (из низов разреза) присутствуют нижнедевонские брахиоподы *Leptostrophia* ex gr. *rotunda* Bull. и *Leptoenopyxis* ex gr. *bouei* (Barr.), а также силурийско-нижнедевонская *Leveneia* sp. Отсюда же среди мшанок определены верхнесилурийская *Monotrypa* aff. *osgoodensis sajanica* Modz. и нижнедевон-

ская *Semicoscinium* aff. *magnum* Wasch. Из известняков в видимых верхах разреза определены эйфельские мшанки *Fistulipora* aff. *irregularis* Jang., *Atactotoechus* cf. *kwangsiensis* Hu Zhao Xun, нижнесреднедевонские ругозы *Barrandeophyllum cantabricum* Kullmann и *Zaphrentoides* (*Hapsiphyllum*) *multiseptatum* Kullmann, скорее нижнедевонские табуляты *Favosites* ex gr. *jermolaevi* Tchern. Исходя из этого возраст известняково-песчаниковой фации можно определить как эйфельский, хотя нельзя исключить и присутствие верхов нижнего девона.

Вероятно, к известняково-песчаниковой фации принадлежит небольшой (100×300 м) останец слоистых гравелитов и песчаников, залегающий тектонически на гипербазитовом меланже в 2 км к юго-западу от Хадату-Ула (рис. 6). Обломочные породы примечательны здесь тем, что они имеют, так сказать, меланократовый, почти бескварцевый состав, будучи образованными обломками пироксена, оливина, роговой обманки, основного плагиоклаза, спилитов и диабазов. Они определенно возникли за счет размыва пород офиолитовой ассоциации, в том числе гипербазитов. Обломки окатаны слабо, обычно угловаты, плохо сортированы, т. е. перенос был незначительным. В песчаниках местами встречаются обломки криноидей и мшанок.

Олистостромовая фация (на рис. 1, 8, а) распространена непосредственно к востоку от Хадату-Ула. В ней обычно хорошо обособливаются две группы пород: с одной стороны, песчаники, конгломераты, известняковые конглобрекции с обломками пород офиолитового комплекса и известняки (в том числе органогенные обломочные), т. е. в основном те же породы, что и в известняково-песчаниковой фации, а с другой — тонкий флиш, состоящий из ритмично чередующихся зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда с остатками радиолярий. Породы первой группы слагают крупные (от первых метров до первых десятков метров) отторженцы, заключенные во флише. Контакты отторженцев с флишем местами тектонически сорваны, так что иногда можно как будто бы объяснить ненормальные соотношения тектоническим будицажем, но в большинстве случаев контакты не нарушены и форма отторженцев разнообразна: это могут быть или изометричные разобщенные глыбы, или же удлиненные линзовидные тела, группирующиеся в прерывистые горизонты. Так, в 2 км к востоку от Хадату-Ула, примерно на одном гипсометрическом уровне, на расстоянии 3 км располагаются три удлиненных глыбы (4×10×30 м), образованные переслаиванием органогенно-обломочных известняков, полимиктовых известковистых песчаников и известняковых конглобрекций. Эти глыбы представляют собой, вероятно, остатки единого горизонта. Граница глыб и вмещающих песчано-алевритовых пород неровная, карманообразная, причем пласты алевролитов и песчаников деформируются и прихотливо изгибаются около контакта. Рядом с большими глыбами известняков наблюдаются свалы мелких неокатанных обломков известняков размером от первых сантиметров до первых метров. Подобные соотношения позволяют трактовать отторженцы в качестве олистолитов, а всю толщу считать олистостромой, в последствии тектонизированной. Поставщиком глыб, заключенных во флише, по всей вероятности, была описанная выше мелководная известняково-песчаниковая фация. Можно предполагать, что вскоре после литификации породы этой фации откалывались от материнской залежи и сползали по крутому подводному склону, запечатываясь тонкими песчано-алевролитовыми осадками. Эти последние, судя по их тонкозернистости, флишевой ритмичности и присутствию радиолярий, представляют собой относительно глубоководную фацию.

В разных глыбах известняков в олистостроме собрана следующая фауна: 1) в 1 км к востоку от Хадату-Ула — *Semicoscinium* aff. *ubensis* Nekh. (D₂), *Cyphotrypa* aff. *corrugata* (Weller) (S₂—D₂), *Crassaluna Utgaarg* (?), *Lioclema* cf. *minor* Jang (D₂gv), *Semicoscinium* aff. *mag-*

num Wasch. (D₁), *Fistulipora* cf. *irregularis* Jang. (D_{2e}), *Favosites* ex gr. *ermolaevi* Tchern. (D₁); 2) в 1,8 км к юго-востоку от Хадату-Ула — *Fistulipora* cf. *irregularis* Jang (D_{2e}), *Crassaluna Utgaarg* (?); 3) в 2 км к юго-востоку от Хадату-Ула — *Fenestella* aff. *glorea* Jaroshinskaja (D₁); 4) в 3,5 км к восток-юго-востоку от Хадату-Ула — нижедевонско-эйфельские мшанки *Semicoscium* aff. *magnum* Wasch., *S.* aff. *ubensis* Nekh., *Lioclema* cf. *minor* Jang., *Fistulipora* aff. *irregularis* Jang., *Anomalotoechus* aff. *bublitschenkoi* (Nekh.), *Isotrypa* aff. *asiatica* Nekh., брахиоподы — *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck. (S—D), *Stegorhynchella angaciensis* (Tchern.) (S₂), *Atrypa* aff. *reticulata* L. (S₂), *Acrospirifer* (?) sp. (D₁²) и табуляты — *Favosites* ex gr. *ermolaevi* Tchern. (D₁). Из этого списка видно, что возраст известняковых глыб варьирует от силура до середины девона, большинство глыб ниже-среднедевонские, т. е. такие же как породы известняково-песчаниковой фации. Время образования олистостромы, несомненно, более позднее, чем возраст фауны в глыбах, но, по-видимому, она не намного моложе известняково-песчаниковой фации, учитывая литологическую близость между ними.

Следует отметить отличие олистостромы Центральной единицы от олистостромы Южной единицы. Если последней свойственно относительное разнообразие состава олистолитов (эффузивы, яшмы, известняки и др.) и обилие туфогенного материала в цементе, то в олистостроме Центральной единицы состав олистолитов однообразен (карбонатно-терригенные породы), а цемент лишен вулканической примеси. Олистострома Южной единицы условно обозначена в качестве туфогенной, а Центральной единицы — как терригенная.

Таким образом, в тектонических пластинах аллохтона Центральной единицы заключены крайне различные по условиям формирования геологические комплексы: офиолитовая ассоциация и отдельные ее члены, олистострома, мелководные известняково-песчаниковые отложения, метаморфические сланцы. В них достоверно установлен лишь возраст известняково-песчаниковой фации, которая относится к эйфелю. Несомненно, что офиолиты древнее этой толщи, поскольку они есть в обломочном материале. Об этом же говорит и присутствие в кремнистых породах, возможно, нижнепалеозойских радиолярий. Олистострома, как говорилось, по-видимому, недалеко оторвана по возрасту от известняково-песчаниковой фации. Наименее ясен возраст метаморфической зеленосланцевой толщи. Частично она заведомо образовалась по комплексу зеленых эффузивов и яшм, но часть ее, возможно, и более древняя. Остается неясным и возраст метаморфизма: обломки метаморфических пород в составе обломочных толщ не обнаружены. Учитывая эти даже недостаточные данные о возрасте, можно все же констатировать, что последовательность залегания тектонических пластин обратна их возрасту. Более молодой терригенный комплекс слагает более нижние пластины, которые перекрываются более древним офиолитовым комплексом. Видимо, самые верхние пластины сложены метаморфическими сланцами. Направление движения тектонических пластин достоверно определить не удастся. Опираясь лишь на косвенные данные, на то, что в останце тектонического покрова метаморфических сланцев в 7 км к югу от Номогон-Ула его нижняя краевая часть образована лежащей складкой, опрокинутой к югу, мы предполагаем, что общее движение шло с севера на юг.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ И ВЫВОДЫ

Автохтон Северной и Южной единиц и аллохтон Центральной единицы образованы резко различными, но, очевидно, примерно одно-возрастными комплексами. Автохтонные разрезы обнимают по возрасту интервал по меньшей мере от низов силура до середины девона. В алло-

хтонном разрезе в составе терригенного комплекса заведомо также присутствуют ниже-среднедевонские горизонты. Возраст офиолитов может быть силурийским или ордовикским. Речь, конечно, может идти лишь о приблизительной разновозрастности разрезов автохтона и аллохтона, но даже и независимо от этого ясно, что в таком сравнительно небольшом по площади районе, как хр. Дзолен, тектонически совмещены комплексы, формировавшиеся совершенно в различной фациальной обстановке.

Автохтонные комплексы, характеризующиеся большим количеством подводных вулканитов андезито-базальтового состава, обилием их пирокластов, тесным переплетением с туфогенно-обломочными и флишеподобными терригенными толщами, присутствием кремнистых пород, в том числе яшм, появлением олистостромы (туфогенной), уверенно могут быть сопоставлены с обстановками современных островных дуг. Поля вулканитов Южной единицы, вероятно, отвечают самим вулканическим цепям, большей частью подводным, а туфогенно-обломочные отложения возникли за счет размыва этих цепей. Кремнистые толщи с радиоларитами, развитые в основном в Южной единице, отмечают глубоководные условия, существовавшие, по-видимому, на фронтальной, обращенной к желобу стороне дуги. Об этом же говорит и развитие здесь олистостромы, формировавшейся скорее всего на склоне к желобу. Терригенные толщи северной единицы можно истолковать как отложения, накопившиеся с тыловой части дуги на склоне к прежнему окраинному морю. Формирование вулканической дуги происходило на протяжении силура и девона в две эпохи, каждая из которых отмечена образованием вулканической андезито-базальтовой толщи: в раннем силуре и раннем — среднем девоне. Учитывая современное более южное положение более молодой вулканической толщи, вулканическая дуга, вероятно, мигрировала к югу.

На севере Южной единицы, как говорилось, нижняя андезито-базальтовая толща залегает непосредственно на гипербазитах. Из этого следуют по крайней мере два вывода. Во-первых, гипербазиты, таким образом, не обязательно встречаются только в разрезе офиолитовой ассоциации, а могут подстилать и островодужную ассоциацию. Во-вторых, вулканическая островная дуга закладывалась на ультраосновном, гипербазитовом подложье, и поскольку гипербазиты в соответствии с существующими данными (Пейве, 1969) являются составной частью океанической коры и мантии, то можно сделать вывод, что вулканическая дуга возникла непосредственно на океанической коре. В этом отношении среднепалеозойская вулканическая дуга Южной Монголии сближается с так называемыми дугами первого рода, типа Марианской или Тонга — Кермадек, не имеющими в своем подоле сиалического субстрата.

В аллохтоне Центральной единицы можно обособить (если не считать метаморфической толщи, с которой существует много неясностей) продукты трех различных фаций. Первую, более древнюю из них, составляют офиолиты, которые можно считать остатками ложа прежнего бассейна с корой океанического типа. Две другие, более молодые фации, представлены толщами терригенного комплекса: известняково-песчаниковой мелководной фацией и олистостромовой (терригенной) глубоководной, отвечающей, вероятно, условиям континентального подножия. Важно отметить, что состав обломочного материала известняково-песчаниковой фации и в еще большей мере «меланократовой» обломочной толщи к югу от Хадату-Ула характеризуется присутствием обломков пород офиолитового комплекса. Следовательно, уже в первой половине девона офиолиты, т. е. океаническое ложе, было местами поднято достаточно высоко, чтобы начать размываться. Очевидно, существовало океаническое поднятие, на склонах которого накапливались продукты его размыва. Олистострома свидетельствует о резкой расчлененности рельефа; она накапливалась, вероятно, у подножия океанического поднятия

непосредственно на океаническом ложе (об этом косвенно говорит то, что олистодрома повсюду залегает сейчас на гипербазитовом меланже). Отложение олистодромы скорее всего началось одновременно с первым движением тектонических покровов, и поэтому олистодрома должна была накапливаться с той стороны океанического поднятия, которая располагалась на фронтальной стороне движущихся тектонических пластин.

Все эти комплексы, отвечающие столь различным фациальным обстановкам и тектонически совмещенные сейчас вместе, первоначально должны были располагаться на значительных расстояниях друг от друга. Возможный (но далеко не однозначный и не строго доказанный)

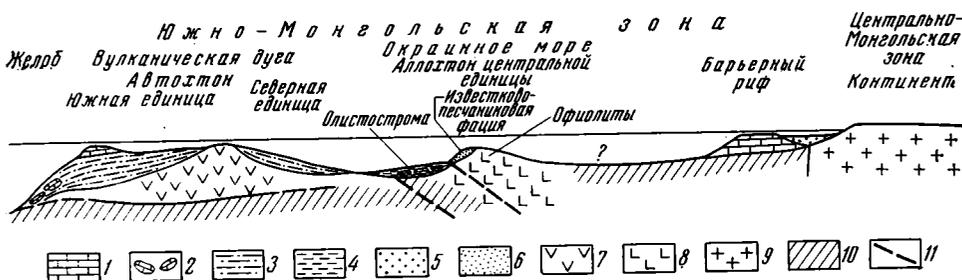


Рис. 7. Предполагаемая реконструкция первичного расположения фациальных обстановок Южно-Монгольской эвгеосинклинали. 1 — известняки, 2 — глыбы известняков в олистодроме, 3 — кремнисто-терригенные отложения, 4 — флишеподобные песчано-глинистые отложения, 5 — мелководные эпиконтинентальные обломочные отложения, 6 — мелководная известняково-песчаниковая фашия, 7 — андезиты, базальты, 8 — офиолиты, 9 — континентальная кора, 10 — океаническая кора, 11 — места заложения шарьяжей

вариант первичного расположения фаций показан на рис. 7, где изображена предполагаемая реконструкция примерно на середину девона. Автохтонные единицы трактуются в качестве вулканической дуги, обрамленной с юга глубоководным желобом. Наиболее неясен вопрос — откуда двигались аллохтонные комплексы? Поскольку к северу от хр. Дзолен (в хр. Гурван-Сайхан и других хребтах Гобийского Алтая) широко распространены среднепалеозойские офиолиты (Зонешайн и др., 1970; Суетенко, 1973), мы принимаем, что более вероятен привнос аллохтона с севера. Об этом говорят и упоминавшиеся выше некоторые структурные наблюдения. Поэтому на рис. 7 к северу от вулканической дуги нарисовано в пределах океанического бассейна внутреннее поднятие, сложенное офиолитами. На его склонах шло накопление пород мелководной известняково-песчаниковой фации, а на южном подножии формировалась терригенная олистодрома. На рисунке под олистодромой отмечены также предполагаемые места срыва, откуда началось движение на юг офиолитового поднятия, которое вначале перекрыло осадочные толщи и затем вместе с ними в конечном счете перекрыло вулканическую дугу. На северном краю реконструированного разреза изображен среднепалеозойский барьерный риф, отделявший океанический бассейн от каледонского континента Северной и Центральной Монголии. При такой трактовке Южно-Монгольская эвгеосинклираль рисуется в качестве аналога современных систем вулканических островных дуг и окраинных морей.

Безусловно, такого рода реконструкция крайне гипотетична. Независимо от той или иной интерпретации можно считать установленным: 1) покровное (шарьяжное) строение эвгеосинклинали комплексов Южно-Монгольской зоны в хр. Дзолен; 2) тектоническое совмещение по меньшей мере двух крупных фациальных сообществ — островодужной ассоциации, залегающей в автохтоне, и офиолитового комплекса,

слагающего аллохтон; 3) широкое развитие экзотических геологических образований типа гипербазитового меланжа и олистостромы; 4) залегание гипербазитов в основании островодужной ассоциации, т. е. формирование последней непосредственно на коре океанического типа. Эти особенности, конечно, не являются принадлежностью только хр. Дзолен, а свойственны, вероятно, и другим районам Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны.

Литература

- Геология Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1973.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В сб. Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В.* Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В сб.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики, М., «Наука», 1970.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Суетенко О. Д.* Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба Юго-Восточной Монголии.— Геотектоника, 1973, № 3.

Совместная Советско-Монгольская
научно-исследовательская геоло-
гическая экспедиция
АН СССР и МНР

Статья поступила
7 июня 1974 г.

УДК 551.242.52(571.1)

А. А. ГОРЕЛОВ

**К МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Предложенная методика основана на изучении распределения как современных мощностей осадочных отложений, так и их палеомощностей. Она позволяет определить составляющие общей амплитуды локального поднятия, образованные за счет уплотнения пород, облекания приподнятых участков дна бассейна седиментации, тектонических движений, а следовательно, и оценить количественно относительную роль седиментационного и тектонического факторов в формировании поднятия.

Формирование платформенных локальных поднятий, как известно, обусловлено многими причинами, среди которых наибольшее значение имеют структурообразующие процессы тектонического и седиментационного факторов. Под тектоническим фактором обычно понимаются вертикальные тектонические движения, которые приводят к деформации слоев и образованию платформенных структур различных порядков. К седиментационному фактору относят неодинаковое уплотнение осадочных отложений, облекание неровностей дна бассейна седиментации, неравномерное распределение по площади песчано-глинистых пород и другие структуроформирующие процессы. При формировании одних структур доминирующее значение имел тектонический фактор, а других — седиментационный. Часто встречаются структуры двойственной природы, т. е. структуры, сформировавшиеся при участии тектонического и седиментационного факторов. Из этого следует, что амплитуду локального поднятия по любой структурной поверхности, выражающей меру изгиба слоев, можно разделить на две составляющие — тектоническую и седиментационную (Хачатрян, Батурин, 1968).

Р. О. Хачатрян и Ю. Н. Батурин (1968) предложили методику определения относительной роли тектонического и седиментационного факторов в формировании локальных поднятий, основанную на изучении закономерностей распределения современных мощностей отдельных стратиграфических горизонтов.

В данной статье рассматривается методика количественной оценки седиментационного и тектонического факторов, основанная на изучении как современных мощностей осадочных отложений, так и их палеомощностей. Учитывается также и рельеф дна бассейна седиментации.

Седиментационная составляющая общей амплитуды локального поднятия образуется в основном за счет неодинакового уплотнения осадочных отложений и облекания выступов дна бассейна седиментации (например, эрозионно-тектонических останцов, биогермов и других приподнятых участков дна бассейна).

Осадки, как известно, при погружении на глубину постепенно уплотняются, что приводит к уменьшению их мощности. Величина уплотнения осадочных образований при прочих равных условиях зависит от глубины их погружения. Так как амплитуда платформенных локальных поднятий не превышает десятки, реже первые сотни метров, то уплотнение

одновозрастных пород, залегающих на крыльях и в своде поднятия, отличается незначительно. Отсюда следует, что если на крыльях и в своде платформенных локальных поднятий накапливались осадки одинаковой мощности и близкого литологического состава, то в процессе уплотнения их мощность сократится примерно на одинаковую величину. Если же мощность осадков на крыльях больше, чем на своде, то и величина сокращения мощности на крыльях будет больше, чем на своде. Это приводит к возникновению или увеличению антиклинального изгиба слоев пород осадочного чехла, т. е. к формированию амплитуды

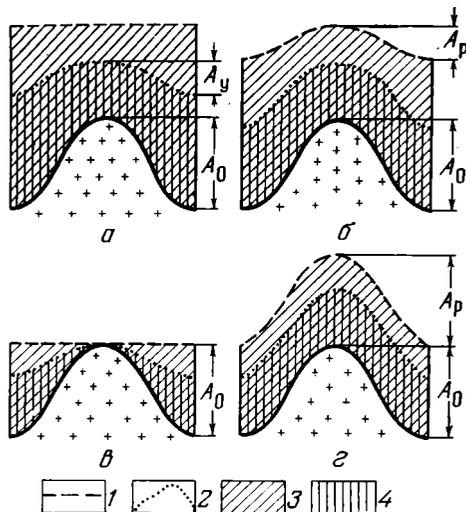


Рис. 1. Совмещенные разрезы структуры облекания

a и *б* — поднятия полностью сnivelированы глинными отложениями, *б* — частично сnivelировано, *г* — не сnivelировано даже частично.

Положение кровли глинистой толщи: 1 — в конце накопления осадков, 2 — после погружения на глубину H (2500 м). Толща глинных отложений: 3 — в конце накопления осадков, 4 — после погружения на глубину H (2500 м).

поднятия A_0 , образующейся за счет уплотнения осадочных отложений при погружении их на глубину (рис. 1).

Увеличенная мощность осадочных отложений на крыльях локальных поднятий по сравнению со сводом могла образоваться при различных условиях. Многие локальные поднятия конседиментационного и седиментационного типов во время накопления осадков были выражены в рельефе и представляли собой приподнятые участки дна бассейна седиментации. Об этом свидетельствует различный литолого-фациальный состав, полное или частичное отсутствие некоторых стратиграфических горизонтов в сводах поднятий по сравнению с их крыльями. К таким структурам могут быть отнесены платформенные локальные поднятия типа облекания, уплотнения, возникшие пассивно в результате отражения неровностей древнего рельефа, и частично возрожденные структуры, формирующиеся при активном тектоническом режиме (классификация Н. Ю. Успенской, 1952 г.). На крыльях таких поднятий обычно накапливались осадки большей мощности, чем на своде.

Увеличенная мощность осадков могла также накапливаться на крыльях локальных поднятий, которые не были выражены в рельефе дна бассейна седиментации, но формировались при активном тектоническом режиме. В процессе нисходящих тектонических движений крылья локальных поднятий могли погружаться более интенсивно, чем свод. Если погружение компенсировалось осадконакоплением, то на крыльях поднятий накапливались осадки большей мощности, по сравнению со сводом. Аналогичная картина будет наблюдаться и при более интенсивном воздымании свода поднятия относительно его крыльев.

Облекание выступов дна бассейна седиментации накапливающимися осадками обычно приводит к полному или частичному их сnivelированию. Если осадки полностью сnivelировали выступ, то дно бассейна будет представлять собой горизонтальную или почти горизонтальную

поверхность (рис. 1, а). При частичном нивелировании выступа он будет соответствовать приподнятому участку дна бассейна седиментации с амплитудой A_p (рис. 1, б). В этом случае сводовая часть поднятия занимает более высокое гипсометрическое положение по сравнению с крыльями. Такой выступ в рельефе назовем положительным и обозначим со знаком плюс. При определенных условиях может образоваться сравнительно ровная поверхность дна, но наклоненная в ту или иную сторону, т. е. моноклиальный склон. В связи с этим некоторые участки, соответствующие крыльям поднятия, будут занимать более высокое гипсометрическое положение по сравнению со сводом. Такой рельеф на этом участке назовем отрицательным и его амплитуду обозначим со знаком минус.

Тектоническая составляющая общей амплитуды локального поднятия образуется в основном за счет относительного перемещения отдельных блоков фундамента и осадочного чехла. При этом тектонические процессы могут способствовать как увеличению, так и уменьшению амплитуды поднятия. Тектонический фактор, увеличивающий амплитуду поднятия, принимаем со знаком плюс, а уменьшающий — со знаком минус.

Изложенное выше можно записать в виде уравнения

$$A = A_c \pm A_T = A_y \pm A_p \pm A_T, \quad (1)$$

где A — современная амплитуда поднятия по кровле какого-либо стратиграфического горизонта осадочного чехла, m ; A_c и A_T — составляющие общей амплитуды поднятия соответственно седиментационная и тектоническая, m ; A_y и A_p — амплитуды седиментационной составляющей, образующиеся соответственно за счет уплотнения пород и облекания выступов дна бассейна седиментации, m .

О величине уплотнения осадочных пород можно судить по изменению их физических свойств. В работах В. В. Булатова, Е. З. Липелеса, Ю. А. Афиногенова (1968), Н. Б. Вассоевича (1960), Н. Я. Денисова (1946), Р. В. Калининой (1959), О. А. Калининой (1959), П. А. Карпова (1964), В. Л. Комарова и Д. В. Постникова (1964), В. В. Копериной и О. А. Дворецкой (1965), И. И. Нестерова (1965), Б. К. Прошлякова (1960), Е. И. Стетюха (1964), Н. А. Туезовой (1964), Э. Э. Фотиади (1957) и других исследователей систематизируются многочисленные результаты измерений физических свойств пород, приводятся средние значения для отложений различных стратиграфических подразделений, устанавливается зависимость между свойствами пород и их генезисом. Показано, что на изменение физических свойств пород существенное влияние оказывают вещественный состав, возраст, геостатическое давление, тектоническая активность района и другие факторы. Установлено закономерное уменьшение пористости и увеличение плотности (объемного веса) пород по разрезу от верхних горизонтов к нижележащим.

Закономерные изменения физических свойств с глубиной позволяют определить палеомощности осадочных пород. Методы и количественная оценка мощности, которую имели осадочные породы во время их образования, описаны в работах Ю. В. Мухина (1965), И. И. Нестерова (1965), А. Б. Ронова (1948, 1949), В. Е. Хаина (1964), Л. О. Хайцера (1971). А. А. Горелов (1972) предложил метод определения начальной (разуплотненной) мощности осадочных образований, которая рассчитывается как отношение современной мощности пород к коэффициенту усадки на современной глубине их залегания.

Для определения коэффициента усадки рассмотрим изменение с глубиной физических свойств осадочных пород Западной Сибири.

Осадочный чехол центральной части Западно-Сибирской плиты сложен в основном терригенными отложениями юрского, мелового, палео-

тенового и четвертичного возрастов. Среди терригенных пород залегают маломощные прослои, линзы и включения известняков, доломитов, сидеритов, мергелей и других осадочных образований. В верхней части разреза (верхний мел, палеоген) встречаются опоки и диатомиты. Общая мощность пород осадочного чехла превышает 3000 м. Строение и состав пород осадочного чехла подробно описаны в работах Т. И. Гуровой, В. П. Казаринова (1962), И. И. Нестерова и др. (1971), Г. Н. Перозо (1967) и др.

По материалам опорных скважин (Сургутской, Уватской, Ханты-Мансийской, Мало-Атлымской, Покурской, Больше-Реченской, Тымской,

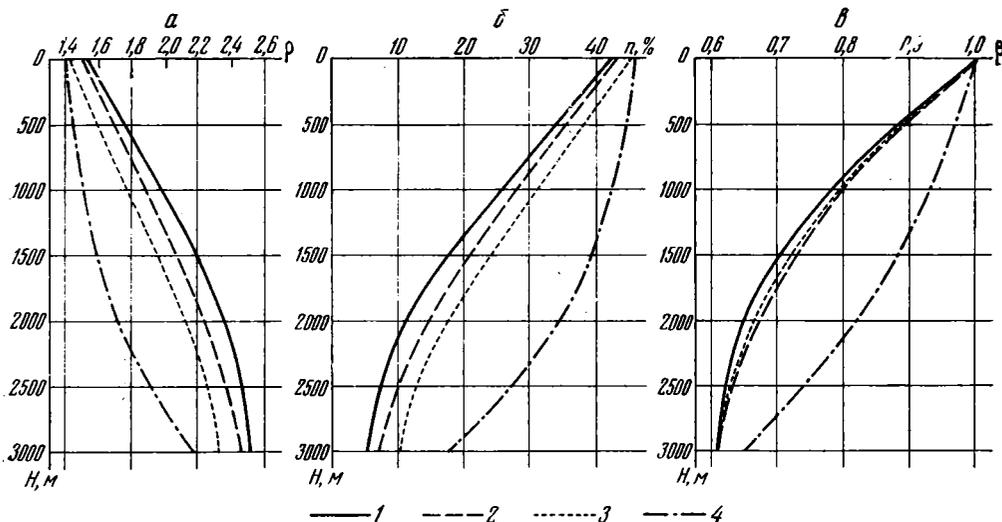


Рис. 2. Зависимости плотности (а), абсолютной пористости (б), коэффициента усадки (в) пород от глубины их залегания

1 — глины и аргиллиты, 2 — алевриты и алевролиты, 3 — сильноглинистые пески и песчаники, 4 — бесцементные и слабо сцементированные пески и песчаники

Ново-Васюганской, Ларьякской), пробуренных в центральной части Западно-Сибирской плиты, построены графики зависимости плотности (объемного веса) и абсолютной пористости глинистых, алевритовых и песчаных пород от глубины их залегания (рис. 2). На основании данных об изменении плотности и абсолютной пористости с глубиной можно определить коэффициент усадки, который представляет собой отношение объема (мощности) породы после уплотнения к объему (мощности) породы до уплотнения

$$\beta = \frac{v_1}{v_0} = \frac{h_1}{h_0} = \frac{\rho_0}{\rho_1} = \frac{1 - n_0}{1 - n_1}, \quad (2)$$

где β — коэффициент усадки породы; v_0 и v_1 — объем породы соответственно до и после уплотнения; h_0 и h_1 — мощность породы соответственно до и после уплотнения; ρ_0 и ρ_1 — плотность (объемный вес) породы соответственно до и после уплотнения; n_0 и n_1 — абсолютная пористость породы соответственно до и после уплотнения.

При определении коэффициента усадки условно предполагается, что в процессе уплотнения породы привнос и вынос материальных частиц либо практически не происходил, либо количество вынесенных частиц из породы примерно равнялось количеству привнесенных. В связи с этим масса единицы начального объема породы не изменялась. Допускается также, что в процессе уплотнения породы объем твердых минеральных частиц не изменяется, или этим изменением можно пренебречь, так как оно чрезвычайно мало по сравнению с величиной сжатия породы в результате уменьшения абсолютной пористости от n_0 до n_1 .

Результаты определения коэффициентов усадки глинистых, алевроитовых и песчаных отложений по уравнению (2) показаны на графиках (рис. 2, в). На этих графиках видно, что кривые изменения коэффициентов усадки глин, алевролитов и сильноглинистых песчаников близки между собой, но существенно отличаются от кривой для бесцементных и слабо сцементированных песчаных отложений. Коэффициенты усадки пород, сцементированных хемогенным материалом на ранней стадии диагенеза, в пределах рассматриваемых глубин (до 3000 м), видимо, будут близки к единице, т. е. уплотнение таких пород будет незначительным, так как для этого необходимо разрушение (растворение) образовавшихся жестких структурных связей, а это возможно лишь при определенных условиях.

Следует отметить, что коэффициенты усадки глинистых пород (глин и алевролитов) Сургутской, Уватской, Мало-Атлымской и Ларьякской опорных скважин, ранее рассчитанные нами для каждой скважины отдельно, отличаются друг от друга не более чем на 0,04, хотя расстояние между скважинами колеблется от 300 до 700 км. Такое незначительное изменение коэффициентов усадки позволяет считать, что они существенно не изменяются в пределах всей центральной части Западно-Сибирской плиты.

Зная величину коэффициента усадки пород, можно рассчитать мощность осадочных отложений, находившихся на различных глубинах погружения. Это позволяет определить амплитуду поднятия A_y , образовавшуюся за счет уплотнения пород при погружении их на глубину H .

В случае полного нивелирования облекаемого поднятия накопившимися осадками и последующего их погружения на глубину H (рис. 1, а) можно записать

$$A_y = A_0 - (h_{кр}^0 \beta_{кр} - h_{св}^0 \beta_{св}). \quad (3)$$

Если облекаемое поднятие было не полностью снивелировано накопившимися осадками (рис. 1, б), то уравнение (3) примет вид

$$A_y = A_0 - (h_{кр}^0 \beta_{кр} - h_{св}^0 \beta_{св}) - A_p. \quad (4)$$

В уравнениях (3) и (4) приняты следующие обозначения: A_0 — амплитуда облекаемого поднятия, м; $h_{кр}^0$ и $h_{св}^0$ — начальная мощность осадочных отложений соответственно на крыльях и своде поднятия, м; $\beta_{кр}$ и $\beta_{св}$ — коэффициенты усадки пород, находившихся на глубине погружения H соответственно на крыльях и своде поднятия. Остальные обозначения прежние.

Анализ уравнений (3) и (4) показывает, что амплитуда поднятия A_y по кровле образовавшихся слоев не остается постоянной во времени. Она увеличивается по мере погружения пород на глубину, так как численное значение коэффициентов усадки уменьшается с глубиной (рис. 2).

В случае накопления осадков только на крыльях поднятия (процесс может продолжаться до полного нивелирования поднятия, рис. 1, в), уравнения (3) и (4) соответственно примут вид

$$A_y = A_0 - h_{кр}^0 \beta_{кр}, \quad (5)$$

$$A_y = A_0 - h_{кр}^0 \beta_{кр} - A_p. \quad (6)$$

Уравнения (5) и (6) показывают, что в процессе погружения пород на глубину амплитуда поднятия A_y постепенно увеличивается, так как численное значение коэффициента усадки с глубиной уменьшается, а следовательно, уменьшается второй член правой части этих уравнений.

Если на своде и крыльях поднятия накопились осадки одинаковой мощности (рис. 1, з), тогда уравнение (4) примет вид

$$A_y = A_0 - h^0 (\beta_{кр} - \beta_{св}) - A_p. \quad (7)$$

Как видно из уравнения (7), уплотнение осадочных отложений, имеющих одинаковую мощность на крыльях и в своде поднятия, приводит к образованию амплитуды A_y незначительной величины, так как коэффициент $\beta_{св}$ лишь незначительно больше коэффициента $\beta_{кр}$. Это особенно относится к платформенным локальным поднятиям небольшой амплитуды.

Аналогичное явление, видимо, будет наблюдаться и в случае, если осадки отлагались на горизонтальной поверхности дна бассейна седиментации и имели одинаковую мощность, но в результате последующих тектонических движений приобрели антиклинальный изгиб.

После полного нивелирования выступов отлагавшимися осадками может возникнуть моноклиальная поверхность дна бассейна седиментации, наклоненная в ту или иную сторону. В этом случае для участков, где крылья занимают одинаковое или более низкое гипсометрическое положение, чем свод, амплитуду A_y определяют соответственно по уравнениям (3) и (4). На участках, где крылья занимают более высокое гипсометрическое положение, чем свод, амплитуду A_y можно определить по уравнению

$$A_y = A_0 - (h_{кр}^0 \beta_{кр} - h_{св}^0 \beta_{св}) + A_p. \quad (8)$$

Для количественной оценки изменения амплитуды A_y в зависимости от глубины погружения осадочных образований рассмотрим локальное поднятие, которое имело амплитуду облекания A_0 , равную 100 м. На крыльях и своде поднятия могли накапливаться глинистые осадки одинаковой или различной мощности. При накоплении осадочных отложений на крыльях мощностью 200 м, а на своде — 100 м произойдет полное нивелирование поднятия (рис. 1, а). Если на своде поднятия осадки не отлагались, а на крыльях образовались отложения мощностью 100 м, то поднятие также будет полностью сnivelировано (рис. 1, в). В случае

накопления осадочных отложений на крыльях и своде одинаковой мощности, равной 100 м, поднятие не будет сnivelировано даже частично (рис. 1, г). Изменения амплитуды A_y в зависимости от глубины погружения накопившихся отложений рассчитаны соответственно по уравнениям (3), (5) и (7). Результаты расчета приведены на графиках (рис. 3).

Определение амплитуды A_y по уравнениям (3) — (8) связано с определенными трудностями, так как не всегда известна амплитуда облеканого поднятия. В связи с этим произведем некоторые преобразования.

Если облеканое поднятие полностью сnivelировано накопившимися осадками и рельеф дна бассейна седиментации представляет собой горизонтальную поверхность, то разница мощностей между крыльями и сводом соответствует амплитуде облеканого поднятия (рис. 1, а). Это можно записать в виде

$$A_{0.к.} = h_{кр}^0 \beta_{кр.к} - h_{св}^0 \beta_{св.к} = h_{кр.к}^* - h_{св.к}^*. \quad (9)$$

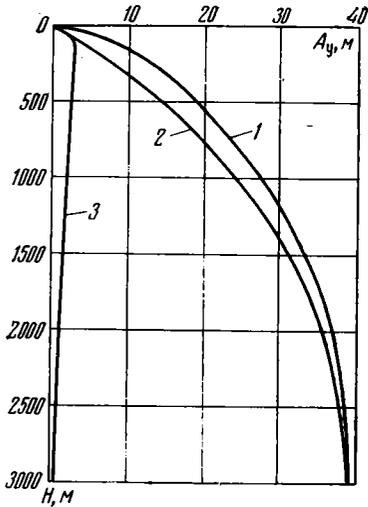


Рис. 3. Изменение амплитуды, образующейся за счет уплотнения пород, при погружении их на глубину

Амплитуда облеканого поднятия 100 м, мощность накопившихся глинистых отложений: 1 — на крыльях — 200 м, а на своде — 100 м, 2 — на крыльях — 100 м, а на своде отсутствует, 3 — одинаковая на крыльях и своде, равная 100 м

При погружении осадочных образований на глубину уравнение (9) нарушается. Это связано с тем, что мощность отложений на крыльях больше, чем на своде, и, следовательно, величина сокращения мощности на крыльях будет больше, чем на своде. Если глубина погружения осадочных образований соответствует современной глубине их залегания, то можно записать

$$A_{o.c.} = h_{кр.к.}^0 \beta_{кр.к.} - h_{св.к.}^0 \beta_{св.к.} + A_y = h_{кр.к.} - h_{св.к.} + A_y. \quad (10)$$

В уравнениях (9) и (10) приняты следующие обозначения: $A_{o.к.}$ и $A_{o.c.}$ — амплитуда облекаемого поднятия соответственно в конце накопления осадков данного горизонта и в настоящее время, m ; $\beta_{кр.к.}$ и $\beta_{кр.с.}$ — коэффициенты усадки осадочных образований на крыльях поднятия соответственно в конце накопления осадков данного горизонта и на современной глубине их залегания; $\beta_{св.к.}$ и $\beta_{св.с.}$ — коэффициенты усадки осадочных образований на своде поднятия соответственно в конце накопления осадков данного горизонта и на современной глубине их залегания; $h_{кр.к.}^*$ и $h_{св.с.}^*$ — мощности осадочных образований в конце накопления осадков данного горизонта соответственно на крыльях и в своде поднятия, m ; $h_{кр.с.}$ и $h_{св.с.}$ — мощности осадочных образований в настоящее время соответственно на крыльях и в своде поднятия, m . Остальные обозначения прежние.

Если тектонический фактор не оказывал заметного влияния на формирование структуры (при погружении осадков на глубину в пределах локального поднятия отсутствовали структурообразующие тектонические движения), то амплитуда облекаемого поднятия не изменялась во времени. В этом случае можно считать, что амплитуда облекаемого поднятия в конце отложения осадков данного горизонта соответствует современной, т. е. $A_{o.к.} = A_{o.c.}$.

Так как левые части уравнений (9) и (10) равны, то, приравняв правые части, получим

$$A_y = (h_{кр.к.}^* - h_{св.к.}^*) - (h_{кр.с.} - h_{св.с.}). \quad (11)$$

С целью повышения точности определения палеомощностей, а следовательно, и амплитуды A_y комплексы осадочных пород, имеющие значительную мощность (десятки — сотни метров), разбиваются на отдельные интервалы (пачки) небольшой мощности. В пределах этих интервалов коэффициент усадки изменяется по линейному закону, или это изменение с определенной долей условности можно принять за линейное. Для каждого выделенного интервала принимается средний коэффициент усадки, который равен среднеарифметической величине из значений в начале и конце интервала, а также значению в его средней точке.

Если терригенные осадочные образования представлены чередованием глинистых, алевролитовых и песчаных пород, отличающихся коэффициентом усадки, то возникает необходимость определения палеомощностей каждой литологической пачки и последующего их суммирования. В связи с этим уравнение (11) можно записать в виде

$$A_y = \sum_{j=1}^z [(h_{кр.к.}^* - h_{св.к.}^*) - (h_{кр.с.} - h_{св.с.})], \quad (12)$$

где $h_{кр.к.}^*$ и $h_{св.к.}^*$ — палеомощности j -й литологической пачки пород в конце отложения данного горизонта соответственно на крыльях и своде поднятия, m ; $h_{кр.с.}$ и $h_{св.с.}$ — современные мощности j -й литологической пачки пород соответственно на крыльях и своде поднятия, m ; z — число литологических пачек, выделенных в разрезе осадочной толщи.

Следует отметить, что при расчетах амплитуды A_y по уравнению (12) необходимо учитывать всю толщу осадочных пород, залегающих между

кровлей данного горизонта и поверхностью фундамента, так как величина антиклинального изгиба слоев данного стратиграфического горизонта определяется уплотнением всей толщи нижележащих осадочных образований.

Таким образом, приведенные материалы показывают, что величина амплитуды A , при прочих равных условиях зависит от разности мощностей между крыльями и сводом поднятия, а также от глубины погружения осадочных образований. При одинаковой мощности отложений на крыльях и своде поднятия она характеризуется незначительной величиной, и в некоторых случаях ею можно пренебречь. На величину и характер изменения амплитуды A , с глубиной существенное влияние оказывает количественное соотношение мощностей песчаных и глинистых отложений, накопившихся на крыльях и в своде поднятия. Повышение мощности песчаных отложений в своде поднятия по сравнению с крыльями способствует увеличению амплитуды A , а понижение — уменьшению. Это связано с тем, что коэффициент усадки песчаных отложений численно больше, чем глинистых (рис. 2, в).

Амплитуду приподнятого участка в рельефе дна бассейна седиментации A_p , существовавшего во время накопления осадков, можно приближенно установить путем детального анализа мощностей пород в крыльевых и сводовых скважинах. По промыслово-геофизическим материалам на крыльях поднятий определяется мощность отдельных стратиграфических горизонтов или их частей, но отсутствующих на своде. Эта мощность (с учетом уплотнения) примерно соответствует амплитуде выступа. При этом учитывается и литолого-фациальный состав пород.

Тектоническую составляющую A_t легко рассчитать по уравнению (1), если известны современная амплитуда поднятия A по кровле данного горизонта и амплитуды, образованные за счет уплотнения пород A_p и облекания выступов дна бассейна седиментации A_p .

Для примера рассмотрим Сургутское и Пунгинское поднятия.

На Сургутском поднятии, расположенном в Сургутском нефтеносном районе, пробурено четыре глубоких разведочных скважины, которыми установлены признаки нефтеносности в пластах Ю₁ (верхняя юра) и БС₁₀ (валанжин). Доюрский складчатый фундамент вскрыт на глубинах 2995 (скв. 52) и 3069 м (скв. 51). Кровля мегнионской свиты (верхний валанжин) вскрыта соответственно на глубинах 2254 и 2276 м, а кровля верхнего мела — 749 и 756 м (Нестеров, 1968; Нестеров и др., 1971). Эти данные показывают, что амплитуда поднятия уменьшается от нижних горизонтов к вышележащим. Так, по поверхности фундамента она составляет 76 м, по кровле мегнионской свиты — 24 м, по кровле верхнего мела — 9 м.

Пунгинское поднятие расположено в Березовском газоносном районе (Нестеров и др., 1971). Здесь выявлена промышленная залежь газа, приуроченная к пласту «П» вогулкинской толщи (верхняя юра) и частично к отложениям тюменской свиты (средняя и нижняя юра), коре выветривания и трещиноватым породам фундамента. На месторождении пробурено более 50 разведочных и эксплуатационных скважин. Почти все скважины вскрыли складчатый фундамент. В скв. 504 (сводовой) он залегает на глубине 1580 м, а в скв. 211 (крыльевой) — на глубине 1988 м. Кровля кошайской свиты (средний апт) залегает соответственно на глубинах 1148 и 1240 м, а кровля верхнего мела — 301 и 322 м (Боярских и др., 1971). Амплитуда поднятия между этими скважинами составляет по поверхности фундамента 410 м, кровле кошайской свиты — 94 м, кровле верхнего мела — 21 м.

Приведенные расчеты по уравнению (12) показывают, что современные амплитуды Сургутского поднятия по кровле мегнионской свиты и Пунгинского поднятия по кровле кошайской свиты примерно на 80—90% сформировались за счет уплотнения нижележащих осадочных образова-

чий. Остальные 10—20% сформировались за счет тектонического фактора и, возможно, облекания приподнятого участка дна бассейна седиментации (в данном случае определить A_p затруднительно).

Таким образом, предложенная методика позволяет определить составляющие общей амплитуды поднятия, образованные за счет уплотнения пород, облекания приподнятых участков дна бассейна седиментации, тектонических движений, а следовательно, оценить количественно относительную роль седиментационного и тектонического факторов в формировании локальных поднятий. Это дает возможность более детально изучить историю развития локальных поднятий, выяснить их генезис, что имеет большое значение для теории и практики геологопоисковых работ на нефть и газ и решения других вопросов нефтегазовой геологии.

Литература

- Боярских Г. К., Нестеров И. И., Ясович Г. С. Каталог стратиграфических разбивок.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1971, вып. 40, Тюмень.
- Булатов В. В., Липелис Е. З., Афиногенов Ю. А. Закономерности изменения коллекторских свойств горных пород от глубины их залегания.— Тр. СНИИГГИМС, 1968, вып. 56, Красноярск.
- Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.— Новости нефтяной техники. Геология, 1960, № 4.
- Горелов А. А. К методике палеотектонического анализа локальных поднятий.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1972, вып. 61, Тюмень.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Денисов Н. Я. Уменьшение пористости глинистых пород в процессе уплотнения и его геологическое значение.— Докл. АН СССР, 1946, т. 53, № 5.
- Калинина Р. В. Закономерности изменения физических свойств пород девона Центральных областей Русской платформы.— Прикладная геофизика, 1959, вып. 23.
- Калинина О. А. Сводные данные о плотности и пористости горных пород и опыты их геологического истолкования.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 133.
- Карпов П. А. Некоторые закономерности изменения пористости терригенных пород в зависимости от глубины залегания (на примере девонских отложений Волгоградской области).— Литолог. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Комаров В. Л., Постников Д. В. Влияние геологического возраста и глубины залегания на коллекторские свойства песчаных пород.— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1.
- Коперина В. В., Дворецкая О. А. Плотность и пористость глинистых пород.— В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. М., «Наука», 1965.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.
- Нестеров И. И. Уплотнение глинистых пород.— Сов. геология, 1965, № 12.
- Нестеров И. И. Каталог стратиграфических разработок.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1968, вып. 19, Тюмень.
- Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шпильман К. А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., «Недра», 1971.
- Перозио Г. Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири, М., «Наука», 1967.
- Прошляков Б. К. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологического состава пород.— Геол. нефти и газа, 1960, № 12.
- Ронов А. Б. Уплотнение осадков и точность методов изучения истории колебательных движений земной коры.— Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5.
- Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., «Недра», 1964.
- Туезова Н. А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГИМС, 1964, вып. 31.
- Уэллер Д. М. Уплотнение осадков.— В сб.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Фотиади Э. Э. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины их залегания.— Геол. нефти и газа, 1957, № 4.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хайцер Л. Л. К вопросу о вычислении первичной мощности осадочных толщ.— Литолог. и полезн. ископ., № 2, 1971.
- Хачатрян Р. О., Батурич Ю. Н. Методика количественного изучения тектонического и седиментационного факторов в строении и формировании локальных поднятий.— В кн.: Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы. М., «Недра», 1968.
- Тюменский индустриальный институт

Статья поступила
11 мая 1973 г.

УДК 551.24 : 551.76/77 (575.3) (06)

В. П. ЛОЗИЕВ

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ В ЧЕХЛЕ ЮЖНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ (НА ПРИМЕРЕ КАФИРНИГАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ)

Основными элементами разреза в Южно-Таджикской депрессии являются консолидированный фундамент и неконсолидированный чехол. Фундамент имеет глыбовую структуру, которая периодически изменяет площадь своей поверхности под воздействием радиальных усилий эндогенного происхождения. Изменения площади поверхности фундамента сопровождаются вращательными перемещениями его отдельных блоков. Сложные блоковые перемещения приводят к интенсивной складчатости чехла, развитию разрывных нарушений с большими горизонтальными и вертикальными смещениями, латеральным срывам и ряду дополнительных усложнений, вызванных неоднородно-слоистым его строением.

Геологическому строению депрессии посвящено огромное количество исследований. Часть этих работ рассматривает вопросы тектоники в целом и происхождение складок депрессии в частности. Основные положения, касающиеся происхождения складчатых форм, были сформулированы еще в 30—50-е годы в работах А. Р. Бурачека (1934), Г. П. Горшкова (1935), И. Е. Губина (1960), С. А. Захарова (1958, 1964), А. П. Марковского (1936), Д. В. Наливкина (1926), А. В. Пейве (1938), В. И. Попова (1938), Н. П. Хераскова (1932), П. К. Чихачева (1934) и в том либо другом варианте со значительными изменениями и дополнениями имеют место в более поздних публикациях (Вонгаз и др., 1962; Захаров, 1967; Лозиев 1969; Чедия, 1962). Однако до настоящего времени проблема происхождения складок этого региона остается остро дискуссионной. Учитывая ее важность для нефтяной геологии и значительный приток фактического материала, связанный с поисками месторождений нефти и газа, необходимо еще раз остановиться на вопросе происхождения складок в чехле депрессии.

Регион, известный под названием Южно-Таджикской депрессии (Бурачек, 1934), располагается в пределах Таджикистана, Узбекистана и Афганистана. Советская часть этой территории на востоке ограничена высокогорными сооружениями Памира, а на севере и западе — Тянь-Шанем, представленным соответственно Гиссарским хребтом и его юго-западными отрогами (рис 1). Депрессия является частью межгорной впадины, выделенной Н. П. Херасковым (1932). В современной структуре регион имеет двойственную характеристику. С одной стороны, это тектоническая депрессия, выполненная рыхлыми отложениями и заключенная между выступами более древних консолидированных пород, а с другой — это интенсивно расчлененная горная страна, сама в антропогене ставшая областью сноса терригенного материала. Основными элементами ее разреза являются жесткий фундамент и сравнительно рыхлый чехол.

Фундамент представлен магматическими, метаморфизованными осадочными и интрузивными породами герцинской и допалеозойской консолидации, которые обнажаются только в пределах горного обрамления депрессии. Исключительно сложная внутренняя структура фундамента

срезается региональной поверхностью выравнивания, на которой полого залегают фрагменты коры выветривания поздне триасового возраста и более молодых отложений (Шульц, 1948; Коннов, 1957; Лозиев, 1969; Лоскутов, 1962).

Новейшие движения в консолидированном фундаменте проявились в основном в виде расколов, наследующих разрывные нарушения более древнего заложения, и характеризуются интенсивными перемещениями его глыб, ограниченных этими расколами. О размахе глыбовых движе-

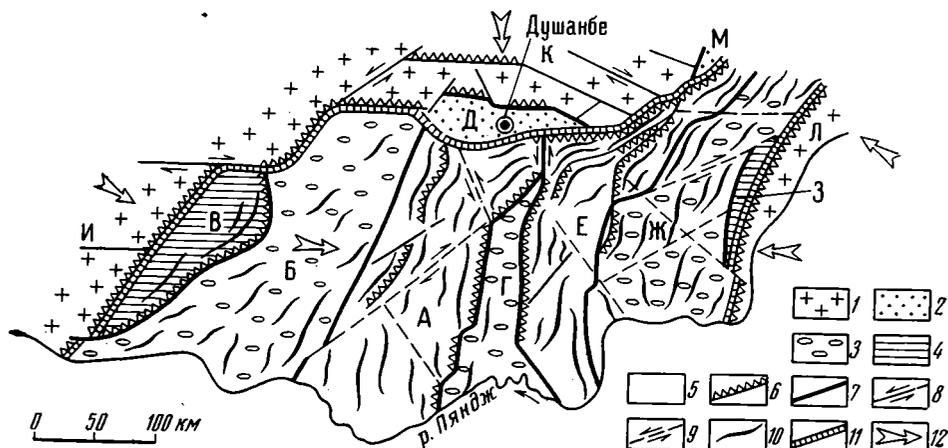


Рис. 1. Схема тектоники советской части Южно-Таджикской депрессии
 1 — горное обрамление депрессии; И — юго-западные отроги Гиссарского хребта; К — Гиссарский хребет; Л — Памир; 2 — предгорные ступени: Д — Душанбинская; М — Новабадская; 3 — синклинии и впадины: Б — Сурхандарьинский; Ж — Яхсуйский; Г — Яван-Кургантюбинская впадина; 4 — участки прибортовых дислокаций: В — Байсунский; З — Обиниоуский; 5 — антиклинории: А — Кафирниганский; Е — Вахшский; 6 — основные продольные разрывы; 7 — границы наиболее крупных структурных элементов депрессии; 8 — диагональные разрывы и ориентировка сдвигового смещения; 9 — диагональные разрывы, скрытые чехлом депрессии, и предполагаемая ориентировка сдвигового смещения; 10 — простирания локальных антиклиналей; 11 — границы Южно-Таджикской депрессии, 12 — ориентировка сжимающих усилий

ний в горном обрамлении можно судить хотя бы по тому, что максимальные высотные отметки выровненной поверхности составляют 3500—3800 м, а в пределах Душанбинской предгорной ступени скважины зачастую не достигают фундамента на глубинах в 5000 м. Другими словами, новейшая структура консолидированного фундамента в обрамлении преимущественно определяется разрывами.

Разрывы в пределах южных склонов Гиссарского хребта могут ориентироваться параллельно широтной герцинской структуре либо диагонально к ней. Первые имеют углы падения 30—60° и являются чаще всего взбросами, вторые — субвертикальные и классифицируются как сдвиги или взбросо-сдвиги (Лозиев, 1970). Сдвиги северо-западного простирания имеют правую ориентировку смещения, а направленные на северо-восток являются левыми. Диагональные нарушения могут пересекаться между собой, образуя торцово-сочлененные либо крестообразные структурные рисунки в плане (рис. 1,2). Взбросы чаще всего имеют угловатую конфигурацию, состоящую из продольных и диагональных отрезков. Диагональные отрезки являются взбросо-сдвигами, а продольные — взбросами. Вследствие этого создается впечатление взбросового нарушения, эшелонированного более молодыми сдвигами. Однако изучение дайкового выполнения нарушений, трещиноватости и долгоживущих грабенов на территории южных склонов Гиссарского хребта показывает, что разноориентированные разрывы длительно сосуществуют во

времени (Лозиев, 1969₂). Последнее позволяет рассматривать совокупности продольных и диагональных нарушений как сочетания взбросов и сдвигов. Нужно заметить, что упомянутые сообщества разрывных нарушений не являются необходимой принадлежностью какой-нибудь определенной категории структур. В настоящее время они описаны на платформах (Майданович, 1972), на эпигеосинклинальных орогенических сооружениях (Расцветаев, 1966, 1970), эпиплатформенных орогенических сооружениях (Лозиев, 1970; Дергунов, 1972), на островных дугах (Стрельцов, 1970). Сказанное позволяет вслед за А. В. Лукьяновым (1965) выделять эти сочетания в качестве устойчивых парагенезов разрывных форм, образующихся в условиях горизонтального сжатия. Судя по направлению сдвигового смещения, в южных склонах Гиссарского хребта такое сжатие ориентировано меридионально.

Состав фундамента на территории депрессии неизвестен, но на основании геофизических данных и общих геологических соображений предполагается, что он либо сходен с фундаментом, обнажающимся в прилегающих частях горного обрамления, либо является еще более жестким образованием, представленным срединным массивом допалеозойской консолидации (Власов, 1969; Крестников, 1962; Попов, 1938; Таль-Вирский, 1964). Это позволяет полагать, что реакция фундамента на новейшие тектонические усилия должна быть аналогичной как в депрессии, так и в ее горном обрамлении. Иначе говоря, фундамент в депрессии скорее всего должен иметь глыбовое строение.

Неконсолидированный чехол покрывает всю территорию депрессии. В горном обрамлении развивается неравномерно. Он широко распространен в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в виде отдельных фрагментов сохранился на южных склонах последнего, а в пределах Памирской части горного обрамления практически отсутствует.

Чехол подразделяется на два основных формационных комплекса отложений: платформенный и орогенный. Кроме того, на территории депрессии предполагаются терригенные накопления, занимающие переходное положение между консолидированным фундаментом и платформенными отложениями.

Переходные отложения. Региональное развитие поверхности выравнивания в горном обрамлении Южно-Таджикской депрессии позволяет предполагать присутствие коррелятивных ей отложений на территории сопряженных впадин. Высказанное положение подтверждается широким развитием пермско-триасовых отложений во впадинах Туранской плиты и наличием вулканогенно-терригенно-осадочной толщи триаса по восточной и южной периферии депрессии (Быков, Гаврилов, 1969; Власов, 1969; Егупов, 1966; Кулаков и др., 1969). Мощность толщи достигает 4000 м.

Платформенные отложения (3000—5000 м). Разрез платформенных отложений начинают породы юрского возраста, наиболее полно обнажающиеся в пределах горного обрамления депрессии.

Юрская толща лежит непосредственно на поверхности выравнивания, либо подстилается триасовой корой выветривания. Повсеместно имеет трехчленное строение. В основании залегают отложения угленосной формации ниже- и среднеюрского возраста. Карбонатная толща келловей — оксфорда либо ее песчано-глинистые аналоги у восточной границы депрессии занимают среднюю часть разреза. Верхи последнего сложены накоплениями галогенной и красноцветной формаций. Верхнеюрские соли и гипсы по разрывам либо в виде отдельных диапиров выводятся на поверхность депрессии. Мощность юрских отложений изменяется в пределах 145—2300 м (Лучников, 1972). Мощность галогенной формации достигает 850 м.

Меловые и палеогеновые отложения распространены преимущественно на территории депрессии. Накопления раннемелового возраста пред-

ставлены в основном красноцветными терригенными и сероцветными карбонатно-глинистыми отложениями. Красноцветы залегают преимущественно в низах разреза, а сероцветы — в верхней его части. Наблюдается отчетливое замещение сероцветов красноцветами в восточном и северо-восточном направлениях (Шванов, 1962). Верхнемеловые породы представлены известняково-глинистыми отложениями мощностью от 500 до 1000 м. Верхи платформенного комплекса сложены также морскими известняково-глинистыми накоплениями палеогенового возраста (400—900 м). В основании этих отложений обычно присутствует пачка (до 100 м) гипсов, а в кровле — красноцветные, глинистые и песчано-глинистые породы.

Орогенные отложения (до 7000 м) представлены преимущественно грубыми молассовыми накоплениями неогенового и антропогенного возраста.

Неогеновые отложения достигают максимальных (5—7 км) мощностей в окраинных частях депрессии. В направлении к ее центру мощности постепенно уменьшаются и обычно определяются цифрой около 3 км. Однако не исключено, что в сводовых частях антиклиналей мощности неогеновых отложений сокращаются еще более вследствие конседиментационного роста этих структур.

Разница в составе обломочных пород позволила Я. Р. Меламеду (1965) выделить два основных типа разрезов неогеновых отложений — окраинный и центральный. В окраинном типе обломочный материал представлен преимущественно гальками палеозойских пород горного обрамления депрессии. В центральном типе преобладает материал местного происхождения, представленный чаще всего обломками палеогеновых известняков. Наиболее грубообломочный разрез, состоящий из практически неокатанных обломков и глыб известняков и гипсов палеогенового возраста, наблюдался автором в северной оконечности Кафирниганского антиклинория. Эти отложения слагают синклинальную мульду между Джетымтауской и Сев. Даганакинской антиклиналями. В сводах антиклиналей они лежат с размывом на различных горизонтах палеогена, а в мульде имеют согласные соотношения с подстилающими породами, что свидетельствует о конседиментационном росте складок. О конседиментационном росте неогеновых складок говорит также выполаживание углов падения пород в синклиналях восточной части депрессии (Чедия, 1962).

Антропогенные отложения делятся на две серии — покровную и террасовую (Лозиев, 1972). Покровные накопления в основании содержат полифациальную, преимущественно обломочную толщу, известную под названием кулябского комплекса. Комплекс датируется ранним антропогеном на основании находок многочисленных костных остатков позвоночных. Максимальные мощности комплекса (более 1500 м) наблюдаются по периферии Яван-Кургантюбинской впадины, где мощная толща молассовых отложений погружается под чешуи сопряженных антиклинорных поднятий. Раннеантропогеновая моласса представлена чередованием пачек слоев, состоящих из хорошо окатанной гальки палеозойских пород и практически неокатанных обломков известняков и гипсов местного происхождения. Последнее говорит о большой скорости захоронения местного материала, препятствовавшей его транспортировке на большие расстояния.

Покровная серия венчается галечниками и лёссовидными породами илякского комплекса, который относится к среднему антропогену. На водораздельных пространствах Кафирниганского антиклинория покровные отложения представлены пролювиальными и лёссовидными накоплениями (до 100 м), нижняя часть которых постепенно переходит в аллювиальную галечниковую толщу (около 1000 м) долины р. Кафирниган. В долине аллювиальные отложения, по всей видимости, ныряют под

чешую Гурген-Зоркассинской антиклинали. Это предположение основывается на внезапном исчезновении мощной толщи аллювия в северной части антиклинория, где покровные отложения представлены пролювием. Отдельные линзы аллювиальных галечников наблюдаются только в непосредственной близости от упомянутой чешуи.

В антиклинориях покровные отложения с резким угловым несогласием залегают на дислоцированных породах верхнего мела — палеогена и тоже дислоцируются в сложные складки. В синклинориях они выполняют мульды неогеновых синклиналей; своды сопряженных поднятий антиклинальных складок при этом могут подвергаться размыву.

Террасовая серия отложений представлена накоплениями эрозионно-аккумулятивных террас, врезающихся в породы покровной серии и более древние образования.

Таким образом, после герцинского тектогенеза, выразившегося в дислокациях, метаморфизме и интродировании магматическими породами геосинклинальных образований, происходит формирование региональной поверхности и выравнивания на обширных территориях герцинских геосинклиналей, окружавших регион, занятый Южно-Таджикской депрессией. Коррелятивные этой поверхности молассовые отложения, по всей видимости, накапливаются на площади, близкой к современным границам депрессии.

Юрско-палеогеновое время характеризуется весьма спокойным тектоническим режимом платформенного типа. Область платформенного осадконакопления, наиболее обширная в палеогене, охватывает значительные пространства в тянь-шаньской части горного обрамления.

В неогене происходит резкая активизация тектонических движений, в результате которых формируются памирская и тянь-шаньская ветви горного обрамления депрессии, а также впадина между нами, известная под названием Таджикской депрессии. Хотя область накопления орогенных отложений значительно сужается, она все же остается довольно большой, и в нее включаются юго-западные отроги Гиссарского хребта и частично его южные склоны. Фрагменты впадины в настоящее время сохранились по северной границе депрессии в виде предгорной ступени горного обрамления (см. рис. 1). Ступени характеризуются широким развитием отложений чехла, но сам чехол смят в простые широтные складки тянь-шаньского простираня в отличие от сложной субмеридиональной складчатости депрессии.

В антропогене происходит дальнейшее воздымание горного обрамления. Консолидированный фундамент в юго-западных отрогах Гиссарского хребта выводится на поверхность, за счет чего площадь депрессии еще больше сокращается. Сама депрессия превращается в горную страну, которую вслед за А. Р. Бурачком (1934) автор называет Южно-Таджикской депрессией. Всего в орогенном цикле геологического развития депрессии выделяются три стадии: начальная, промежуточная и завершающая.

Начальная стадия соответствует формированию неогеновой межгорной впадины и завершается конседиментационной складчатостью и значительным выравниванием территории. Промежуточная стадия соответствует накоплению покровных отложений раннего и среднего антропогена. Одновременно происходит рост локальных антиклиналей, разрушение их сводов и очень быстрое захоронение местных молассовых отложений в интенсивно погружающихся смежных синклиналях либо более крупных прогибах. Завершающая стадия характеризуется складчатостью, протекающей на фоне общего поднятия и эрозионного расчленения территории депрессии. Формируются террасовые комплексы.

Структура чехла резко различается в горном обрамлении и на территории депрессии. В обрамлении и на предгорных ступенях чехол де-

формирован в простые отраженные складки, а в депрессии смят в узкие контрастные структуры линейной и волнистой конфигурации.

Простираение складок в северной части горного обрамления субширотное, а в депрессии преимущественно субмеридиональное, торцовое по отношению к широтным структурам Тянь-Шаня (см. рис. 1). С северной ее границей приблизительно совпадает уступ в фундаменте, выявленный по геофизическим данным (Кулагин, 1968), по которому Южно-Таджикская депрессия опущена относительно предгорных ступеней на 3—5 км. В то же время разновозрастные, например палеогеновые, накопления в антиклиналях, расположенных южнее этой границы, располагаются на значительно больших высотах (до 2000 м) по сравнению с аналогичными породами чехла на территории предгорных ступеней, что свидетельствует об интенсивной смятости последнего в депрессии. При этом наиболее сложные чешуйчатые дислокации могут перекрывать некоторую часть предгорных ступеней, залегая на разновозрастных отложениях чехла, в том числе и на покровной серии антропогеновых отложений (Лознев, 1972), либо непосредственно на консолидированном основании, перекрывая разлом, отделяющий это основание от предгорной ступени. Это обстоятельство в свое время было подмечено И. Е. Губиным (1960) на примере дислокаций Вахшского хребта.

Группы складок объединяются в более крупные структурные формы — антиклинории и синклинории. Антиклинорные сооружения занимают срединную часть депрессии, частично перекрывают ее центральную часть, представленную Яван-Кургантюбинской впадиной, которая выполнена антропогеновыми отложениями большой (более 1500 м) мощности. Наибольшие массы антропогеновой молассы, дислоцированные в мелкие складки, накопились в периферических частях впадины и вскрыты бурением в лежащем плече оконтуривающих ее разрывов, что свидетельствует об активном погружении этих участков под упомянутые отложения.

Синклинорные сооружения тяготеют к периферическим частям депрессии, где по разрывам граничат с выступами консолидированного фундамента восточной и западной ветвей горного обрамления. Переход к горному обрамлению может осуществляться через промежуточные участки сложных прибортовых дислокаций, которые совпадают с зонами крупных глубинных разломов (Оби-Ниоуская зона Дарваз-Каракульского глубинного разлома).

Если не принимать во внимание эти участки, то наиболее сложно дислоцированными являются антиклинорные сооружения. В отличие от синклинориев, где развивается гребневидная складчатость с прямолинейными осями антиклиналей, антиклинории характеризуются более сложными формами структур с волнистой конфигурацией осей складок. Наиболее полно изучена структура Кафирниганского антиклинория (рис. 2). Антиклинальные складки в этом антиклинории очень разнообразны по своей морфологии. Так, например, по форме свода выделяются гребневидные (Сев. Актауская), коробчатые (Ходжаказианская) и чешуйчатые (Джетымтауская) дислокации. Радиус антиклиналей по кровле верхнемеловых отложений не превышает 2—3 км, что свидетельствует о соответствующей глубине заложения концентрических изгибов.

Практически все складчатые и разрывные нарушения антиклинория наклонены на восток, в сторону Яван-Кургантюбинской впадины. Более крутые (60—80°) западные крылья антиклиналей, как правило, нарушены разрывами. К разрывам в северной части антиклинория приурочены выходы гипсов позднеюрского возраста. Гипсы и плоскости разрывов падают параллельно породам висячего плеча нарушения, что, по мнению альпийских геологов, наряду с небольшим радиусом складок, соизмеримым с мощностью надгипсовых отложений, является наилучшим критерием для косвенного доказательства срыва по этим гипсам (Обуэн,

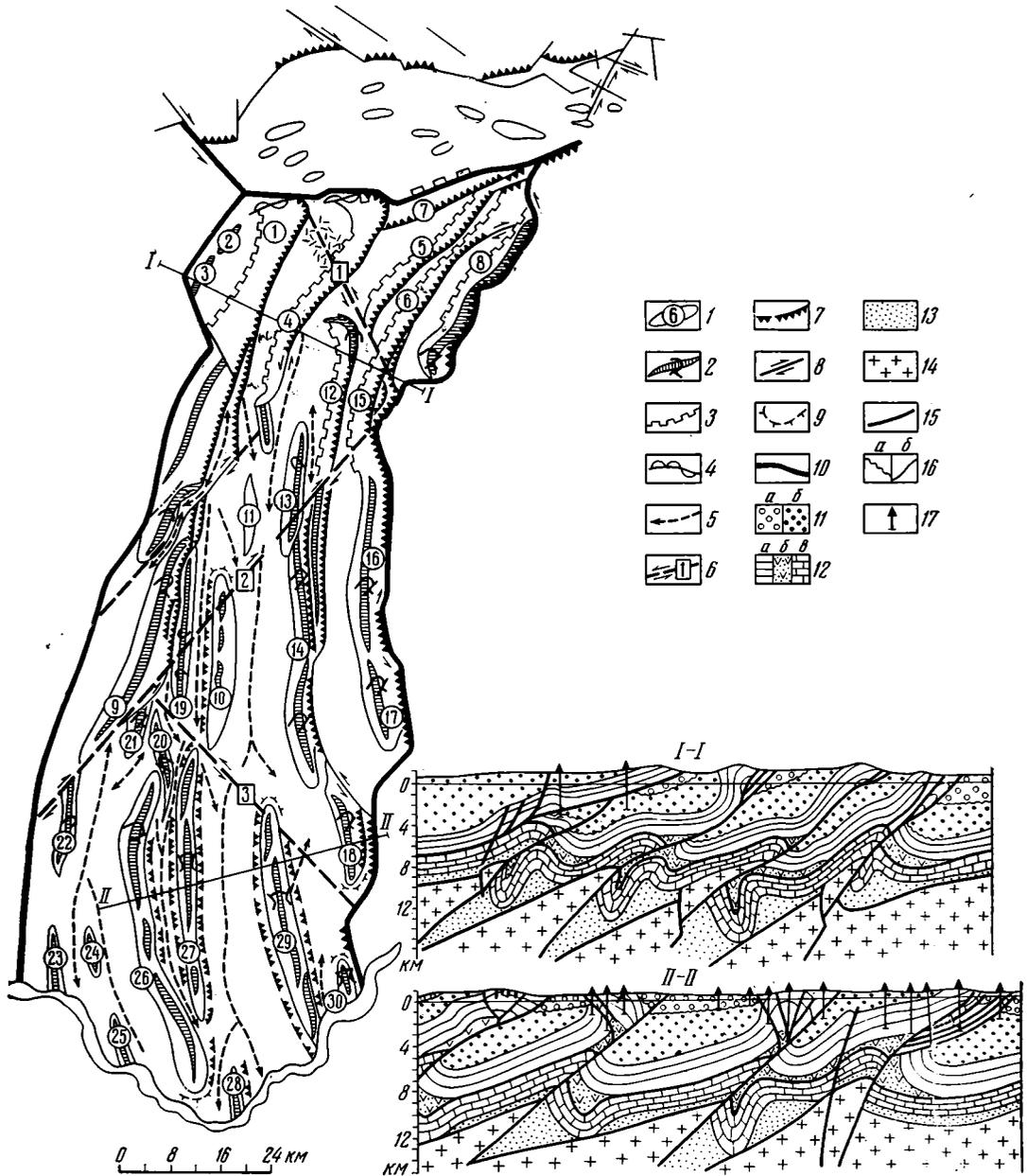


Рис. 2. Схема тектоники Кафирниганского антиклинория и предполагаемый вариант его глубинного строения

1 — условные контуры локальных антиклиналей и их порядковые номера; 2 — оси либо гребни антиклинальных складок и схематическое изображение формы их сводов; 3 — моноклинали (чешуи); 4 — флексурные изгибы; 5 — оси синклиналей; 6 — диагональные разрывы, скрытые чехлом депрессии, и предполагаемая ориентировка сдвигового смещения в фундаменте. Цифрой указан порядковый номер нарушения; 7 — продольные разрывы; 8 — диагональные разрывы и ориентировка сдвигового смещения; 9 — замыкания антиклинальных складок; 10 — границы антиклинория. Обозначения для разрезов: 11 — орогенные отложения: а — антропогеновые; б — неогеновые; 12 — платформенные отложения: а — мел-палеогеновые; б — верхнеюрские; в — юрские; 13 — переходные отложения; 14 — консолидированный фундамент; 15 — разрывы и плоскости срыва, 16 — размывы (а), нормальные стратиграфические контакты (б); 17 — интервалы глубинного разреза, охарактеризованные бурением. Антиклинальные складки: 1. Гурген-Зоркассинская (Бабатагская), 4. Каршитауская, 8. Джетымтауская. 9. Бешарчинская. 10. Пайрягатауская, 12. Гарданиуштинская. 13. Сев. Актауская. 18. Кызымчекская. 20. Сулдузская. 21. Мадиянбулакская. 29. Ходжаказанская. Основные диагональные разрывы, скрытые под чехлом Южно-Таджикской депрессии: 1. Даганакинский. 2. Бешкентский. 3. Ялгызкакский

1967). Сами гипсы, являясь наиболее пластичными горизонтами в разрезе, значительно облегчают формирование срывов и являются границей, по которой чехол делится на два дисгармонично построенных комплекса — подсолевой и надсолевой. В последнее время срывы по гипсам подтверждены глубоким бурением. Так, например, амплитуда срыва Гурген-Зоркассинской (Бабатагской) антиклинали определяется цифрой, превышающей 6 км (Кондур, Кукушкин, 1972). Значительной амплитудой характеризуется также срыв Кызымчекской и Аруктауской антиклиналей. На примере последних складок хорошо наблюдается весьма характерное явление, типичное для локальных структур, ограничивающих Яван-Кургантюбинскую впадину с запада, а возможно, распространенное гораздо шире (см. рис. 2). Оно заключается в том, что у поверхности разрыв, секущий крутое крыло, расщепляется в виде веера нарушений. При этом наиболее глубоко эродированными, сохранившими фрагменты дислоцированных покровных отложений антропогена, оказываются элементы антиклинали, ограниченные самыми пологими разрывами в наиболее глубоко погруженной части веера. Более крутые разрывы ограничивают современный свод, лишенный покровных отложений и эродированный на меньшую глубину. Создается впечатление, что в процессе развития структуры свод складки испытывает сложные поступательно-вращательные движения, наворачиваясь на активно погружающуюся и поддвигающуюся синклиналь, и подвергается при этом последовательному скальванию. Широкое развитие поддвигов в Кафирниганском антиклинории подтверждается также и тем, что неизвестно ни одного случая, когда бы разрыв, ограничивающий крутое крыло складки, переходил на ее фланге в сдвиг, соизмеримый по амплитуде с величиной срыва. Особенно ярким примером является ограничение Каршитауской и Гурген-Зоркассинской чешуй на севере не сдвигом, а флексурой (см. рис. 2).

Очень характерной является волнистость разрывных нарушений. В Кафирниганском антиклинории выделяются все три типа волнистости: ломаной линии, гирляндовая и синусоидальная, отражающие последовательное развитие разрывного нарушения во времени в условиях горизонтального сжатия (Гзовский, 1953; Гзовский, Черткова, 1953). На самом юге антиклинория разрывы имеют прямолинейную конфигурацию либо волнистую типа ломаной линии. Севернее волнистость постепенно усложняется и переходит в гирляндовую с элементами синусоидальной. Усложнение волнистости происходит также поперек антиклинория в восточном направлении (антиклинали Гурген-Зоркассинская, Каршитауская, Джетымтауская). Параллельно с усложнением волнистости разрывов увеличивается скученность структур, выраженная в увеличении частоты складок и степени перекрытия по разрывам сопряженных с востока синклиналей. Так, если на юге антиклинория расстояние между складками составляет 15—18 км, где антиклинали чередуются с синклиналями, то на севере синклинальные перегибы скрыты под чешуями сопряженных антиклиналей, а расстояние между ними не превышает 8—10 км (см. рис. 2). Наиболее скученные участки характеризуются максимальными высотными отметками тектонического рельефа. Так, в южной оконечности антиклинория палеогеновые отложения в сводах антиклиналей лежат на высотах 600—800 м, а на северо-востоке достигают высот 2000 м над уровнем моря. Таким образом, величина срыва в Кафирниганском антиклинории возрастает с юга на север и с запада на восток, сопровождаясь увеличением высот рельефа.

Волнистую конфигурацию разрывных нарушений повторяют оси и гребни антиклиналей, тогда как оси синклинальных структур остаются прямолинейными, что свидетельствует, вероятно, об отсутствии срыва в их основании. Прямолинейной осью обладают также антиклинали с коробчатой либо гребневидной формой свода. Усложнению волнистости

сопутствует все более «чешуйчатый» облик антиклиналей. Параллельно происходит выполаживание плоскости разрыва, ограничивающего крутое крыло складки. Наиболее крутые разрывы усложняют обычно складки с прямолинейной либо кулисно эшелонированной осью (Ходжаказиан, 45—50°), положе углы при волнистости типа ломаной линии (Гурген-Зоркассинская антиклиналь, Қызымчекская антиклиналь; 25—30°). Самыми пологими углами, по всей видимости, будет обладать гирляндово-волнистый разрыв, ограничивающий Джетымтаускую складку.

Стало быть, большинство антиклинальных складок Кафирниганского антиклинория могут рассматриваться в качестве деформаций надсолевого комплекса отложений, развивающихся во времени в условиях горизонтального сжатия. В силу этого обстоятельства локальные складки антиклинория представляются автором в виде единого зволуционноного ряда, отдельные члены которого генетически взаимосвязаны, но находятся на различной стадии геологического развития. Наиболее примитивными являются гребневидные складки с прямолинейными осями, в конце ряда располагаются структуры с наиболее сложной формой волнистости оси.

Описанные особенности разрывных и складчатых нарушений чехла усложняются рядом аномальных явлений, к которым относятся: структурные завороты антиклиналей и сопровождающих их разрывов (антиклинали Гарданиуштинская и Джетымтауская); зоны трещиноватости и разрывы, диагональные по отношению к простиранию структур (антиклинали Бешарчинская, Каршитауская, Актауская); торцовые притыкания антиклиналей (Бешарчинская, Сулдузская и Мадянбулакская складки), а также внезапные замыкания антиклиналей по простиранию, сопровождающиеся ветвлением сопряженных синклиналей (Ходжаказианская, Қызымчекская, Пайрыгатауская антиклинали). Описанные структурные аномалии группируются в довольно узкие линии, секущие Кафирниганский антиклинорий диагонально его простиранию. Наиболее уверенно выделяются три основные линии: северная (Даганакиикская), центральная (Бешкентская) и южная (Ялгызкакская). Они подразделяют антиклинорий на участки, характеризующиеся разной морфологией складок и рядом других признаков, что позволяет выделять участки в ранге структурных районов, если изменить контуры последних так, чтобы не пересекать локальные складки (см. рис. 2). Так, например, центральная линия, секущая антиклинорий в северо-восточном направлении, разделяет районы преимущественного распространения чешуйчатых складок и районы со складками преимущественно коробчатого облика. Южнее линии практически не имеется выходов юрских и нижнемеловых отложений, широко развиты синклинали, резко различается частота складок. По обе стороны от северной линии изменяется частота складок, различаются формы волнистости осей складок и ограничивающих эти складки разрывов. Южная линия отделяет наиболее симметричные складки с хорошо сохранившимися сводами от структур коробчато-чешуйчатого либо гребневидно-чешуйчатого облика. С юго-восточной половиной этой линии совпадает древнее русло р. Кафирниган.

Сказанное позволяет полагать, что описанные линии соответствуют разрывным нарушениям в фундаменте (Даганакиикское, Бешкентское и Ялгызкакское), прототипом которых являются диагональные нарушения сдвигового характера в горном обрамлении депрессии. Ориентировка скрытых сдвигов, определенная по структурным заворотам локальных складок чехла, соответствует условиям горизонтального сжатия ориентированного с запада на восток, как и структур в чехле депрессии, сформировавшихся в аналогичной динамической обстановке. Так же как и в горном обрамлении депрессии, диагональные сдвиги ее фундамента, вероятно, ассоциируют с продольными взбросами, образуя с ними устойчивые парагенезы. Взбросы, скорее всего, переходят в че-

хол и сочленяются с поддвигами надсолевых отложений. Это подтверждается разной степенью срыва синклинальных и антиклинальных складок, о чем говорилось ранее.

Таким образом, отдельные элементы глыбовой структуры фундамента как бы просвечивают сквозь дислоцированный чехол антиклинория, а формирование структуры чехла и фундамента протекает в сходной динамической обстановке. Если учесть, что передача горизонтальных усилий по недостаточно жесткому чехлу со стороны обрамления депрессии невозможна, а также то, что Кафирниганский антиклинорий отделен от последнего Сурхандарьинским синклинорием, характеризующимся менее сложной складчатостью, то следует вывод о причинной связи деформаций чехла и фундамента.

Описанные особенности дислокаций чехла свойственны не только Кафирниганскому антиклинорию, но с некоторыми отличиями наблюдаются и в восточной половине депрессии. Наиболее существенным отличием является то, что в восточной половине депрессии устанавливается горизонтальное сжатие, направленное с востока на запад, в соответствии с которым ориентируются парагенезы разрывных нарушений.

Второе существенное отличие заключается в широком развитии элементов соляной тектоники в южной половине Вахшского антиклинория и Яхсуйского синклинория. Соляные структуры выражены в овальных изометричных вздутых, усложняющих линейные складки, диапирах и излияниях юрских солей на поверхность. Они отличаются от типичных солянокупольных структур тем, что последние, являясь структурами поперечного изгиба, могут образовывать линейные формы (валы, гряды) путем слияния отдельных куполов. В нашем же случае элементы соляной тектоники лишь усложняют продольные линейные складки. Однако в отличие от гипсов Кафирниганского антиклинория соли в восточной части депрессии имеют самостоятельное структурообразующее значение.

Таким образом, структуры чехла и фундамента депрессии формируются в условиях горизонтального сжатия. Горизонтальное сжатие в Тянь-Шаньской части горного обрамления ориентировано на юг, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и западной половине Южно-Таджикской депрессии — на восток, в памирской части горного обрамления и восточной половине депрессии — на запад (см. рис. 1). Другими словами, сжимающие усилия не образуют парагенетически связанных квадрантов сжатия и расширения, формирование которых было бы неизбежным при меридиональной либо широтной ориентировке региональных сжимающих усилий, а везде направлены к центру депрессии. Такое распределение сжимающих усилий, по мнению автора, можно объяснить лишь в том случае, если связывать их происхождение с автономными очагами эндогенного заложения.

Изложенный материал позволяет полагать, что любая гипотеза, касающаяся происхождения складчатых форм депрессии, должна удовлетворять как минимум трем предпосылкам: наличию причинной связи между деформациями чехла и фундамента, признанию горизонтального сжатия в качестве основной структурообразующей силы и, наконец, эндогенной природе такого сжатия.

Происхождение складок. В одной из предыдущих статей автором разбирался вопрос о возможности формирования складок в чехле Южно-Таджикской депрессии за счет сокращения площади ее фундамента, которое тесно связывалось с процессом превращения межгорной впадины в горное сооружение. Подразумевалось, что парагенезы разрывных нарушений, представленные сбросами и сдвигами, во время погружения депрессии сменялись парагенезами сжатия, представленными сдвигами и надвигами (Лозиев, 1969_{1,2}). Однако приведенный материал показывает, что предложенный механизм не исчерпывает всего многообразия перемещения блоков фундамента, могущих вызвать коробление чехла

в депрессии. Например, не находят удовлетворительного объяснения крупные подвиги, сопровождающиеся накоплением значительных масс терригенного материала в лежащем плече разрыва. Непонятной остается дисгармоничная структура чехла депрессии. Выполаживание плоскостей разрывов по мере увеличения степени деформированности чехла и наполнение сводов антиклиналей на активно погружающиеся синкли-

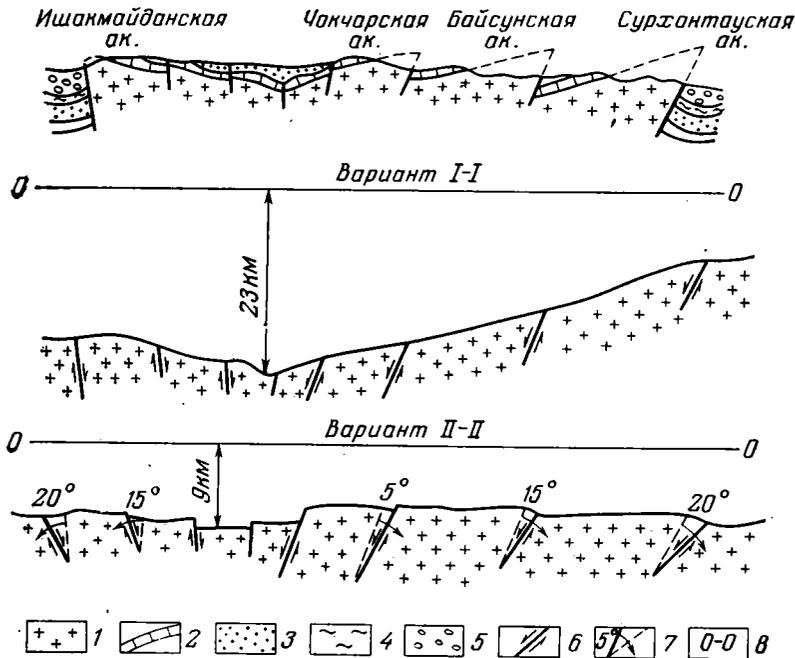


Рис. 3. Два варианта совмещения поверхности консолидированного фундамента в юго-западных отрогах Гиссарского хребта
 1 — консолидированный фундамент; 2 — юрские отложения; 3 — меловые отложения; 4 — палеогеновые отложения; 5 — неогеновые отложения; 6 — разрывы и ориентировка смещения; 7 — направление вращения блока и величина изменения первоначального угла, ограничивающего блок разрыва; 8 — нулевой уровень

нальные складки наводят на мысль, что в процессе сжатия блоки фундамента испытывают не просто прямолинейные перемещения по разрывам, а более сложные прямолинейно-вращательные движения, сопровождаемые изменением углов падения разрывных нарушений. Такой характер перемещений блоков фундамента, как кажется автору, можно установить на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где консолидированные отложения выходят на поверхность.

Юго-западные отроги Гиссарского хребта обладают отчетливо выраженным блоковым строением фундамента, подробно описанным В. М. Цейслером (1962), с хорошо сохранившейся поверхностью выравнивания, на которой залегают отложения юрско-кайнозойского возраста. Отложения чехла лежат параллельно поверхности фундамента, расчлененной на отдельные блоки, наклоненные под разными углами к горизонту (рис. 3). Приведение поверхности выравнивания к первичному субгоризонтальному уровню возможно двумя путями. Во-первых, можно совместить поверхности отдельных блоков, не изменяя углов падения ограничивающих их разрывов. В этом случае в центральной части отрогов мы получим впадину глубиной около 23 км (см. рис. 3). Поскольку существование такой структуры нереально, автору представляется более вероятным второй вариант, допускающий изменение углов падения ограничивающих блоки разрывов (см. рис. 3). В последнем случае глу-

бина впадины составит всего около 9 км, что вполне соизмеримо с мощностью отложений, накопившихся в Южно-Таджикской депрессии в мезозое и кайнозое.

Изменение наклонов поверхностей блоков интересовало многих исследователей. Например, О. А. Рыжковым (1962) на основании изуче-

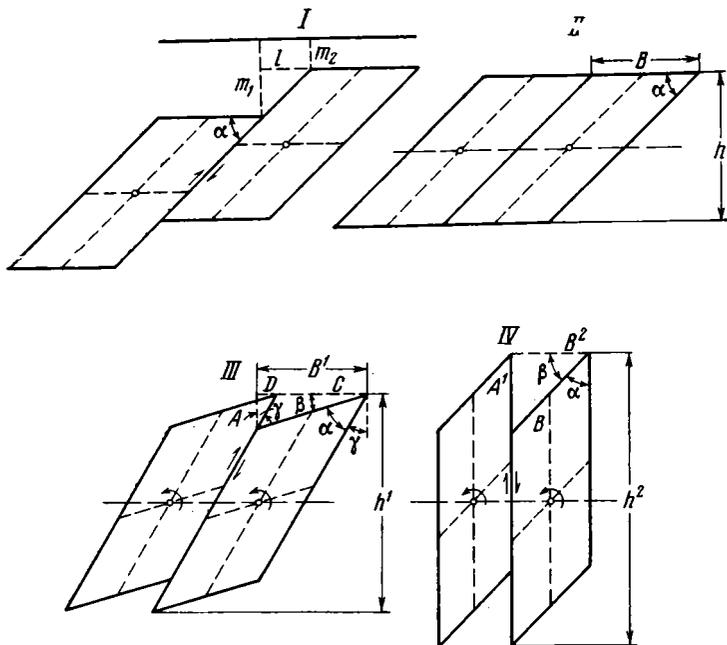


Рис. 4. Схема предполагаемого перемещения сопряженных блоков консолидированного фундамента

ния блоковых полей Узбекистана было показано, что блоки перемещаются не вертикально, а наклоняются в одну или разные стороны с различным темпом во времени или совершают более сложные перемещения. Эти движения, особенно в пределах флексурно-разрывных зон, сопровождаются горизонтальной компонентой, в результате чего возникает деформация сдвига. Она приводит к образованию эшелонированных и косо направленных к разлому складок. Внутри блоковых полей основной механизм связан с тангенциальным сжатием, а в отдельных блоковых полях — со сдвигом. Весьма интересны построения А. В. Волина (1963), связывающего возникновение перекосов земной поверхности с существованием так называемых циркульных глыб, ограниченных дугообразно выполаживающимся на глубину разрывом.

Автор несколько дополняет упомянутые построения тем, что в его представлении сопряженные блоки фундамента не имеют дугообразно-выполаживающегося ограничения на глубине, и поэтому они проскальзывают по отношению друг к другу подобно косточкам домино, зажатым между двумя пальцами. Такое представление позволяет предполагать наличие параллели с возникновением корней поднятий, поскольку в результате такого проскальзывания происходит сокращение поперечника агрегата сопряженных глыб и удлинение последнего в вертикальном сечении, как это показано на рис. 4. Кроме того, становится понятной причина преимущественного развития крутопадающих разрывных нарушений в горных сооружениях юга Тянь-Шаня, обладающих дислоцированным консолидированным фундаментом. В этом отношении необходимо отметить данные Н. В. Лукиной (1973), изучившей деформации поверхности выравнивания на этой территории. В результате этих исследований делается вывод, что максимальные деформации поверхности выравни-

нивания совпадают с наивысшими отметками рельефа и наибольшей мощностью земной коры, что вполне объяснимо с рассматриваемых построений. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта наиболее крутые уклоны поверхностей блоков тоже располагаются в северной оконечности горного сооружения, обладающей максимальными высотными отметками. Вывод о связи степени деформированности с высотой горного сооружения представляется весьма важным с практической точки зрения, поскольку позволяет предполагать наибольшее воздымание подсолевой толщи юрских отложений в северной оконечности Кафирниганского антиклинария и соответственно ориентировать глубокое бурение. Конечно, этот вывод справедлив лишь в том случае, если исходить из наличия причинной связи деформаций чехла и фундамента.

Естественно полагать, что вращательные перемещения отдельных глыб консолидированного фундамента невозможны без разрыва сплошности таких глыб на флангах. Диагональные сквозные нарушения по отношению к структуре юго-западных отрогов Гиссарского хребта описаны В. М. Цейслером и, по мнению автора, являются аналогом диагональных сдвигов в южных склонах Гиссарского хребта, где последние образуют парагенетические ассоциации с продольными взбросами. Что касается ориентировки сдвигового смещения, то в юго-западных отрогах автором предполагается противоположная ориентировка сдвига в восточной и западной оконечностях сквозного диагонального разрыва, что с кинематических позиций напоминает перемещения по трансформным разломам океанических рифтов (Хаин, 1972). Различное направление сдвига на противоположных концах одноименного плеча сквозного разрыва неизбежно вытекает из описанного механизма в связи с тем, что вращение глыб на разных флангах отрогов происходит в противоположных направлениях, как это показано на рис. 3.

Таким образом, геологические исследования различных авторов на территории Южно-Таджикской депрессии и ее горного обрамления, а также за пределами описанного региона позволяют предполагать сложные поступательно-вращательные перемещения отдельных блоков консолидированного фундамента. Естественно, что такие сложные движения, сопровождающие формирование парагенезов сжатия, не могут не привести к интенсивному короблению чехла депрессии.

Механизм надблокового коробления весьма сложен, и конечная морфология складок чехла зависит от различных сочетаний целого ряда характеристик. Основными, по-видимому, являются две их группы: геометрические параметры блоков фундамента и особенности перемещения последних, а также мощность и физические свойства пород чехла. Попробуем представить себе влияние упомянутых свойств на формирование дислокаций в чехле депрессии.

Очевидно, что предельная величина сокращения расстояния между двумя сопряженными разрывами, ограничивающими консолидированные блоки (L), складывается из величины их сближения вследствие обращения сбросов l и величины сокращения этого расстояния, явившейся следствием поворота блока в вертикальной плоскости ($B-B_2$) (рис. 4, I, IV).

Величина l определяется разностью мощностей отложений, накопившихся над двумя сопряженными блоками фундамента (m_1-m_2), умноженной на котангенс угла падения сброса. Ясно, что при достаточно пологих углах падения сбросов и больших значениях разностей мощностей осадков величина сокращения площади фундамента за счет ликвидации зияния сбросов может оказаться вполне удовлетворительной для объяснения формирования антиклинальных изгибов локальных складок в депрессии (Лозиев, 1969). Однако такой механизм недостаточен для объяснения крупных срывов. Поэтому периодической ликвидацией зияния сбросов на территории депрессии, вероятно, может быть объяснено

лишь периодическое возникновение и исчезновение пологих конседиментационных структурных форм, известных в геологическом прошлом региона.

Более сложные деформации чехла, сопровождающиеся дисгармоничными срывами, требуют, по всей видимости, и более сложных перемещений в консолидированном фундаменте со значительным сокращением его площади. Подсчеты, произведенные С. А. Захаровым (1962), показывают, что такое сокращение должно составлять около 30% первоначальной длины пластов.

Предельная величина сокращения расстояния между двумя продольными разрывами, ограничивающими отдельный блок фундамента, явившаяся следствием поворота этого блока, вычисляется по формуле $B^2 = B \cos \beta$ (см. рис. 4), где B — длина поверхности блока, а β — угол падения его поверхности. При падении ограничивающего блок разрыва под углом меньше, чем 90° , необходимо ввести поправку на перекрытие блоков, поскольку $B = C + D$, а $D = A \operatorname{tg} \gamma$, где γ — величина, дополняющая угол падения разрыва до 90° , или $\gamma = 90^\circ - (\beta + \alpha)$.

Расчеты показывают, что сокращение расстояния между параллельными разрывами может достичь весьма значительных величин в зависимости от пределов изменения угла падения поверхности блока. Последние в свою очередь зависят от угла α , составленного поверхностью блока и продольным разрывом (см. рис. 4), и определяются первичным углом падения последнего до начала вращения блока. Очевидно, что если допустить формирование сколовой трещины, которой и является упомянутый разрыв, под углом 30° к горизонту, то возможно почти двойное сокращение поперечника фундамента. При больших углах скола сокращение окажется меньшим. При падении разрывов под углом 90° дальнейшее вращение блоков оказывается невозможным без нарушения их геометрической целостности.

Охарактеризованный механизм блоковых перемещений по существу должен привести к формированию складчатости облекания в чехле депрессии, которая является разновидностью параллельной складчатости (Ажгирей, 1956). Однако радиус параллельной складки не может быть меньше мощности сминаемой толщи.

В условиях депрессии радиус складки облекания может быть определен величиной около 5 км (половина предельного сокращения расстояния между двумя продольными разрывами, ограничивающими блок фундамента). При этом автор исходит из того, что средняя величина поперечного сечения поверхности блоков в юго-западных отрогах Гиссарского хребта приближается к 20 км, а расстояние между параллельными разрывами в депрессии всегда меньше этой цифры. Стало быть, в параллельную складку облекания может быть согнута только нижняя часть чехла депрессии мощностью около 5 км, что приблизительно соответствует сумме мощностей переходного комплекса отложений и юрских пород в разрезе депрессии, перекрытых мощными накоплениями солей и гипсов. На рис. 5 показана принципиальная схема развития складок надблокового коробления и формирование дисгармоничной складки в подблоковом комплексе отложений. Схема учитывает реальные соотношения размеров блоков фундамента и мощности отложений чехла в Южно-Таджикской депрессии. На чертежах, составленных для разных значений углов скола ($\alpha = 30$ и 45°), отчетливо видно, что при вращательных движениях блоков фундамента и достаточной мощности отложений чехла в последнем образуются две основные системы разрывных нарушений. Одна непосредственно переходит в фундамент, другая является плоскостью дисгармоничного раздела, по которой верхняя часть чехла, не вписавшаяся в радиус допустимого изгиба, проскальзывает относительно нижней части в направлении, обратном ориентировке вращения блока. Формируется дисгармонично построенный комплекс отло-

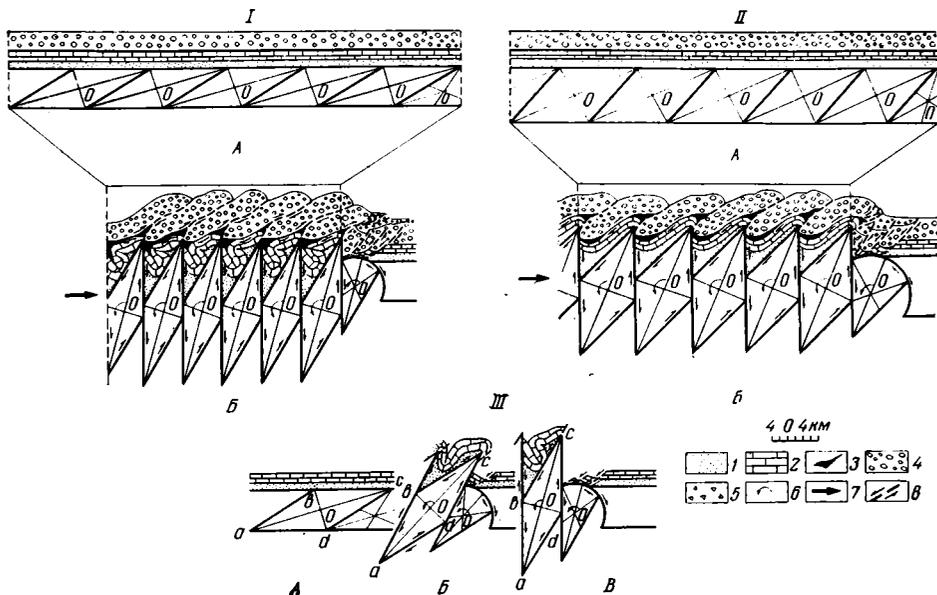


Рис. 5. Принципиальная схема формирования складок надблокового коробления
 1 — переходные отложения; 2 — подсолевые платформенные отложения; 3 — соли и гипсы; 4 — надсолевые платформенные и орогенные отложения; 5 — моласса местного происхождения; 6 — направление вращения блоков фундамента; 7 — ориентировка сжимающего усилия; 8 — разрывы и направление перемещения сопряженных плеч

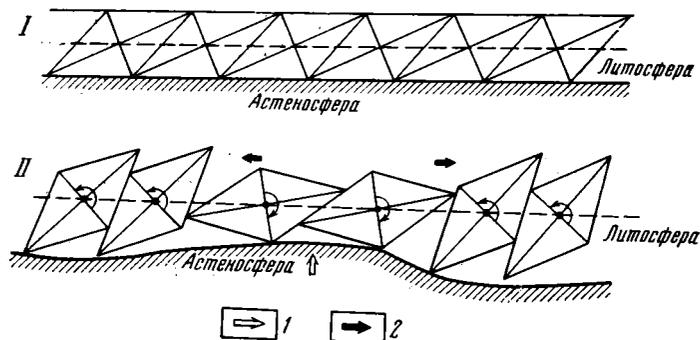


Рис. 6. Принципиальная схема трансформации радиальных усилий в горизонтальные глыбовой структурой земной коры
 1 — радиальные усилия; 2 — горизонтальные усилия

жений. Естественно, в природе процесс надблокового коробления значительно сложнее, поскольку на него накладываются дополнительные явления: элементы соляной тектоники, описанные ранее, структуры оперения и гравитационной тектоники, не нашедшие отражения в настоящей работе. Тем не менее надблоковое коробление в качестве ведущего механизма формирования локальных складок чехла депрессии представляется автору наиболее вероятным, поскольку позволяет объяснить возникновение сложной линейной складчатости депрессии исходя из блокового строения ее фундамента, которое отчетливо документируется в горном обрамлении и находит объяснение в истории геологического развития, в которой различаются периоды прогибания и воздымания, сопровождавшиеся возникновением парагенетически связанных структур растяжения и сжатия.

Что касается источника усилий, то эндогенная природа и автономность их очагов дают возможность предполагать трансформацию глубинных вертикальных движений в горизонтальные путем наложения радиальных движений на блоковую структуру земной коры. При этом над выпуклостями астеносферы будут формироваться участки растяжения с определенными парагенезами структур, а над вогнутостями — соответственно участки и структурные парагенезы сжатия, как это показано на рис. 6.

Приведенные сведения, по мнению автора, свидетельствуют о том, что горизонтальные сокращения либо растяжения блоковой структуры земной коры с образованием структурных парагенезов сжатия либо растяжения возможны под действием радиальных усилий эндогенного происхождения.

Сложные блоковые перемещения консолидированного фундамента в определенных условиях могут привести к весьма интенсивной складчатости в неконсолидированном чехле, к развитию разрывных нарушений с большими горизонтальными и вертикальными смещениями, латеральным срывам и ряду дополнительных усложнений, вызванных неоднороднослоистым строением чехла.

Литература

- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Бурачек А. Р.* Геоморфология Южно-Таджикской депрессии.— Тр. ТКЭ, 1932, вып. IV, Л., ОНТИ, «Химтеорет», 1934.
- Быков Р. И., Гаврилов В. П.* Структурно-тектонические особенности пермо-триаса Туранской плиты.— Изв. АН ТуркмССР, 1969, № 6.
- Власов Н. Г.* Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии.— Сб.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ, 1969.
- Волин А. В.* О глыбовом строении современных горных областей.— Сб.: Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б., Сафьян Л. М.* Тектоническое строение Таджикской депрессии. Тезисы докл. на Душанбинской сессии 2-го Всес. тектонического совещ. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.
- Гзовский М. В.* Волнистость простираения крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 2.
- Гзовский М. В., Черткова Е. И.* Моделирование волнистости простираения крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 6.
- Горшков Г. П.* Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой.— ТКЭ 1932 г., вып. XVIII, Л., ОНТИ «Химтеорет», 1935.
- Губин И. Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Дергунов А. Б.* Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время.— Геотектоника, 1972, № 3.
- Егунов С. В.* Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления.— Сб.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. «Недра», 1966.
- Захаров С. А.* Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. Тр. АН ТаджССР, т. ХСV, Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1958.
- Захаров С. А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии.— Тр. ИГ АН ТаджССР, отд. Геология, Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.
- Захаров С. А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмоструктурного районирования Южного Таджикистана.— Сб.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
- Захаров С. А.* Гипотеза зонного тектогенеза.— Изв. АН ТаджССР, 1967, № 2 (24).
- Кондур В. П., Кукушкин Р. М.* К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи Северного Бабатага.— Изв. АН ТаджССР, отд. физмат. и геол.-хим. наук, 1972, № 1.
- Коннов Л. П.* Литологический очерк верхнетриасовых бокситоносных отложений в Южном Узбекистане.— Изв. АН УзССР. Сер. геол., 1957, № 2.
- Кулагин В. К.* О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта.— Сб.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1968.
- Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я.* О стратиграфии триасовых отложений Северо-Западного Афганистана.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 7.

- Крестников В. Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопряженных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лозиев В. П.* К вопросу о происхождении складок в мезозойско-кайнозойском покрове Таджикской депрессии на примере Прикафирниганских хребтов.— Докл. АН ТаджССР, 1969₁, № 8.
- Лозиев В. П., Лим С. К.* К вопросу о перестройке палеозойского структурного плана и о блоковом строении докембрийского фундамента западной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва 1969₂, № 12.
- Лозиев В. П.* Общие черты структурного плана деформаций поверхности палеозойского фундамента южных склонов Гиссарского хребта и мезозойско-кайнозойского чехла западной части Таджикской депрессии. «Материалы научной сессии, посвященной 10-летию комплексной лаборатории ВНИГНИ», ротапринт РВЦ ЦСУ ТаджССР, Душанбе, 1970.
- Лозиев В. П.* Об антропогенных отложениях в междуречье Иляка и Кафирнигана.— Тр. ВНИГНИ, вып. 133, Душанбе, «Дониш», 1972₁.
- Лозиев В. П.* Гравитационные складки в Юго-Западном Таджикистане.— Тр. ВНИГНИ, вып. 133, Душанбе, «Дониш», 1972₂.
- Лоскутов В. В.* Геоморфология Таджикистана. Сб.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, Полиграфкомбинат, 1962.
- Лукина Н. В.* О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— Тр. ГИН, вып. 136, М., «Наука», 1965.
- Лучников В. С.* Стратиграфия юрских отложений юго-востока Средней Азии.— Тр. ТО ВНИГНИ, вып. 133, Душанбе, «Дониш», 1972.
- Марковский А. П.* О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня.— Научные итоги ТПЭ АН СССР, Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1936.
- Майданович И. А.* Структуры узлов пересечения крупных сдвигов в южной части Донешского бассейна.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Меламед Я. Р.* Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде.— В сб. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1, Душанбе, «Ирфон», 1965.
- Наливкин Д. В.* Геологический очерк Туркестана. Изд-во акционерного об-ва «Туркпечать», Ташкент — М., 1926.
- Обуэн Ж.* Геосиклинали. Проблемы происхождения и развития, М., «Мир», 1967.
- Пейве А. В.* Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 3.
- Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Расцветаев Л. М.* Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Расцветаев Л. М.* Тектоническая характеристика новейшей структуры южной Туркмении и смежных областей.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, № 3.
- Рыжков О. А.* К характеристике альпийских блоковых полей Узбекистана.— Тезисы докл. на Душанбинской сессии 2-го Всес. тектонического совещ., Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.
- Стрельцов М. И.* Об эшелонированном расположении структур в южной части Курильской островной гряды.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Таль-Вирский Б. Б.* Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня. Материалы 2-го Всес. тектонического совещ. в Душанбе. М., «Наука», 1964.
- Херасков Н. П.* Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих районов.— Бюл. МОИП, 1932, т. 1, № 3—4.
- Цейслер В. М.* Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 8.
- Чедия О. К.* Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. В сб. «Новейший этап геол. развития территории Таджикистана». Душанбе, Полиграфкомбинат, 1962.
- Чихачев П. К.* Тектоника Юго-Западного Таджикистана.— Тр. ТКЭ 1932 г., вып. 4. Л., ОНТИ «Химтеорет», 1934.
- Шванов В. Н.* Палеогеография Западного Таджикистана в раннемеловую эпоху.— Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. н, 1962, № 310, вып. 12.
- Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Зап. Всес. географ. о-ва. Нов. сер., 1948, вып. 13.

УДК 551.243(571.6)

В. Б. КАРАУЛОВ, А. Л. СТАВЦЕВ

О ГЛАВНЫХ СИСТЕМАХ РАЗЛОМОВ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Рассматриваются системы глубинных разломов — важнейшие элементы земной коры материковой части Советского Дальнего Востока. Эти разломы принадлежат к планетарной сетке, пересекают как платформу, так и окружающие подвижные области, образуют Джугджурскую, Ям-Алинскую и Тукурингскую системы, унаследованные в палеозое и мезозое. Разломы влияли на историю геологического и тектонического развития региона, предопределяли мощности осадков, проявления магматизма и металлогеническую специализацию.

Анализ истории тектонических движений позволяет провести палеотектоническое районирование региона, проследить скрытые, слабо изученные зоны глубинных разломов, наметить узлы их пересечения, выделить новые металлогенические зоны и правильно прогнозировать поиски полезных ископаемых.

Разломы являются важнейшими элементами земной коры материковой части Дальнего Востока. Крупнейшие зоны разломов служат границами блоков земной коры, характеризующихся различным строением и историей геологического развития. Как правило, эти разломы заложены еще в докембрии и на протяжении всего фанерозоя активно влияли на характер осадконакопления, вулканизма и интрузивного магматизма. Они предопределили особенности тектонических деформаций и металлогеническую специфику региона. Обычно зоны крупнейших разломов подчеркиваются ориентировкой горных хребтов, речных долин и береговой линии морей. Таким образом, они активно влияли и продолжают влиять на формирование современного рельефа и гидрографии региона.

Строение и история развития крупных разломов Дальнего Востока неоднократно привлекали внимание исследователей (Беляевский, 1951; Беляевский, Громов, 1955; Богданов, 1960; Горжевский, Лазько, 1961; Забродин, Турбин, 1970; Иванов, 1972; Казьмин, 1962; Моралев и др., 1960; Онихимовский, 1960; Терентьев, 1964, и др.). Освещены в литературе также особенности некоторых систем разломов, развитых в отдельных структурных областях — Сибирской платформе, Монголо-Охотской складчатой области (Амантов и др., 1967; Беляевский, Борисов, 1964; Кириков, 1967; Изох, 1961; Красный, 1960, 1966; Нагибина, 1963; Чеботарев, Усенко, 1967; Салун, 1963; Ставцев, 1968; Чиков, 1972; Бельтнев и др., 1972, и др.).

В то же время теоретический и практический интерес имеет анализ пространственного размещения и роли разломов в истории геологического развития всей территории Дальнего Востока, охватывающей крупные блоки земной коры с гетерогенным строением. Такой анализ поможет более полно понять основные закономерности в строении большого и сложного региона, оценить роль той или иной системы разломов в истории геологического развития и формирования металлогенических особенностей этой обширной территории.

Большой и интересный материал в этом отношении дает геологическое картирование региона, в котором авторы настоящей статьи принимают непосредственное участие с 1955 г. Сравнение средне- и мелкомасштабных геологических карт даже далеко отстоящих участков рассматриваемого региона показывает, что многочисленные разломы разных порядков обычно группируются в ограниченное количество субпараллельных систем, которые ориентированы примерно одинаково на Алданском щите и Бурейском массиве, в Юдомо-Майском прогибе и в Приамурье, на Охотском массиве и Сихотэ-Алине.

При выделении и картировании зон разломов наряду с методами геологического картирования в полной мере использовались результаты региональных геофизических исследований. Особую роль в выявлении и прослеживании крупных зон разломов играет дешифрирование космических телевизионных снимков и фотосхем. Обычно на них зоны разломов наблюдаются в виде узких темных или светлых полос, иногда они фиксируются резкой сменой фоторисунка или фототона. Следует, однако, подчеркнуть, что на космических телевизионных снимках четко дешифрируются зоны разломов, по которым происходили активные неотектонические движения. Крупные же зоны разломов, существовавших в палеозое и мезозое, но малоактивных на неотектоническом этапе развития дешифрируются с большим трудом или совершенно не выявляются на просмотренных снимках.

Продолжение некоторых разломов под акваторией Охотского моря в ряде случаев четко фиксируется конфигурацией изопахит осадочной толщи, построенных по геофизическим данным (Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000, 1964; Марков и др., 1967).

Анализ всех перечисленных материалов позволяет выделить в пределах Дальнего Востока три главные системы разломов: Джугджурскую (северо-восточную), Ям-Алинскую (близмеридиональную) и Тукурингскую (северо-западную). В каждую систему входят разломы разных рангов. Распространены они неравномерно. На приведенной схеме (рисунк) показаны наиболее крупные из них. Часто сближенные протяженные разломы образуют выдержанные зоны. Такие зоны характерны для всех трех указанных направлений, они показаны на схеме специальными знаками. Местами эти зоны не сопровождаются на поверхности протяженными разрывами, и в этих случаях они нанесены на схему с некоторой долей условности. Однако обычно и здесь они фиксируются по ряду косвенных признаков и, по всей видимости, отвечают скрытым глубинным зонам разломов.

СИСТЕМА РАЗЛОМОВ ДЖУГДЖУРСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

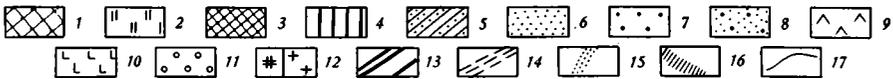
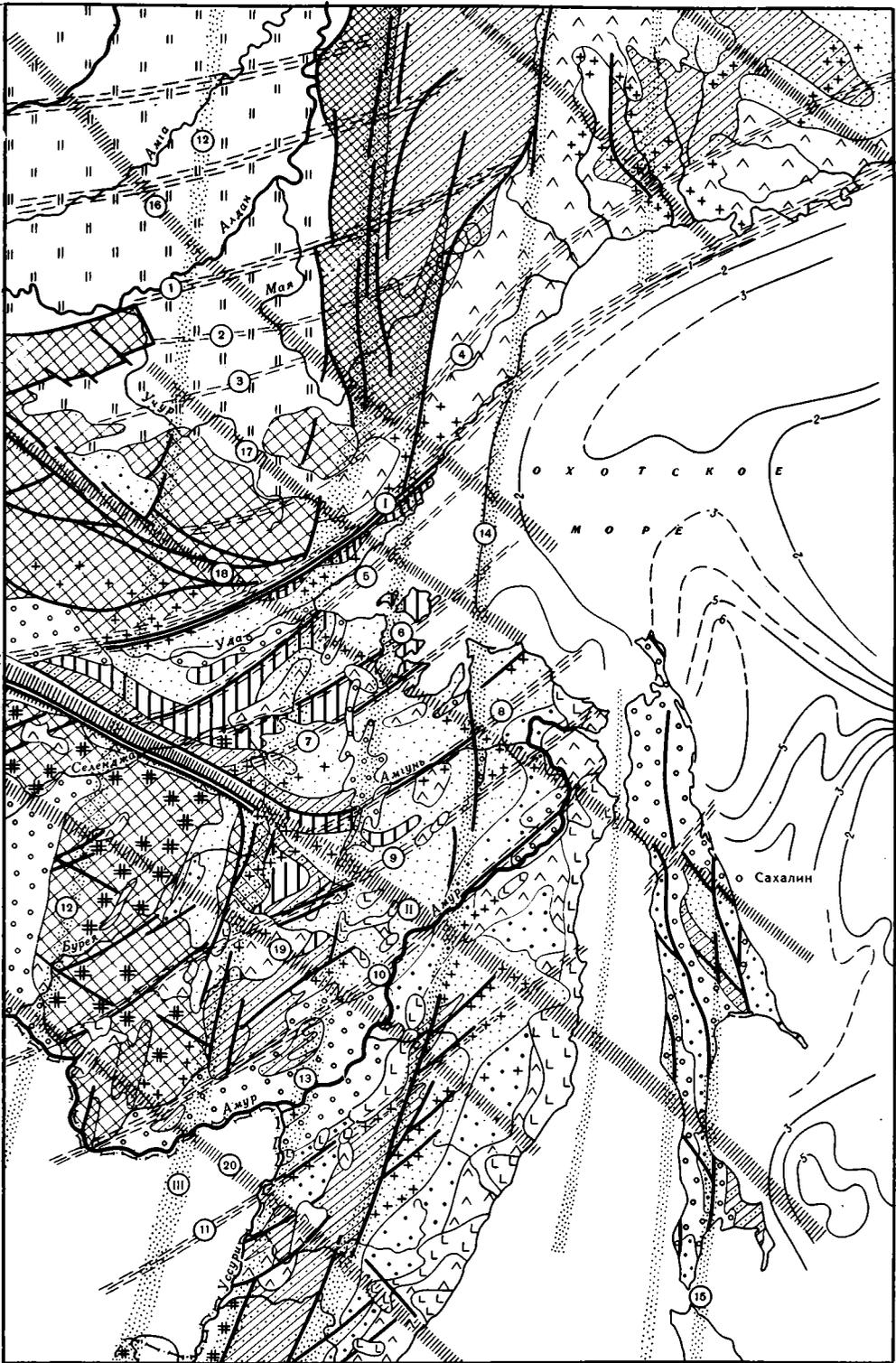
Крупнейшей в этой системе является Джугджурская зона разломов (рис., 1), играющая особую роль в строении рассматриваемого региона, поскольку она разделяет его на два крупных блока (мегаблока) — Алданский и Амурский. Первый из них является частью Северо-Азиатского кратона, характеризующегося материковой корой дорифейской консолидации. Этот блок охватывает юго-восточную часть Сибирской платформы, Джугджуро-Становую орогенно-магматическую систему, Южно-Верхоянскую складчатую систему. Амурский блок представляет собой участок сочленения Урало-Монгольского и Тихоокеанского геосинклинальных складчатых поясов (Муратов, 1965), в пределах которых земная кора консолидировалась значительно позднее, в палеозое и мезозое. На протяжении всей геологической истории эти блоки резко отличались друг от друга стилем тектонического развития, характером формаций и особенностями металлогении. Для Алданского блока характерен спокойный тектонический режим с преобладанием восходящих движений

земной коры. Начиная с раннего протерозоя (для Джугджуро-Становой системы со среднего протерозоя) и до начала мезозоя здесь сохранялись платформенные или близкие к платформенным условия тектонического развития. Лишь в раннем протерозое и в мезозое (возможно, и в палеозое) в пределах Джугджуро-Становой системы отмечается интенсивное воздымание земной коры, сопровождающееся мощным гранитообразованием. Устойчивое прогибание сохраняется на протяжении протерозоя и палеозоя лишь в Южном Верхоянье. Но и здесь вследствие того, что прогиб развивается на жестком платформенном основании, он по формационному составу выполняющих его отложений и характеру складчатых структур резко отличается от типичных геосинклинальных прогибов. Для Амурского блока, напротив, характерен типично геосинклинальный (в том числе эвгеосинклинальный) режим развития на протяжении всей геологической истории, включая мезозой.

Джугджурская зона представляет собой серию сближенных разломов, кулисообразно подставляющих друг друга. Ширина зоны колеблется от первых сотен метров до первых километров. Здесь породы интенсивно милонитизированы, катаклазированы и местами превращены в тектонические сланцы. В гравитационном поле эта зона фиксируется резкой ступенью, амплитуда которой в восточной части достигает 40 мЛг, что позволяет предполагать здесь значительное смещение границы Конрада и считать, что корни Джугджурского разлома уходят в мантию. Судя по соотношению линий отдельных разломов с рельефом, Джугджурская зона круто наклонена к северо-западу. Имеющиеся данные свидетельствуют о древнем заложении и длительном существовании этой зоны. Так, на востоке к ней приурочен гигантский линейно-вытянутый Джугджурский массив архейско-раннепротерозойских анортозитов. Здесь же развиты вытянутые пришовные массивы палеозойских габброидов. Джугджурская зона также контролирует мощные проявления мезозойского гранитоидного магматизма. Отдельные разрывы, входящие в эту зону, четко прослеживаются на космических телевизионных снимках.

В обоих блоках широко развиты менее крупные разломы, параллельные Джугджурской зоне, которые вместе с последней составляют систему северо-восточного (джугджурского) направления. Объем статьи не позволяет подробно остановиться на описании каждой из них, однако наша задача облегчается тем, что многие из этих зон были охарактеризованы ранее в работах ряда исследователей. В пределах Алданского блока к этой системе относятся Ульинская, Кеткапская, Аимо-Урахаинская, Дыгдино-Огонекская и другие зоны разломов. Почти все они заложены еще в протерозое и на протяжении всей последующей истории играли важную роль в размещении магматизма и оруденения (Ставцев, 1968). В юго-западном направлении (за пределами рассматриваемого региона) многие из этих зон разломов изменяют простирание и становятся близширотными. При этом в большинстве случаев такое изменение происходит на участках сопряжения зон джугджурского направления с зонами разломов иных направлений и является, по-видимому, вторичным.

В Амурском блоке северо-восточную ориентировку имеют Удская, Южно-Шантарская, Асыни-Тугурская, Амгунская, Сутырско-Бичинская, Приамурская, Алчанская и другие зоны разломов. Все они относятся к числу долгоживущих. Так, Удская, Южно-Шантарская и Асыни-Тугурская зоны оказывали влияние на распределение фаций и мощностей ниже- и среднепалеозойских отложений, в раннем мезозое ограничивали Удский, Торомский и Ульбанский прогибы, а в позднем мезозое контролировали проявления эффузивной и интрузивной деятельности (Караулов, 1970). Сутырско-Бичинская зона разломов, прослеживающаяся в пределах Буреинского массива, совпадает с простиранием ниже- и среднепротерозойских толщ. Она оказывала, вероятно, влияние



на формирование палеозойских гранитоидов, массивы которых приобретают здесь форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Далее на северо-восток она контролировала формирование средне-, позднепалеозойских и мезозойских складчатых структур, а также размещение вулканогенных образований и интрузивных тел мелового возраста. Сходную роль играла Алчанская зона разломов, которая также имеет достаточно четкое структурное продолжение в пределах Буреинского массива в виде серии кулисообразно расположенных разрывов и цепочек палеозойских интрузивных массивов на левобережье р. Буреи. Приамурская и Алчанская зоны разломов играли, вероятно, решающую роль в формировании Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы и активно влияли на характер проявления мезо-кайнозойского магматизма (Белогуб и др., 1971). Существование разломов джугджурского направления в более позднее время подчеркивается ориентировкой Удской, Омало-Усолгинской, Средне-Амурской и других кайнозойских впадин, а также некоторых зон излияния неогеново-четвертичных базальтов. Многие из этих разломов четко выражены в геофизических полях (Геология СССР, т. XIX, 1966).

Разломы джугджурского направления на протяжении всей геологической истории контролировали магматическую деятельность в регионе. Наиболее ярко это выражено в Джугджуро-Становой системе, ограниченной зонами Станового (на востоке Ульяновского) и Джугджурского разломов. На рубеже архея и протерозоя эти зоны разломов предопределяли возникновение огромного линейно-вытянутого Джугджурского массива анортозитов и многочисленных массивов габброидов. В раннем протерозое Джугджуро-Становая система явилась ареной интенсивнейшей гранитизации (Глуховский и др., 1972). В верховьях р. Учур в зоне Станового разлома наблюдается гигантское трещинное тело среднепротерозойских гранофировых гранитов (Южно-Учурский массив). К зоне Джугджурского разлома тяготеют массивы палеозойских гранитов и габбро. Наконец, в мезозое в Джугджуро-Становой системе имело место внедрение огромных масс гранитоидной магмы. По масштабам проявления мезозойского магматизма Джугджуро-Становая система не находит себе аналогов в пределах северо-востока Азиатского континента.

Разломы Джугджурского направления предопределили ориентировку и пространственное размещение вулканогенных прогибов Охотской

Схема расположения главных систем разломов материковой части Дальнего Востока. 1 — архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент Сибирской платформы и срединных массивов; 2 — чехол Сибирской платформы; 3—7 — осадочные и вулканогенно-осадочные образования складчатых областей: 3 — рифейско-нижнепалеозойские, 4 — нижне- и среднепалеозойские, 5 — верхнепалеозойские, 6 — верхнетриасовые-нижнемеловые, 7 — баррем-альбские и верхнемеловые; 8 — юрские и нижнемеловые отложения Токинской впадины; 9 — мезозойские вулканогенные образования; 10 — кайнозойские вулканогенные образования; 11 — кайнозойские наложенные впадины; 12 — участки интенсивного проявления гранитоидного магматизма: а — палеозойского, б — мезозойского; 13 — отдельные разломы: а — крупнейшие, б — менее крупные; 14—16 — главные зоны разломов: 14 — джугджурского направления, 15 — ям-алинского направления, 16 — тукурингского направления; 17 — изопакиты осадочной толщи в Охотском море по геофизическим данным (в км)

Собственные названия крупнейших зон разломов (цифры в кружках на схеме): I — Джугджурская; II — Тукуринго-Тумнинская; III — Хингано-Сетте-Дабанская;

Названия менее крупных зон разломов джугджурского направления:

1 — Дыдино-Огонекская, 2 — Аимско-Ураханская, 3 — Кеткарская, 4 — Ульяновская, 5 — Удская, 6 — Южно-Шантарская, 7 — Ассини-Тугурская, 8 — Амгунская, 9 — Сутырско-Бичинская, 10 — Приамурская, 11 — Алчанская; ям-алинского направления: 12 — Западно-Буреинская, 13 — Усурийско-Билиякчанская, 14 — Западно-Охотская, 15 — Хоккайдо-Сахалинская; тукурингского направления: 16 — Алдомско-Майская, 17 — Улканская, 18 — Удыльско-Тугурская, 19 — Мамыно-Ванданская, 20 — Бирско-Бикинская

ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Джугджурский и Ульинский прогибы).

В пределах Сибирской платформы и Южного Верхоянья все проявления магматизма также контролируются разломами северо-восточного направления (Ставцев, 1968). О связи мезозойско-кайнозойских и более древних магматических проявлений с разломами джугджурского направления в Амурском блоке было сказано выше.

Джугджурская и другие зоны разломов северо-восточного простирания предопределили положение узких протяженных геосинклинальных прогибов, образовавших притихоокеанский отрезок Урало-Монгольского геосинклинального пояса. В позднем докембрии, палеозое и мезозое эти зоны служили главными путями, вдоль которых морские трансгрессии проникали вглубь Азиатского материка.

СИСТЕМА РАЗЛОМОВ ЯМ-АЛИНСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Существование разломов близмеридионального (с отклонением до северо-северо-восточного) направления давно установлено геологами, изучавшими восточную окраину Буреинского массива, юго-восточную часть Сибирской платформы, Сихотэ-Алинскую складчатую систему и другие участки рассматриваемого региона (Музылев, 1963; Ицисон, 1961; Моралев, Ставцев, 1961; Радкевич и др., 1966; Беляевский, 1951, и др.). Орографически эта система наиболее четко выражена в современном поднятии хребта Ям-Алинь, поэтому в дальнейшем мы будем называть ее Ям-Алинской.

Крупнейшей зоной разломов этого направления является зона, которую можно назвать Хингано-Сетте-Дабанской (рис., III). Южный отрезок ее от излучины Амура до хребта Ям-Алинь представляет собою серию кулисообразно расположенных разломов (Тастахский, Куканский и др.), сопровождающихся зонами рассланцевания и разновозрастными магматическими образованиями. В. П. Белогуб и др. (1971) называют этот отрезок Хингано-Сетте-Дабанской зоны, ограничивающей с востока выходы фундамента Буреинского массива, Восточно-Буреинским разломом. Севернее рассматриваемая зона, по-видимому, под острым углом пересекает структуры Амуро-Охотской складчатой системы, «просвечивая» в виде цепочек интрузивных тел и вытянутых в северо-северо-восточном направлении вулканических покровов мелового возраста, а также многочисленных мелких сбросов.

К северу от Джугджурского глубинного разлома Хингано-Сетте-Дабанская зона прослеживается серией сближенных близмеридиональных разломов (Бурхалинского, Челатского, Улаханбамского и др.), ограничивающих с запада Аллах-Юнский синклиорий. Эти разломы протягиваются на десятки и первые сотни километров и прекрасно видны на космических телевизионных снимках. К разломам приурочены гребневидные антиклинали, восточные блоки подняты. Картирующиеся на поверхности амплитуды вертикальных перемещений достигают 4—5 км. Однако, судя по гравиметрическим данным, столь крупные соответствующие смещения в кристаллическом фундаменте не фиксируются, а картирующиеся на поверхности вертикальные перемещения, видимо, обусловлены чешуйчато-надвиговыми подвижками в зонах разломов (Ставцев, 1971). Хингано-Сетте-Дабанская зона играет важную роль в строении и истории развития Южного Верхоянья, разделяя эту крупную структуру на две части — западную, характеризующуюся умеренными мощностями рифея и палеозоя, типичными платформенными формациями и переходной (гребневидной) складчатостью, и восточную, отличающуюся большими мощностями рифейских и палеозойских отложений, наличием на отдельных стратиграфических уровнях формаций геосинклинального или орогенного типа (уйская серия верхнего проте-

розоя, пестроцветная свита нижнего кембрия) и полной линейной складчатостью. Можно полагать, что меридиональная ориентировка Юдомо-Майского прогиба была обусловлена существованием Хингано-Сетте-Дабанской системы разломов. Ранее эта зона разломов даже рассматривалась в качестве границы Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области (Тектоническая карта СССР, 1956).

В целом, в современной структуре Хингано-Сетте-Дабанская зона разломов представляет собой региональную ступень, к западу от которой фундамент Сибирской платформы и Буреинского массива поднят, а к востоку погружен и переработан разнонаправленными тектоническими движениями. В пределах Амурского блока с отдельными отрезками этой зоны, по данным И. И. Шапочки и др., совпадает гравитационная ступень первого порядка.

Северная, Сетте-Дабанская ветвь зоны Хингано-Сетте-Дабанского разлома четко проявилась в рифее. Это устанавливается по резкой смене мощностей и фаций уйской серии верхнего протерозоя (Моралев, Ставцев, 1961; Ставцев, 1965; Беэр, 1965). Судя по ориентировке рифейско-кембрийского прогиба, расположенного на юго-востоке Буреинского массива, южный отрезок Хингано-Сетте-Дабанской зоны также уже существовал в позднем докембрии (Ициксон, Музылев, 1963, и др.). Позже эта зона контролировала положение палеозойских и мезозойских прогибов, кайнозойских впадин и горстовых поднятий, а также влияла на распределение палеозойских и мезозойских гранитоидов, мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований.

Не менее длительная история развития устанавливается и для некоторых других зон разломов ям-алинского направления. На западе по геофизическим данным фиксируется Западно-Туранский, или Западно-Буреинский, разлом (Белогуб и др., 1971), северным продолжением которого служит серия близмеридиональных разрывов, прослеживающихся вблизи восточной границы Токинской впадины. Далее на север эта зона, вероятно, отвечает скрытым разломам, установленным И. И. Шапочкой по материалам аэромагнитной съемки в верховьях р. Малый Аим и долине р. Дьянда. Восточнее расположен Маймаканский разлом, устанавливаемый по геофизическим данным, а также по резкой смене мощностей кембрийских отложений в нижнем течении р. Май. Еще восточнее прослеживается зона Нельканского разлома, ограничивающая с запада Южно-Верхоянскую складчатую систему. Важную роль в структуре и истории развития региона играет Билякчанский разлом, отделяющий Южно-Верхоянскую складчатую систему от Охотского массива. В Амурском блоке на южном продолжении этого разлома располагается система кайнозойских грабенов (Канинская, Тугуро-Нимеленская, Эворон-Чукчагирская и другие впадины), а еще южнее — структуры северной части хребта Вандан и группа разломов, параллельных долине р. Уссури. Большое значение в строении региона имеет зона разломов, объединяющая Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов (Беляевский, Громов, 1955, и др.) и Имско-Китканский (Нижнеамурский, по Ю. А. Иванову, 1972) разлом. Эта зона, вероятно, ограничивает с запада жесткий блок, выделенный С. А. Салуном (1971) под названием Тахтинского массива. Она имеет четкое структурное продолжение в пределах Охотского массива и может быть названа Западно-Охотской. Еще восточнее по геолого-геофизическим данным выделяется зона разломов Татарского пролива. Восточным ее ограничением является глубинный Хоккайдо-Сахалинский разлом, которому соответствует четкая гравитационная ступень (Геологическое строение..., 1966). На острове Хоккайдо к этому разлому приурочены вытянутые (иногда до 50 км) массивы гипербазитов (главным образом серпентинитов) и меридиональная полоса докембрийско-палеозойских метаморфических по-

род центрального антиклинория о. Хоккайдо (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

Система разломов ям-алинского направления сыграла очень большую роль в формировании современной структуры рассматриваемого региона, в распределении мезозойских магматических образований и металлогенических зон (Радкевич и др., 1966; Беляевский, Борисов, 1964, и др.).

СИСТЕМА РАЗЛОМОВ ТУКУРИНГРСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Крупнейшей зоной разломов северо-западного простирания является Тукурингро-Тумнинская зона (рис. II). На западе рассматриваемого региона она представлена Южно-Тукурингским и другими сближенными с ним разломами глубинного заложения (Забродин, Турбин, 1970). По мнению Л. И. Красного (1960), Южно-Тукурингский разлом можно назвать «важнейшей структурной линией» западной части Дальнего Востока. В течение палеозоя эта зона контролировала положение ряда прогибов Амуро-Охотской геосинклинали, а также крупных интрузий разного состава, в том числе «пояса» пиканских габбро-диоритов протяженностью свыше 200 км. В мезозое к ней были приурочены узкие прогибы, выполненные терригенными толщами, покровы эффузивов и тела гранитоидов. Неотектонические подвижки по этой зоне также выражены чрезвычайно резко. К юго-востоку от верховьев р. Буреи роль Тукурингро-Тумнинской зоны, которая является здесь поперечной по отношению к складчатым структурам, изучена хуже. Может создаться впечатление, что она выклинивается, однако ряд косвенных признаков (изменение простирания локальных структур к юго-западу от озера Эворон, резкое погружение антиклинория Сихотэ-Алиня в бассейне р. Тумнин, линейные аномалии магнитного поля, ориентировка изопакит осадочной толщи в Охотском море) свидетельствует о продолжении рассматриваемой зоны разломов до о. Сахалин и далее на юго-восток. Н. П. Белогуб и др. (1971) называют этот отрезок Тукурингро-Тумнинской зоны Солах-Тумнинским разломом. Характерно, что четвертичные базальты, широко распространенные к юго-западу от этого разлома, практически совершенно отсутствуют к северо-востоку от него. В региональном плане Тукурингско-Тумнинская зона представляет собой крупную флексуру или ступень, к северо-востоку от которой все подходящие к ней структуры испытывают резкое погружение.

Строение и геологическая роль крупных разломов тукурингского направления в Амурском блоке изучены еще весьма слабо. Давно отмеченные многими геологами как зоны повышенной трещиноватости, маркируемые цепочками гранитоидных интрузий, эти разломы находят отражение и в геофизических полях. В магнитном и гравитационном поле наряду с Тукурингско-Тумнинской зоной четко выражены также Мамыно-Ванданская и Удыльско-Тугурская зоны разломов (Геология СССР, т. XIX, 1966). Последняя из них названа В. Н. Белогубом и др. (1971) Удско-Сахалинским глубинным разломом, непосредственным северо-западным продолжением которого, по мнению этих авторов, является Становой разлом. При проведении геологосъемочных работ на территории Западного Приохотья и Нижнего Приамурья коллективом геологов Второго гидрогеологического управления (в том числе одним из авторов настоящей статьи) неоднократно отмечалось, что скрытые поперечные разломы северо-западного направления оказывали влияние на формирование палеозойских, мезозойских и кайнозойских тектонических структур. Они являются отражением в верхних структурных этапах расколов фундамента и особенно ярко проявились на заключительных этапах развития распространенных здесь складчатых систем. Это

позволяет уверенно выявлять их на космических телевизионных снимках. Помимо вертикальных движений по этим зонам нередко фиксируются правосторонние сдвиговые смещения. Следует отметить, что мелкие разрывы рассматриваемого направления встречаются очень часто. Практически нет такого листа геологической карты (любого масштаба), на котором они не нашли бы отражения, будь то в Западном Приохотье, Среднем Приамурье, Нижнем Приамурье или на Сихотэ-Алине. Что же касается зон сгущения этих разрывов, то они располагаются сравнительно редко (в среднем через 150—200 км), но обладают значительной протяженностью и прослеживаются из геосинклинальной складчатой области в смежные участки древней платформы, являясь примером глубоких дислокаций, охватывающих и платформы и складчатые области (Шатский, 1947, 1948). К юго-западу от Мамыно-Ванданской зоны располагается, вероятно, несколько зон такого же простирания, строение и роль которых изучены еще недостаточно. Одной из наиболее значительных является Бирско-Бикинская зона разломов (Чеботарев, Усенко, 1967), фиксируемая серией северо-западных разрывов в низовьях рек Бурей и Архара и в бассейне рек Бира, Хор и Бикин. К числу таких зон, возможно, относится и «Витимо-Бонинская система», выделенная Э. А. Портнягиным (1966), хотя ее геологическое единство представляется недостаточно доказанным.

В Алданском блоке к системе разломов тукурингрского направления относятся Тыркандинский и Улканский разломы, разграничивающие крупнейшие структурно-формационные зоны в архейском кристаллическом фундаменте юго-востока Сибирской платформы (Иенгскую, Тимптоно-Джелтулинскую и Батомгскую). К Улканскому разлому также приурочен одноименный среднепротерозойский грабенообразный прогиб, выполненный красноцветными терригенными образованиями, прорванными щелочными гранитами улканского комплекса (Гамалея, 1968).

Не исключена возможность, что крупная зона разломов протягивается от Алдомского залива Охотского моря на северо-запад через долину среднего течения р. Май в долину левого притока Алдана р. Билир (Алдомо-Майская зона). Еще К. И. Богданович (1905) отмечал влияние поперечных северо-западных разломов на палеозойские складчатые структуры в районе Аяна. В бассейне р. Челасин к Алдомо-Майской зоне приурочен крупный массив мезозойских гранитоидов, вытянутый в северо-западном направлении. Далее эта зона контролирует перегиб в рельефе архейского фундамента, разграничивая Омнинско-Батомгское поднятие от Юдомо-Майского прогиба. В долине р. Омня к Алдомско-Майской зоне приурочена четко выраженная в платформенном чехле крупная Омнинская флексура. Алдомско-Майская зона не выделяется в настоящее время на геологических картах, но в то же время она более или менее уверенно дешифрируется на космических телевизионных снимках.

К северо-востоку от Охотского массива разломы северо-западного простирания играют ведущую роль в заложении и развитии прогибов, выполненных толщами, образующими главный геосинклинальный комплекс мезозойского периода.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Сравнивая намеченную регматическую сеть с планетарной решеткой разломов, можно констатировать, что, если диагональная система разломов в пределах Дальнего Востока развита в полной мере, то ортогональная система представлена в основном зонами близмеридиональной ориентировки, в то время как единые протяженные зоны разломов широтного направления отсутствуют или устанавливаются с трудом по косвенным признакам.

Примерами субширотных зон разломов являются Монголо-Охотская (Горжевский, Лазько, 1961) и Становая зоны (Казьмин, 1962, и др.), которые по-существу представляют собой западное продолжение соответственно Джугджурской и Ульяновской зон, а также Тукурингро-Амгунский разлом (Салун, 1971). Можно наметить и некоторые другие субширотные зоны. Обращает на себя внимание, что субширотные зоны существенно отличаются от всех линейных зон разломов, описанных выше, тем, что они имеют в плане извилистые очертания с коленообразными перегибами.

Плавные дугообразные сочленения разломов различных направлений вообще характерны для рассматриваемого региона. Очень ярко это выражено в бассейне р. Уды в узлах сочленения разломов джугджурского и тукурингрского направлений, на участках пересечения меридионального Нельканского разлома с зонами северо-восточного направления. Это несомненно связано с интерференцией тектонических напряжений в различно ориентированных зонах разломов. По всей видимости, эта же причина обусловила извилистые очертания субширотных зон.

Причина слабого и своеобразного проявления самостоятельных субширотных зон не ясна, но это явление, безусловно, должно учитываться при тектоническом и металлогеническом анализе региона. Интересно отметить, что в Центральном Казахстане (Суворов, 1964), в Средней Европе и некоторых других геосинклинальных областях самостоятельные субширотные зоны разломов развиты крайне слабо, в то время как меридиональные и диагональные системы проявлены очень хорошо.

Вопрос об относительном возрасте систем разломов главных направлений не может быть решен однозначно для всего региона в целом. Вероятно, можно говорить об одновременном существовании и развитии взаимно пересекающихся зон разломов разных направлений. Однако развитие их не было равномерным, периоды тектонической активности тех или иных зон сменялись относительным покоем. Так, наиболее активными в архее были зоны северо-западного простирания, в первую очередь Тыркандинский и Улканский разломы, которые разграничивали структурно-формационные зоны, отличающиеся составом выполняющих их образований, морфологией складчатых структур и степенью глубинности регионального метаморфизма.

В раннем протерозое образование огромных массивов габбро-анортозитов, мощные процессы гранитизации и формирование линейных сводовых поднятий в Джугджуро-Становой зоне контролировались разломами джугджурского направления, в первую очередь Ульяновским (Становым) и Джугджурским. По существу эти разломы на рубеже архея и раннего протерозоя обусловили заложение Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы.

В позднем протерозое наиболее активно проявились разломы ямалинского направления. Как уже говорилось выше, разломы Хингано-Сетге-Дабанской зоны предопределили заложение и основные структурно-формационные особенности Южно-Верхоянского (Юдомо-Майского) прогиба, а также рифейского прогиба на юго-востоке Буреинского массива.

В палеозое и мезозое ярко проявляются все три системы разломов. Они контролируют пространственное положение и ориентировку прогибов в Южном Верхоянье, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской областях. Как уже говорилось, разломы всех трех систем играют решающую роль в размещении продуктов магматизма, в том числе Сихотэ-Алинского и юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Но в различные периоды на различных участках роль разломов отдельных направлений далеко не равнозначна. Возможно, существует некоторая периодичность возрастания и убывания интенсивности движений

по зонам разломов разных направлений, геологическим выражением которой служат неоднократные перестройки структурного плана. При этом конфигурация возникающих прогибов, характер осадконакопления и магматизма определяются положением наиболее активных для соответствующих периодов зон разломов, направлением и амплитудой движения блоков земной коры.

Движения по крупным разломам Дальнего Востока носили различный характер. Отмечаются как вертикальные, так и горизонтальные смещения значительных амплитуд. Так, верхнепротерозойские и палеозойские отложения Южного Верхоянья в зоне Билякчанского разлома соприкасаются с метаморфическими породами нижнего протерозоя, и, таким образом, амплитуда вертикального смещения здесь оказывается равной 5—7 км. Размах вертикальных движений по Удскому, Южно-Шантарскому и некоторым другим разломам достигал в палеозое нескольких километров. Амплитуда вертикальных движений по зонам Джугджурского и Восточно-Буреинского разломов была, вероятно, еще больше. Только в кайнозое отдельные блоки были подняты по разломам ям-алинского направления на 1,5—2 км.

История горизонтальных движений изучена гораздо хуже, хотя нет сомнения в том, что они играли весьма существенную роль в формировании геологических структур. В Южном Верхоянье в поздней юре они по существу привели к формированию складчатой структуры. Амплитуда сдвиговых горизонтальных смещений в зоне Дыгдино-Огонекского разлома оценивается в 35 км (Ставцев, 1971). Заметную роль горизонтальные перемещения играли в Амурском блоке. Здесь вдоль разломов тукурингского направления фиксируются правосторонние сдвиги, суммарная амплитуда которых достигает первых десятков километров.

Очевидно, между движениями по разломам разных направлений существовала определенная динамическая связь. Так, сдвиги по разломам северо-западного простираения в Амурском блоке сопровождалось образованием зон растяжения, взбросов и надвигов по разломам северо-восточной ориентировки. А сдвиговые перемещения вдоль зон северо-восточного направления в Южном Верхоянье привели к формированию серии крупных меридиональных надвигов и взбросов.

ВЫВОДЫ

1. Проведенный анализ показывает, что главные разломы материковой части Дальнего Востока группируются в системы джугджурского, ям-алинского и тукурингского направлений. Наиболее крупные зоны разломов являются глубинными структурами, общими для платформы и обрамляющих ее подвижных областей. Примеры таких структур впервые в отечественной литературе были подробно рассмотрены Н. С. Шатским (1948). Пересекая складчатые системы под разными углами, они относятся по отношению к ним то продольными, то поперечными и относятся к категории сквозных (по В. Е. Хаину, 1963, и др.) глубинных разломов. Многие из них прослеживаются далеко за пределы рассматриваемого региона и несомненно принадлежат планетарной сетке глубинных разломов.

2. Характерны древность заложения, длительность и унаследованность развития главных систем разломов. Большинство зон активно проявилось уже в позднем докембрии, а некоторые — на рубеже архея и протерозоя и даже в архее. На протяжении всей последующей геологической истории разрядка тектонических напряжений происходила в одних и тех же системах линейных зон, заложившихся в раннем докембрии.

3. Главные системы разломов на всех этапах развития региона играли решающую роль в размещении проявлений магматизма и связан-

ного с ним эндогенного оруденения. Это обстоятельство определяет практическое значение изучения рассмотренных трех главных систем разломов, их морфологии, пространственного положения, соотношения отдельных систем разломов в различные периоды магматической активности.

4. Относительная стабильность сети глубинных разломов на протяжении всей геологической истории свидетельствует, по-видимому, о подчиненном значении горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры и главенствующей роли вертикальных движений в процессе тектонической эволюции региона. В то же время трудность выявления крупных горизонтальных перемещений в земной коре и отсутствие специальных работ по их изучению не позволяют считать этот вывод окончательным и требуют постановки соответствующих исследований.

Вывод о существовании на Дальнем Востоке сравнительно правильной длительно развивающейся сети глубинных разломов представляется важным для выяснения особенностей тектонической эволюции этого региона. Анализ истории тектонических движений по разломам разных направлений позволяет выявить существенные различия между современным, докайнозойским и более древним структурными планами, т. е. провести палеотектоническое районирование рассматриваемой территории. Сравнение разновозрастных структурных планов, прослеживание скрытых, слабо изученных зон глубинных разломов, пристальное изучение геологического строения узлов пересечения разломов разных направлений могут сыграть большую роль в выделении новых металлогенических зон и прогнозировании месторождений полезных ископаемых.

Литература

- Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Система разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления.— Геол. и геофизика, 1967, № 6.
- Белолюб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Бельтнев Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В., Плотников И. А., Шапочка И. И. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Беляевский Н. А. Структурный шов западного Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1951, т. 77, № 6.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Сов. геология, 1964, № 9.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 1.
- Безр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4.
- Богданов Н. А. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1960, № 2.
- Богданович К. И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска.— В кн.: Сборник памяти И. В. Мушкетова. СПб., 1905.
- Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1 : 1 500 000. Гл. ред. Л. И. Красный. Изд-во ГУГК, 1964.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. ред. Л. И. Красный, М., «Недра», 1966.
- Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. М., «Недра», 1966.
- Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край, ч. 1. М., «Недра», 1969.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л., Коген В. С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Горжевский Д. И., Лазыко Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 5.
- Забродин В. Ю., Турбин М. Т. Крупнейшие разломы западной части хребта Джагды (Дальний Восток).— Геотектоника, 1970, № 3.

- Иванов Ю. А.* О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья.— *Геотектоника*, 1972, № 4.
- Изох Э. П.* О роли разломов глубинного заложения и пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока).— *Сов. геология*, 1961, № 4.
- Ицксон Г. В.* Структурное районирование и история развития Малого Хингана.— В кн.: *История геологического развития и магматизм Малого Хингана*. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 55. Л., 1961.
- Ицксон М. И., Музылев С. А.* Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее (опыт палеотектонической реконструкции).— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 85. Л., 1963.
- Казьмин Ю. Б.* Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению.— В кн.: *Материалы по региональной геологии*. Тр. ВАГТ, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1962.
- Караулов В. Б.* Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы).— *Геотектоника*, 1970, № 1.
- Кириков Д. А.* Главнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как мажмаконтролирующих структур.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 135, Л., 1967.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Красный Л. И.* Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— *Материалы ВСЕГЕИ*. Нов. сер., вып. 37. Л., 1960.
- Красный Л. И.* Некоторые вопросы размещения глубинных разломов на Востоке СССР.— В кн.: *Глубинные разломы*. М., «Недра», 1964.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.* Мезозойско-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Моралев В. М., Гольденберг В. И., Пугачева И. П.* Джугджурский глубинный разлом, его развитие и связь с ним магматизма и оруденения. Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Моралев В. М., Ставцев А. Л.* Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Материалы по регион. геол.— Тр. ВАГТ, вып. 7. М., 1961.
- Музылев С. А.* Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана.— В кн.: *Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса*. М., «Недра», 1963.
- Муратов М. В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— *Геотектоника*, 1966, № 6.
- Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, М., 1963.
- Онихимовский В. В.* Тектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей.— Тр. ДВФ АН СССР, сер. геол., 1960, № 4.
- Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное размещение глубинных разломов.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1956, № 1, 3.
- Портнягин Э. А.* Витимо-Бонинская поперечная глубинная система.— *Сов. геология*, 1966, № 7.
- Пуцаровский Ю. М.* Стратиграфия и тектоника хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье).— *Сов. геология*, 1957, сб. 59.
- Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф.* О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока.— *Сов. геология*, 1966, № 3.
- Салун С. А.* Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, т. 38, 1963, № 6.
- Салун С. А.* Основные черты мезозойского тектогенеза южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: *Мезозойский тектогенез*. Магадан, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971.
- Ставцев А. Л.* Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия).— *Сов. геология*, 1965, № 4.
- Ставцев А. Л.* О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье.— *Геотектоника*, 1968, № 5.
- Ставцев А. Л.* Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Верхоянья.— *Докл. АН СССР*, т. 200, 1971, № 6.
- Суворов А. И.* Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии.— В кн.: *Глубинные разломы*. М., «Недра», 1964.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 5 000 000. Гл. ред. Н. С. Шатский. Изд-во ГУГК, 1956.
- Терентьев В. М.* Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей.— В кн.: *Глубинные разломы*. М., «Недра», 1964.

- Хаин В. Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 3.
- Чеботарев М. В., Усенко С. Ф.* Разломы Приамурья и Западного Прихотья.— Сов. геология, 1967, № 7.
- Чиков Б. М.* Зоны глубинных разломов складчатых областей северо-восточной окраины Азии.— Геол. и геофизика, 1972, № 5.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

Московский геологоразведочный
ин-т им. С. Орджоникидзе
Всесоюзное научно-производственное
объединение «Аэрогеология»

Статья поступила
19 ноября 1973 г.



УДК 551.242.32(571.66)

М. Н. ШАПИРО, В. А. СЕЛИВЕРСТОВ

МОРФОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ НА ШИРОТЕ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА

На основании изучения морфологии допозднемиоценовых складчатых структур в пределах Восточной Камчатки выделяются четыре структурные зоны северо-восточного простирания. Только одна из этих зон — Богачевская характеризуется широким развитием линейных складок и надвигов, в то время как в остальных преобладают брахиформные структуры. Третичные отложения наименее дислоцированы в пределах крайней восточной — Кроноцкой структурной зоны.

Установлена асинхронность проявления складкообразовательных движений в разных структурных зонах.

Восточная Камчатка как регион со своеобразным геологическим строением, специфической стратиграфией мезо-кайнозойских отложений и характерными чертами тектонической структуры включает в себя систему Восточно-Камчатского хребта от Ганальских Востряков на юге до о. Карагинского на севере, а также расположенные и восточнее от этого хребта полуострова Шипунский, Кроноцкий и Камчатского Мыса. В строении центральной части Восточной Камчатки (Кроноцкий полуостров, северная часть Валагинского хр., хр. Тумрок) принимают участие два основных комплекса пород: нижний, включающий породы от мела до среднего миоцена, в большинстве случаев интенсивно дислоцированные, и верхний, верхнемиоцен-плейстоценовый, залегающий на нижнем с резким несогласием и практически нескладчатый. Границы основных структурных элементов нижнего комплекса (Восточно-Камчатского антиклинория, одноименного синклинория и зоны восточных полуостровов) имеют северо-восточное простирание. В северо-западном направлении вкост этого простирания наблюдается закономерная изменчивость основных характеристик нижнего структурного комплекса, в том числе изменение морфологии тектонических дислокаций. Эта изменчивость дает возможность выделить определенные структурные зоны, важные как для целей общего тектонического районирования, так и для последующей генетической интерпретации развитых здесь структур. Выделение таких зон не подменяет собой выделения крупных тектонических элементов — антиклинориев, синклинориев и т. п., но помогает уточнить их морфологию и границы и детализировать их внутреннее строение. Структурноморфологическое районирование Восточной Камчатки имеет свою историю. На Кроноцком перешейке были выделены интенсивно дислоцированная Богачевская структурная зона и Ольгинская структурная зона с менее напряженной складчатостью (Плешаков, Несвит, 1958). В дальнейшем эта схема была дополнена выделением Кроноцкой зоны, соответствующей собственно Кроноцкому полуострову (Белова и др., 1961). Выделение этих зон представляется вполне обоснованным. Новый фактический материал позволяет детализировать их строение и, кроме того, выделить к северо-западу от Богачевской еще одну, Валагинскую структурную зону, в общих чертах сов-

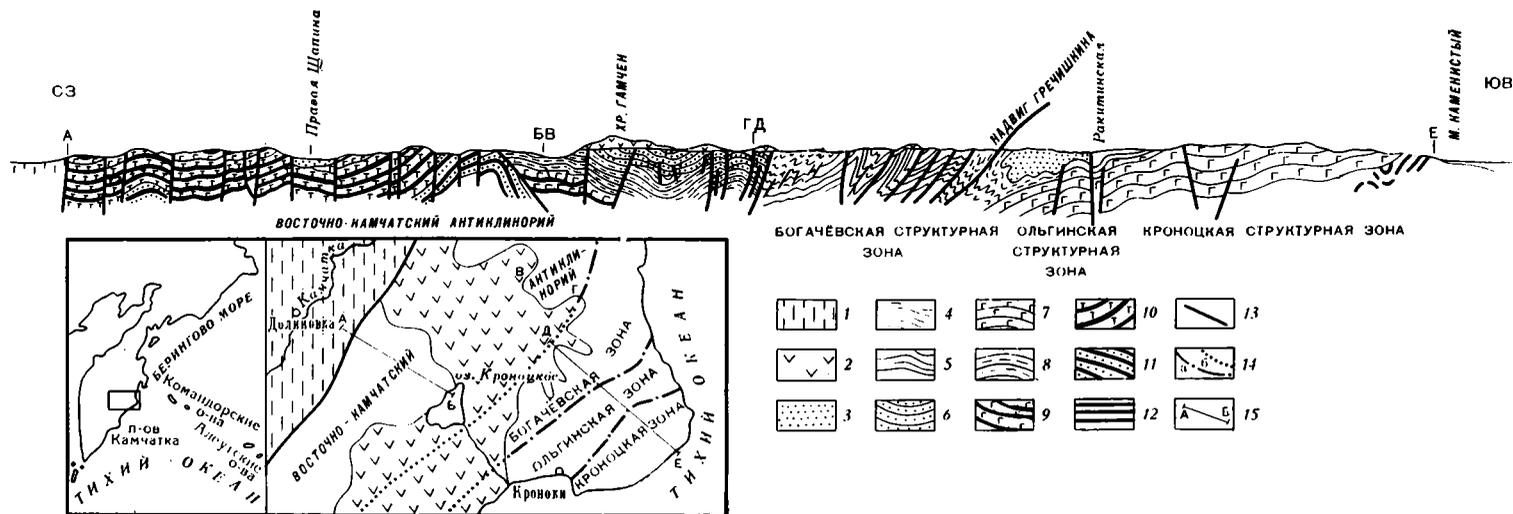


Рис. 1. Геологический разрез через Восточную Камчатку на широте Кроноцкого полуострова. Составлен по трем профилям, расположение которых показано на схеме.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — верхнемиоценовые, плиоценовые и четвертичные эффузивы; 3 — нижний — средний миоцен, тюшевская серия; 4 — нижний миоцен, чажминская и раkitинская свиты; 5—7 — палеоген: 5 — тундровская свита, 6 — бушуйкинская и станиславская свиты, 7 — кроноцкая серия; 8 — верхний мел — палеоген, дроздовская свита; 9—11 — верхний мел, валагинская серия: 9 — верхняя толща, 10 — средняя толща, 11 — нижняя толща; 12 — верхний мел, свита мыса Каменистого; 13 — разрывные нарушения; только на схеме: 14 — границы структурных зон; 15 — линии профилей

падающую с Восточно-Камчатским антиклинорием. Геологический профиль от пос. Долиновка на западе до Кроноцкого полуострова на востоке (рис. 1) позволяет наиболее наглядно отобразить характер изменения складок и разрывов вкрест простирания основных структур Восточной Камчатки. При составлении профиля авторы пользовались результатами собственных исследований, а также данными тематических работ А. С. Арсанова и М. Н. Шапиро в 1966 г. и геологической съемки Кроноцкого полуострова, проведенной А. М. Садреевым и Б. К. Долматовым в 1961 г.

Состав и мощности выделенных на профиле основных стратиграфических комплексов даются при описании отдельных структурных зон. Стратиграфия Восточной Камчатки в целом и рассматриваемого района в частности изобилует нерешенными вопросами, поэтому выбранная стратиграфическая схема в отдельных своих частях неизбежно выглядит дискуссионной. Однако вероятные изменения этой схемы не могут быть настолько велики, чтобы существенно изменить те основные выводы, которые здесь делаются.

ВАЛАГИНСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Валагинская зона охватывает северную часть Валагинского хр. и западные отроги хр. Гамчен. Доверхнемиоценовые отложения образуют здесь два структурных этажа. Нижний этаж сложен породами мела и палеогена. Меловые отложения представлены валагинской серией, в составе которой выделяются три толщи: нижняя, представленная преимущественно вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками мощностью около 2,5 км средняя, кремнисто-туфогенная мощностью 4—4,5 км, и верхняя туфогенно-порфиритовая мощностью свыше 2,5 км. Меловой возраст этих отложений доказывается находками иноцератов верхнемелового облика, обнаруженных В. А. Селиверстовым и А. В. Колосковым в средней части серии в 1970 г. В южной части хр. Тумрок меловые отложения перекрываются терригенной толщей, содержащей микрофауну дания — палеоцена (Серова и др., 1970). Мы сопоставляем эти отложения с терригенными флишонидными образованиями дроздовской свиты, выделенной в 1960 г. Б. В. Ковалевым и широко распространенной в западных отрогах хр. Гамчен, где основание этих отложений не вскрыто. Видимая мощность нерасчлененных мел-палеогеновых отложений дроздовской свиты колеблется от 1,5 км в хр. Тумрок до 2,5 км в хр. Гамчен. В хр. Гамчен на нерасчлененных мел-палеогеновых отложениях с небольшим несогласием залегает толща андезитовых туфов и кремней мощностью около 400 м, согласно перекрытая толщей песчаников и алевролитов видимой мощностью свыше 1500 м¹. Эти толщи (бушуйкинская и станиславская свиты по Б. В. Ковалеву) объединяются на профиле в палеогеновые отложения. В них отсутствуют находки органических остатков однозначно определяющих их возраст, но наиболее вероятная их датировка — эоцен. Верхняя часть палеогенового разреза в пределах Валагинской зоны отсутствует².

Морфология складчатых структур меловых и палеогеновых отложений Валагинской зоны настолько изменена многочисленными, как правило более поздними, крутопадающими разрывами, что границы на геологической карте образуют прихотливый угловатый рисунок, и выделение отдельных складок весьма затруднено. Несомненно, однако, что в большинстве своем это крупные брахиформные структуры.

¹ Это несогласие впервые описано в статье А. Е. Шанцера, А. С. Арсанова и А. М. Садреева (1966), однако принятая нами интерпретация его стратиграфического положения основана на полевых наблюдениях В. А. Селиверстова и существенно отличается от интерпретации этих авторов.

² Возможно, к верхам палеогена принадлежит ветловская серия более южных частей Валагинского хр.

В западной части зоны крупная складка закартирована на водоразделе р. Правой Шапины и оз. Кроноцкого. Это антиклиналь меридионального простирания, в ядре которой обнажены терригенные толщи нижней части мелового разреза, а крылья слагаются более высокими горизонтами мела. В своде складки, ширина которого 1,5—2 км, залегание пород пологое, почти горизонтальное; крылья, отделенные от свода резкими перегибами, наклонены круто (60—70°), но при удалении от оси западное крыло быстро выполаживается и угол его наклона не превышает 30°. Расстояние между осью этой складки и осью первой с запада синклинали 12—14 км, длина складки около 25 км. Западнее в меловых породах наблюдается ряд более мелких складок, осложненных разрывами. Восточное крыло описанной выше складки оборвано и частично перекрыто по системе разрывов, выделенных в качестве надвига горы Перевал (Тихонов, 1965).

Восточнее системы надвигов в меловых отложениях распространены крупные брахиформные складки с углами падения пород на крыльях 10—30°. В западных отрогах хр. Гамчен даний-палеоценовые и палеогеновые породы также образуют главным образом брахиформные структуры. Это относительно мелкие (3—4 км в поперечнике) складки, простирание которых изменяется в широких пределах. Углы падения пород на крыльях складок колеблются в пределах 30—40°, лишь вблизи разрывов увеличиваясь до 60—70°.

Разрывные нарушения Валагинской зоны, за исключением упомянутой системы надвигов, имеют крутые сместители. Среди них широко развиты продольные и поперечные нарушения, но характер движений как по тем, так и по другим не вполне ясен. Вертикальная амплитуда перемещения по ним достигает 1 км; значительные горизонтальные смещения не установлены. Ряд крупных нарушений, в том числе разрывы, ограничивающие Валагинскую зону с запада, имеют молодой послемiocеновый возраст, но большая часть мелких разрывов тесно связана со складчатостью и перекрывается ниже- и среднемиоценовыми и главным образом верхнемиоцен-четвертичными отложениями. По-видимому, крупные разрывы ограничивают Валагинскую зону и с востока, так как переход к структурам Богачевской зоны осуществляется относительно быстро.

Второй структурный этаж Валагинской зоны слагается ниже-среднемиоценовыми, преимущественно терригенными образованиями мощностью до 2,5 км (осиповская серия). Они залегают на подстилающих породах с резким угловым несогласием и образуют наложенные синклинали и грабены, где фиксируются лишь пологие перегибы слоев. Основные деформации связаны здесь с густой сетью крутопадающих разрывов. Особенно широко эти отложения развиты южнее рассматриваемого района (Цикунов и др., 1966).

БОГАЧЕВСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Структура Богачевской зоны отличается исключительной сложностью, что в сочетании с однородностью и большими мощностями развитых здесь немых третичных толщ чрезвычайно затрудняет ее расшифровку. Именно поэтому на существующих мелко- и среднemasштабных геологических картах эта сложность отражения не получила, хотя она и признается всеми исследователями. Только более детальные работы позволяют выявить и изобразить на картах и пофилях некоторые (хотя, вероятно, далеко не все) черты структуры Богачевской зоны.

Развитые здесь палеогеновые, нижнемиоценовые и ниже-среднемиоценовые отложения образуют единую и практически непрерывную серию терригенных и в меньшей степени туфогенных пород общей мощностью свыше 10 км. Из них около 2,5 км приходится на аргиллиты,

алевролиты и туффыты чажминской свиты, содержащей фауну нижнего миоцена и разделяющей мощную песчано-алевролитовую тундровскую свиту верхов палеогена и терригенные образования тюшевской серии нижнего — среднего миоцена (2—2,5 км)¹. Все развитые в Богачевской зоне доверхнемиоценовые породы собраны в складки северо-восточного простирания от 2 до 4 км в поперечнике. Это сжатые и близкие к изоклинальным структуры, опрокинутые на юго-восток с наклоном подвнутого крыла 70—80° (изредка до 30°) и нормального — от 70 до 50°. Крылья и осевые плоскости как антиклиналей, так и синклиналей осложнены взбросами и надвигами, в связи с чем замки складок наблюдаются весьма редко. Переход с одного крыла складки на другое часто фиксируется лишь по смене положения кровли и подошвы пластов. Положение кровли определялось преимущественно по градационной слоистости, а также по срезанию косой слоистости и внутрiformационным границам размыва. Другим элементом структуры Богачевской зоны являются продольные разрывы, тесно связанные со складками и в большинстве случаев относящиеся к взбросам и надвигам. Далеко не все эти разрывы картируются, большая часть их незначительна по амплитуде, но даже те из них, которые могут быть изображены на геологических картах, достаточно многочисленны. Сместители почти всех этих разрывов наклонены на северо-запад, но угол наклона далеко не всегда может быть определен. Пологие надвиги описаны лишь в единичных случаях, хотя не исключено, что они распространены шире и лишь деформированы в процессе развития складчатости. Вдоль сместителей, как правило, наблюдаются зоны дробления мощностью до нескольких метров, но в ряде случаев они отсутствуют. Установленная амплитуда отдельных надвигов — 800—1000 м. По простиранию они прослеживаются на 2—3 км, реже на 8—10 км. Наряду с описанными нарушениями широко развиты крутые и вертикальные разрывы различных, преимущественно диагональных направлений, значительная часть которых имеет постскладчатый возраст и морфологию, близкую к морфологии аналогичных разрывов Валагинской зоны. Одним из главных видов деформации пород Богачевской зоны является их общее расплющивание, сопровождающееся послойным перераспределением материала, кливажем в аргиллитах и тектоническим разлинзованием песчаных пластов.

Сочетание сжатых, опрокинутых на юго-восток складок с многочисленными взбросами и надвигами и с общим расплющиванием пород определяет все структурные особенности Богачевской зоны. Палеогеновые, ниже- и среднемиоценовые породы, охваченные этими деформациями, с резким несогласием перекрываются горизонтально залегающими вулканогенно-осадочными отложениями, в основании разреза которых Б. В. Ковалевым в 1959 г. была собрана фауна верхнего миоцена — плиоцена (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Здесь заметнее, чем где-либо на Камчатке, проявилась алеутская фаза складчатости.

С юго-востока Богачевская зона ограничена надвигом Гречишкина — хорошо известным структурным элементом Восточной Камчатки. Под этим названием объединяется серия кулисно замещающих, перекрывающих и срезающих друг друга надвигов и взбросов, протягивающихся в пределах Кроноцкого перешейка в северо-восточном направлении, но на отдельных участках меняющих свое простирание до субширотного. Плоскости сместителей надвигов наклонены на северо-запад под углом 20—35°. В ряде случаев наблюдалось и более пологое залегание сместителя с отчлененными эрозией останцами надвинутого блока. Вдоль плоскости сместителя часто наблюдается зона дробления

¹ Тундровская свита, выделенная А. М. Садреевым (Камчатское ТГУ), относилась им к нижнему миоцену. По нашим данным, этот мощный терригенный комплекс залегает ниже слоев с нижнемиоценовой фауной.

и рассланцевания пород мощностью до 10—15 м. Максимальная установленная амплитуда перемещения по надвигу — 2 км, но, судя по срезанию линией надвига крупных структур следующей Ольгинской зоны, на некоторых участках эта амплитуда может быть значительно больше.

ОЛЬГИНСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

В пределах Ольгинской структурной зоны развиты почти исключительно ниже- и среднемиоценовые отложения (тюшевская серия). По своему литологическому составу они вполне соответствуют синхронным отложениям Богачевской зоны, отличаясь несколько меньшей мощностью (до 2 км). По данным бурения на Конусной площади (непосредственно к югу от изучаемого района), ниже- и среднемиоценовые породы подстилаются нижнемиоценовыми кремнисто-терригенными образованиями мощностью до 300 м (раkitинская свита). Ниже залегают базальты палеогена (козловская свита). Пространственное распределение различных по морфологии складчатых структур в пределах Ольгинской зоны подчинено четкой закономерности. К северо-западному краю зоны приурочены крутые, но открытые асимметричные складки северо-восточного простирания, по морфологии приближающиеся к линейным. Осевые плоскости складок круто наклонены на северо-запад. Складки осложнены продольными взбросами; по этим нарушениям складки, расположенные северо-западнее, частично перекрывают юго-восточные. Ширина складок достигает 800—1000 м при длине до 6—7 км. Наклон северо-западных крыльев антиклиналей колеблется в пределах 30—35°, юго-восточные крылья тех же складок крутые до вертикальных. В непосредственной близости к надвигу Гречишкина часто отмечаются опрокинутые залегания пород. Ширина полосы асимметричных складок достигает 4—5 км, причем заметно некоторое ослабление асимметрии в более юго-восточных структурах.

Далее к юго-востоку линейные (или близкие к ним) складки сменяются брахиформными. В центральной части перешейка (водораздел рек Раkitинская и Тюшевка) это крупные структуры длиной до 9—10 км и шириной 6—7 км, в пределах которых обособляются слабо дислоцированные своды и днища, отделенные слабым перегибом от крыльев, крутизна которых не превышает 35—40°. В антиклиналях наблюдается большая крутизна юго-восточных крыльев. В северной части Ольгинской зоны крупные брахискладки отсутствуют, и здесь на их простирании развиты более мелкие и вытянутые, но также близкие к брахиформным асимметричные складки, в значительной степени осложненные продольными и поперечными сбросами и взбросами.

Наиболее крупные продольные сбросы и взбросы прослеживаются на 10—12 км при амплитуде до 800—1000 м. Поперечные разрывы менее протяженны, их вертикальная амплитуда также достигает 1 км. Кливаж и тектоническое разлинование не характерны для Ольгинской зоны в целом, но развиваются на отдельных наиболее дислоцированных участках.

Восточной границей Ольгинской зоны является Раkitинская флексура — резкий перегиб кровли палеогена, прослеживающийся от пос. Кроноки на юге до долины р. Раkitинская. Вдоль этой структуры наблюдается резкое сокращение мощности миоцена в юго-восточном направлении, а также выклинивание некоторых горизонтов и целых свит. Флексура, таким образом, имеет конседиментационное происхождение, в связи с чем углы наклона миоценовых пород в пределах этой структуры быстро уменьшаются вверх по разрезу, и на поверхности она поэтому почти не выражена. Только в среднем течении р. Раkitинская флексура осложнена взбросом, имеющим необычный для Кроноцкого района наклон сместителя на восток, и здесь же непосредственно к западу от самой флек-

суры в породах миоцена Ольгинской зоны наблюдается узкая полоса интенсивных складчатых и разрывных деформаций с юго-восточной вергентностью. Вероятнее всего, что эти осложнения длительно развивающейся флексуры возникли одновременно с другими складками Ольгинской зоны. Хотя возраст этой складчатой структуры Ольгинской зоны не зафиксирован какими-либо геологическими взаимоотношениями, ее тесная связь со структурой Богачевской зоны и, прежде всего, с надвигом Гречишкина позволяет сделать достаточно обоснованное предположение о верхнемиоценовом возрасте основных складчатых деформаций обеих этих зон.

КРОНОЦКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Кроноцкая зона представляет собою полого наклоненную на запад моноклинал, в строении которой принимают участие образования трех структурных этажей. С востока эта моноклинал ограничена береговой линией Кроноцкого полуострова.

Нижний структурный этаж образован вулканогенно-осадочными меловыми отложениями с видимой мощностью около 700 м (Садреев, Долматов, 1965). Они выходят на столь небольшом участке, что нельзя установить размеры и форму образованных ими складчатых и разрывных структур. Можно только отметить относительно крутые углы залегания пород (до 50—60°) и преимущественно северо-восточные их простирания. В то же время многие разрывы имеют северо-западные простирания и такие же простирания характерны для некоторых контактов развитых здесь небольших ультраосновных и габброидных интрузий.

Палеогеновые породы, залегающие на меловых с несогласием, образуют средний структурный этаж. Это базальты, туфы и продукты их перемыва общей мощностью до 4 км. В основании этих отложений найдена микрофауна палеоцена, а их верхний возрастной предел на основании фауны моллюсков А. М. Садреевым относился к верхнему олигоцену, хотя оснований для столь точных определений, на наш взгляд, недостаточно. В целом для палеогеновых пород характерен пологий (от 5 до 20°) наклон на северо-запад, но образованная ими моноклинал осложнена многочисленными изгибами, которые можно рассматривать как очень пологие складки. Крутые углы залегания (до 40—50°) отмечаются лишь в непосредственной близости от некоторых разрывов. Последние (преимущественно сбросы амплитудой до 400—500 м) представляют собою наиболее распространенную форму деформаций палеогеновых отложений.

Верхний структурный этаж Кроноцкой зоны представлен ниже- и среднемиоценовыми породами, разделенными несколькими стратиграфическими параллельными несогласиями на ряд свит общей мощностью до 400 м. Характерно резкое уменьшение общей мощности неогена к востоку до 100—50 м как за счет выклинивания отдельных горизонтов, так и за счет уменьшения мощности других. Строение верхнего структурного этажа определяется общим пологим наклоном неогеновых пород на северо-запад и осложняющими эту моноклинал разрывами. Образование моноклиальной структуры Кроноцкой зоны связано с длительными восходящими движениями ее восточных частей относительно Восточно-Камчатского синклиория. Эти движения начались, по-видимому, уже в верхнем олигоцене и продолжались практически на протяжении всего нижнего и среднего миоцена.

Неогеновые отложения Кроноцкой зоны разбиты серией северо-западных и в меньшей мере меридиональных и северо-восточных сбросов на ряд блоков, амплитуда вертикального перемещения которых достигает 250—300 м. Протяженность отдельных сбросов достигает 10—12 км. Сбросы Кроноцкой зоны не сопровождаются крупными зонами дробления, но некоторые из них трассируются термальными источниками.

Представляется, что наиболее важной чертой пространственного распределения складчатых деформаций в центральной части Восточной Камчатки является резкая неравномерность их проявления. Полоса сжатых, близких к изоклинальным, опрокинутых на восток складок (Богачевская зона) имеет ширину около 25 км при общей ширине Восточной Камчатки на этом пересечении около 110 км. Открытые линейные складки распространены еще уже (западная часть Ольгинской зоны). По обе стороны от полосы линейных складок наблюдаются лишь брахиформные структуры, а в неогене Кроноцкого полуострова складки практически отсутствуют. Важно выяснить, насколько выявленные закономерности характерны для всей Восточной Камчатки. К северу от Кроноцкого полуострова береговая линия срезает

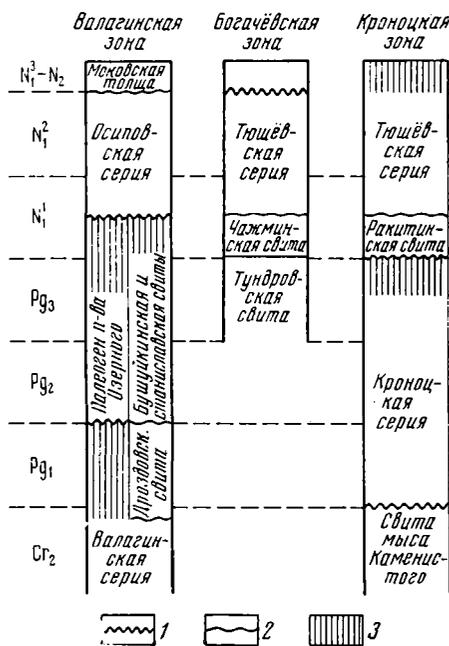


Рис. 2. Возрастные соотношения основных несогласий в разрезах Восточной Камчатки

1 — угловые несогласия, 2 — параллельные несогласия, 3 — отсутствие отложений соответствующего возраста

часть восточно-камчатских структур, и только в районе Усть-Камчатка они становятся доступными для наблюдения почти в той же мере, что и в Кроноцком районе. Осложняющими обстоятельствами являются широкое распространение здесь рыхлых отложений в депрессии оз. Нерпичье и влияние северо-западных, алеутских структур на полуострове Камчатский Мыс. Тем не менее и в этом пересечении вдоль восточных склонов хр. Кумроч прослеживается зона сжатых, опрокинутых на восток, сопряженных с надвигами складок, которая является непосредственным продолжением Богачевской структурной зоны Кроноцкого района. По обе стороны от этой полосы напряженность тектонических деформаций слабеет. В осевой части хр. Кумроч здесь развиты открытые линейные складки, на юге (район горы Шиш) и на севере (п-ов Озерной) сменяющиеся брахиформными структурами, а в палеогеновых отложениях полуострова Камчатский Мыс — брахиформные и в меньшей степени линейные складки, сочетающиеся с участками горизонтального залегания пород. Таким образом, несмотря на несомненные отличия в морфологии и пространственном распределении складок Усть-Камчатского района, направленность изменения этой морфологии вкрест простирания основных структур, обусловленная прежде всего позицией дислокаций Богачевской зоны, в основных чертах совпадает здесь с направленностью изменений морфологии складок в Кроноцком районе. Поэтому закономерности, выявленные на материале, полученном при пересечении структур Восточной Камчатки в Кроноцком районе, в значительной мере приложимы ко всему этому региону.

Большой интерес представляют вопросы возраста складчатых структур Восточной Камчатки. Выше мы этого так или иначе касались; следует лишь вкратце суммировать имеющиеся данные (рис. 2). Наиболее ранние из известных на Восточной Камчатке складкообразовательных движений происходили в Кроноцкой структурной зоне на рубеже мела и палеогена. В то же время в пределах Валагинской зоны палеогеновое осадконакопление непосредственно продолжает меловое. Угловые несогласия в меловом разрезе здесь также не зафиксированы. Первые складки в осе-

вой части Валагинской зоны, вероятно еще весьма простые по своей морфологии, формируются в предэоценовое время, в то время как в Кроноцкой зоне граница палеоцена и эоцена проходит внутри единой серии пород¹. Складкообразование в конце палеогена фиксируется в Кроноцкой зоне угловым несогласием в основании ракитинской свиты. Непосредственно западнее, в пределах Богачевской структурной зоны, предмиоценовые складкообразовательные движения не происходили, и верхнеолигоценовые отложения сменяются нижнемиоценовыми без углового несогласия. Не образуются складки в этой структурной зоне и позднее, в раннем миоцене (на границе «чажминского» и «тюшевского» времени). Однако именно к этому времени приурочен основной этап складкообразования в пределах Валагинской зоны. Наконец, в позднем миоцене вся Восточная Камчатка вовлекается в общее понятие, но только в Богачевской и Ольгинской зонах это поднятие сопровождается (или предваряется?) весьма интенсивным складкообразованием. Из всего этого следует, что ни один из известных сейчас на Восточной Камчатке этапов складкообразования не имеет регионального значения и не охватывает более двух смежных структурных зон.

Имеющиеся данные о морфологии складок и о распределении процессов складкообразования во времени и пространстве, если и не позволяют решать вопросов генезиса тектонических структур рассматриваемого района, то в какой-то мере помогают приблизиться к пониманию некоторых особенностей той динамической обстановки, в которой они формировались. В частности, резкую неравномерность складкообразования в пространстве и ее асинхронность в различных структурных зонах одного сравнительно небольшого региона трудно объяснить с точки зрения тех гипотез, согласно которым складкообразование есть результат тангенциального сжатия под действием внешних сил. Этапы складчатости должны были бы в этом случае отвечать общему для всей геосинклинали усилению сжатия и, несомненно, должны были бы иметь региональное распространение. Общее сжатие геосинклинали предусматривается, в частности, всеми вариантами «тектоники плит». По этим гипотезам складчатость Восточной Камчатки и даже Камчатки в целом должна рассматриваться как результат взаимодействия азиатской и погружающейся под нее тихоокеанской плит литосферы. При такой интерпретации необъяснимо ослабление складчатости от Богачевской зоны к Тихому океану, на границе с которым должны были бы развиваться наиболее интенсивные деформации.

Асинхронность в развитии складок разных структурных зон и пережаемость различных типов складок вкрест простирания складчатой области лучше согласуются с тем предположением, что источники складкообразовательных движений находились внутри геосинклинали Восточной Камчатки. Вместе с тем следует признать, что мы не располагаем данными, позволяющими доказать какой-либо конкретный механизм образования развитых здесь складок, в частности структур Богачевской зоны. Для разработки этой проблемы, безусловно, требуется более детальное изучение геологического строения и тектонических деформаций Восточной Камчатки.

ВЫВОДЫ

1. Складчатые и разрывные деформации Восточной Камчатки далеко не однородны по своей морфологии, возрасту и, вероятно, генезису. Вместе с тем морфологически однородные деформации сгруппированы в про-

¹ Убедительные данные о предэоценовой складчатости в осевой зоне Восточно-Камчатского антиклинория получены в 1968—1969 гг. Б. И. Слядневым при геологической съемке п-ова Озерного к северу от рассматриваемого района.

странстве, что позволяет выделить ряд структурных зон. Предложен один из вариантов такого районирования.

2. На большей части рассматриваемой территории отсутствуют типичные линейные складки. Для Восточно-Камчатского антиклинория наиболее характерны брахискладки, а на большей части Кроноцкого полуострова складчатые структуры почти не развиты. Сжатые и опрокинутые складки, по морфологии приближающиеся к линейным, приурочены только к наиболее прогнутой части Восточно-Камчатского синклинория (Богачевская зона и западная часть Ольгинской зоны).

3. Ни один из этапов складкообразования на Восточной Камчатке не имеет общерегионального значения. Складкообразовательные движения перед палеоценом, эоценом, ранним миоценом, так же как и раннемиоценовое складкообразование, не распространялись за пределы одной, реже двух структурных зон. Интенсивное складкообразование в начале позднего миоцена также ограничивалось Богачевской и Ольгинской структурными зонами, хотя значительные общие поднятия охватили почти всю Восточную Камчатку.

Литература

- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат, 1961.
Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
Плешаков И. Б., Несвит Д. С. Новые данные по геологии и нефтеносности Кроноцкого района восточного побережья Камчатки.— Геол. и геохимия, 1958, № 2 (8).
Садреев А. М., Долматов Б. К. Новые данные о возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
Серова М. Я., Гундобин В. М., Дмитриева В. К., Свербилова Т. В. Зона Rzehakina eripopa в разрезе вулканогенно-терригенных толщ Восточного хребта Камчатки.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.
Тихонов В. И. Надвиги на Восточной Камчатке.— Геотектоника, 1965, № 3.
Цикунов А. Г., Пронин А. А., Гладенков Ю. Б. Неогеновые отложения Восточной Камчатки (Валагинский хребет).— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.
Шанцер А. Е., Арсанов А. С., Садреев А. М. К вопросу о несогласии в мел-палеогеновом комплексе Восточного хребта.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.

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

Статья поступила
11 июня 1973 г.

УДК 551.24+622.83

Б. А. НОВОСЕЛОВ

РОЛЬ ДАВЛЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ГАЗОВ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Рассмотрена сущность геологической деятельности подземных газов, заключающаяся в том, что благодаря наличию в осадочной толще и верхней части земной коры вертикальных трещинных систем и пустот значительной протяженности при заполнении их свободными газами в них возникает избыточное давление, которое в сумме с гидростатическим часто достигает давлений гидравлического разрыва пласта, что приводит в свою очередь к образованию новых систем трещин и поддержанию их в раскрытом состоянии. Геологической деятельностью подземных газов объясняется возникновение аномально высоких пластовых давлений в залежах и скоплениях газа, нефти и воды, природа грязевых вулканов и диапиров с глиняными ядрами, а также случаи внезапных выбросов угля и газа в шахтах.

В осадочной толще горных пород и верхней части земной коры кроме газов, растворенных в воде (Жуков и др., 1971; Мейсон, 1971; Сухарев, 1971), практически повсеместно имеются газы биогенного, магматического и радиогенного происхождения, находящиеся в свободном состоянии и называемые автором в дальнейшем подземными, которые заполняют различные пустоты в горных породах.

При разработке миоценовой залежи участка Зыбза Краснодарского края (Новоселов и др., 1972), верхнемеловых залежей нефти Чечено-Ингушской АССР (Майдебор, 1971; Оруджев, 1967; Тхостов и др., 1970) и основной залежи Шебелинского газового месторождения (Романович, 1967), продуктивные отложения которых представлены карбонатными и терригенными отложениями мощностью от 300 до 1100 м, установлена высокая гидродинамическая проницаемость по разрезу, обусловленная высокой системой вертикальных трещин и пустот. Высказывается обоснованное предположение, что известняки бангестан и асмари на нефтяном месторождении Ага-Джари в Иране связаны между собой системой трещин, и сообщаемость по разрезу превышает 2000 м (Оруджев, 1967). Выбросы древних пород, залегающих на больших глубинах, при извержениях грязевых вулканов свидетельствуют о том, что корни грязевых вулканов уходят в глубину на несколько километров. Все это указывает на наличие в осадочной толще и верхней части земной коры трещинных систем и пустот значительной протяженности по вертикали. В многочисленных работах (Белюсов, 1971; Смехов, 1968, 1969; Сократов, 1972) указывается, что в любом геологическом районе существует несколько основных систем трещин, пронизывающих осадочные и изверженные породы независимо от их структурного положения, литологического состава и возраста пород.

Свободные газы ввиду их низкой плотности и вязкости (Жданов, 1970) всплывают в воде и накапливаются в повышенных частях ловушек и трещинных систем, создавая в них избыточное давление, которое в сумме с гидростатическим может достигнуть критического (давления гидравлического разрыва пласта) на данной глубине, что в свою очередь приводит к образованию новых систем трещин.

ном состоянии в ней. После выхода газа и газированной воды пластовое давление в системе трещин снизится до нормального гидростатического, и трещины в глинах как наиболее пластичных породах сомкнутся под действием горного давления.

Известно, что давление гидравлического разрыва пласта не столько зависит от прочности горных пород, сколько от горного давления, редко достигает его величины и еще реже превышает его, что объясняется наличием в горных породах естественных трещин, которые раскрываются при давлениях разрыва, меньших горного (Овнатанов, 1970). В работах (Тхостов, 1966; Тхостов и др., 1970) по скважинам нефтегазовых месторождений Западного Предкавказья обобщены данные по давлениям гидравлического разрыва пласта, которые колеблются в пределах 0,7—0,9, составляя в большинстве случаев 0,78 от горного давления.

Изучение аномально высоких пластовых давлений нефтяных и газовых месторождений различных нефтегазоносных областей мира (Аникиев, 1964, 1971; Калинин, 1964; Майдебор, 1971; Овнатанов, 1970; Тхостов, 1966) показало, что АВПД редко достигает величины горного давления и еще реже превышает его. Обычно оно колеблется в пределах 0,72—0,83 величины горного давления.

Сравнение аномально высоких пластовых давлений нефтяных и газовых месторождений и давлений гидравлического разрыва пласта по ним позволяет сделать вывод о том, что в осадочных породах и, по-видимому, в верхней части земной коры в значительных объемах в естественных условиях происходит процесс разрыва горных пород, который ведет к образованию трещин.

Из практики проведения гидравлического разрыва пласта известно, что при достижении давления разрыва величина раскрытости трещин по сравнению с их природной увеличивается в 100—150 раз — с 10—20 *мк* до 2—3 *мм* (Овнатанов, 1970). При вскрытии залежей и скоплений газа, нефти и воды с АВПД часто отмечаются катастрофические поглощения бурового раствора при очень малых превышениях давления столба раствора над пластовым давлением. Причем поглощения часто происходят в глинистых и других гранулярно непроницаемых породах, хотя из практики бурения известно, что даже хорошо проницаемые породы при довольно высоких перепадах давления, создаваемого буровым раствором над пластовым, не поглощают его. Все это указывает на то, что в природных условиях имеются гранулярно непроницаемые породы, находящиеся в состоянии гидравлического разрыва пласта со значительно увеличенной раскрытостью трещин, что обусловлено аномально высоким пластовым давлением.

Таким образом, благодаря наличию в осадочной толще и верхней части земной коры вертикальных трещинных систем и пустот значительной протяженности при заполнении их свободными газами, имеющими очень малую вязкость и плотность по сравнению с вязкостью и плотностью воды, в них возникает избыточное давление, которое в сумме с гидростатическим часто достигает давлений гидравлического разрыва пласта, что приводит в свою очередь к образованию новых систем трещин и поддержанию их в раскрытом состоянии. Необходимо подчеркнуть, что все это происходит в разрезе пород с нормальным гидростатическим напором вод. Вот в чем заключается сущность геологической деятельности подземных газов, обуславливающих возникновение многих геологических процессов и явлений, происходящих в осадочной толще горных пород и в верхней части земной коры.

В природных условиях имеются системы, подтверждающие это. Примером может служить основная газовая залежь Шебелинского месторождения (Романович, 1967), в которой на глубине 2400 *м*, т. е. на контакте газ — вода, нормальное гидростатическое давление 250 *кгс/см²*. Высота залежи 1100 *м*, и поэтому в своде ее на глубине 1300 *м* избыточное

давление 100 кгс/см^2 , которое вместе с гидростатическим давлением на этой глубине 135 кгс/см^2 образует АВПД 235 кгс/см^2 , являющееся для данной глубины давлением гидравлического разрыва пласта. Оно составляет 0,78 от горного давления, равного 300 кгс/см^2 для глубины 1300 м. О том, что породы нижней части покрывки и верхней части залежи находятся в состоянии гидравлического разрыва пласта, свидетельствовали катастрофические поглощения бурового раствора и газопроявления при их бурении при малом превышении давления столба раствора над пластовым.

Установление природы АВПД как суммы гидростатического и избыточного давления, обусловленного разностью плотностей газа и воды, позволяет прогнозировать наличие в разрезе осадочных пород залежей и

Глубина залегания, м	Условное гидростатич. давление $P_{гид}$, кгс/см ²	Температура на глубине, °С	Горное давление $P_{гор}$, кгс/см ²	Давление гидравл. разрыва пласта $P_{грп} = 0,78P_{гор}$, кгс/см ²	Избыточное давление, создаваемое газом, $P_{грп} - P_{гид}$, кгс/см ²	Плотность метана при $P_{грп}$, г/см ³	Вертикальная протяженность трещинных систем, м
1000	100	30	230	180	80	0,14	930
2000	200	60	460	358	158	0,20	1970
3000	300	90	690	537	237	0,22	3030
4000	400	120	1000	780	380	0,25	5070
5000	500	150	1250	975	475	0,27	6500
6000	600	180	1500	1170	570	0,29	8000

скоплений газа, нефти и воды с АВПД и определять его величину и характер распределения по разрезу. Это имеет важное значение для выбора конструкций скважин, совершенствования технологии их бурения и обоснования величин углубления забоя эксплуатационных скважин в залежь нефти или газа с АВПД.

Очень важным вопросом для понимания различных процессов, происходящих в осадочной толще горных пород и верхней части земной коры, является определение величины трещиноватости (трещинной пористости), емкости трещинных систем в состоянии гидравлического разрыва пласта. Известно, что трещиноватость глин и аргиллитов, определенная лабораторным путем, колеблется от десятых долей до нескольких процентов (Максимов, 1965; Романович, 1967). Например, трещиноватость глин нижней перми и верхнего карбона Шебелинского газового месторождения изменяется от 0,11 до 0,76%. Если допустить, что трещиноватость глин в состоянии гидравлического разрыва пласта увеличивается более чем в сто раз, так же как и величина раскрытости трещин, то она может достигать величин более 10%.

О высокой трещиноватости глин свидетельствуют случаи резкого снижения их плотности при вскрытии скоплений с АВПД, заключенных в них. Так, при бурении скважин на одном из месторождений нефти При-мексиканской впадины плотность глин на глубине 3700 м снизилась с 2,45 до 2,20 г/см³ (Аникиев, 1971), что свидетельствует об их высокой трещиноватости. Если считать, что трещины заполнены газом, то трещиноватость разуплотненных глин должна быть не менее 10%, а если водой, то не менее 17%. Снижение плотности пород менелитовой серии на 0,15—0,20 г/см³ по сравнению с перекрывающими и подстилающими отложениями отмечается по разрезу скважины 10 (Оров) и скважины 1603 (Борислав) месторождений внутренней зоны Предкарпатского прогиба. В разрезе Темиргоевской опорной скважины Краснодарского края на глубине 3000 м в отложениях майкопа были встречены глины с пониженной плотностью 2,24—2,47 г/см³ и повышенной пористостью (трещиноватостью) 10—17%, которые перекрываются глинами с плотностью 2,30—2,55 г/см³. Еще большее снижение плотности глин продуктивной толщи — до 1,74—

1,99 г/см³ — на глубинах 3500—4000 м отмечается в скважинах площади Кюровдаг в Прикуринской области АзербССР. Оно связывается с влиянием АВПД (Бахтин, Мартиросова, 1972). Следовательно, трещиноватость глин и аргиллитов, являющихся наиболее широко распространенными осадочными породами, составляющими 60—80% от их общего объема, в состоянии гидравлического разрыва пласта может достигать значительных величин, превышающих 10% на глубинах 3000—4000 м.

Величина избыточного давления в трещинной системе зависит от ее вертикальной протяженности и определяется по формуле

$$P_{изб} = \frac{H_{тр}(\rho_v - \rho_r)}{10}$$

где $H_{тр}$ — вертикальная протяженность трещинной системы, м; ρ_v — плотность воды в г/см³, ρ_r — плотность газа в г/см³.

В таблице приведены подсчитанные автором значения горного давления, давления гидравлического разрыва пласта, избыточного давления, развиваемого газом в трещинных системах, плотность метана и вертикальная протяженность трещинных систем до глубины 6000 м. Плотность пород до глубины 3000 м взята равной 2,3 г/см³ (Тхостов, 1966), а глубже — 2,5 г/см³ (Майдебор, 1971).

Как видно из таблицы, вертикальная протяженность трещинных систем до глубины 3000 м примерно соответствует глубине залегания начала трещинной системы, а глубже — превышает ее. Это значит, что для создания газом избыточного давления в верхней части трещинной системы, которое в сумме с гидростатическим достигает давления гидравлического разрыва пласта, необходимо, чтобы ее протяженность была равна или больше глубины залегания ее верхней части. Например, для создания на глубине 4000 м избыточного давления 380 кгс/см², которое в сумме с гидростатическим 400 кгс/см² составляет давление гидравлического разрыва пласта на этой глубине 780 кгс/см², нужно, чтобы протяженность вертикальной трещинной системы, заполненной метаном, была равна 5070 м.

В результате накопления свободных газов в осадочной толще и верхней части земной коры и их непрерывного перемешивания с водой, а иногда и с нефтью образуются большие объемы разуплотненных, высокотрещиноватых, пониженной плотности горных пород, значительной мощности, находящихся в состоянии гидравлического разрыва пласта. Эти объемы пород представляют собой чрезвычайно неустойчивые системы, которые не могут существовать длительное время и разряжаются в форме извержения грязевых вулканов, возникновения диапиров и диапировых складок с глиняным ядром и, возможно, даже мелкофокусных землетрясений.

Извержение грязевых вулканов происходит тогда, когда имеется интенсивное поступление (миграция) газа и гранулярно непроницаемые породы (обычно в основном глины) слагают разрез выше источника поступления газа практически до поверхности. В этом случае поступающий газ сравнительно быстро заполняет вертикальную трещинную систему, обычно небольшую по площади, создавая в ней избыточное давление, которое в сумме с гидростатическим достигает давления гидравлического разрыва пласта. При этом происходит развитие вертикальной системы трещин до поверхности земли, и газ вырывается в атмосферу. Выход газа, находящегося под большим давлением, происходит в форме взрыва значительной мощности. Вместе с газом из системы трещин выносятся куски породы, газированная вода, которая находилась в трещинах, а также поступила из проницаемых пластов в результате снижения пластового давления в трещинной системе ниже гидростатического. При размыве глин водой образуется глинистый раствор (грязь). В результате выноса породы газом и водой происходит разработка жерла вулкана. Когда весь газ выходит, давление в трещинной системе (жерле вулкана) снижается до гидростатического и извержение прекращается. Следует подчеркнуть,

что поперечные размеры трещинных систем, которые дают начало грязевым вулканам, небольшие — несколько десятков (реже несколько сот) метров в диаметре, а глубина достигает нескольких километров.

Когда скорость поступления (миграция) газа в трещинные системы глин невелика (соизмерима со скоростями тектонических движений) и происходит очень медленное его накопление, образуются диапиры и диапировые складки с глиняными ядрами. Из практики изучения соляных диапировых структур известно (Сократов, 1972), что в их формировании большое значение имеют два важных свойства соли: более низкая плотность по сравнению с надсолевыми нормальными осадочными породами, что создает основную предпосылку для постоянной тенденции медленно всплывания, и высокая пластичность, обуславливающая общую подвижность. Газоводонасыщенные глины, находящиеся в состоянии гидравлического разрыва пласта, имеют пониженную плотность и повышенную пластичность, что по свойствам приближает их к соли. Поэтому механизм образования диапировых складок с глиняным ядром ничем не отличается от образования соляных диапиров. Поперечные размеры трещинных систем, образующих диапиры и диапировые складки с глиняным ядром, достигают нескольких сот или тысяч метров. Вертикальная протяженность их обычно не превышает нескольких сот метров и только иногда достигает 1—2 км. При отсутствии в разрезе осадочных пород хорошо проницаемых пластов над глинами ядро диапира обычно достигает земной поверхности, а при их наличии ядро, как правило, выше не развивается, так как происходит разгрузка газа в отложения — коллекторы.

Явлениями диапиризма, связанными с геологической деятельностью подземных газов, следует объяснять резкое увеличение мощности майкопских глин в сводах складок и несоответствие структурных планов верхнемеловых и миоценовых отложений антиклиналей, к которым приурочены нефтяные залежи Чечено-Ингушской АССР.

На генетическую связь грязевого вулканизма и диапиризма указывает приуроченность грязевых вулканов и диапиров с глиняными ядрами к одним и тем же районам. Например, в СССР те и другие развиты в Азербайджане, на Керченском и Таманском полуостровах.

Геологической деятельностью подземных газов следует объяснять природу внезапных выбросов угля и газа в шахтах, которая совершенно аналогична природе скоплений газа, нефти или воды с аномально высокими пластовыми давлениями. Известно (Аникиев, 1964), что при давлениях свыше 50 кгс/см^2 уголь делается практически непроницаемым для газа. При наличии газа и развитой системы трещин в гранулярно непроницаемых породах, подстилающих угольный пласт, в ней образуется избыточное давление, которое в сумме с гидростатическим достигает давления гидравлического разрыва угольного пласта, равного, как правило, горному давлению. При этом давлении происходит образование трещин в угольном пласте на каком-то локальном участке, при вскрытии которого горной выработкой происходит выброс в нее угля газом.

Геологическая деятельность подземных газов, несомненно, играет большую роль в механизме формирования нефтяных и газовых залежей, в улучшении коллекторских свойств продуктивных отложений в пределах залежей и резком ухудшении их за контуром нефтеносности. Не менее значительна роль подземных газов, по-видимому, и в механизме формирования структурных ловушек для накопления в них в последующем газа и нефти.

Перечень процессов и явлений, которые могут быть объяснены с помощью геологической деятельности подземных газов, свидетельствует о том, что ее изучение имеет очень большую ценность в познании многих вопросов геологии. Дальнейшее изучение вопросов геологической деятельности подземных газов поэтому имеет не только значительный теоретический интерес, но представляет и большое практическое значение.

Литература

- Аникиев К. А.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. «Недра», 1964.
- Аникиев К. А.* Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. «Недра», 1971.
- Бахтин В. В., Мартыросова А. О.* Изменение плотности и пористости глинистых пород в зависимости от глубины их залегания.— Геол. нефти и газа, 1972, № 10.
- Белоусов В. В.* Структурная геология. Изд-во МГУ, 1971.
- Жданов М. А.* Нефтегазопромысловая геология и подсчет запасов нефти и газа. «Недра», 1970.
- Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева Н. Н.* Основы геологии. «Недра», 1971.
- Калинко М. К.* Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. «Недра», 1964.
- Майдебор В. Н.* Разработка нефтяных месторождений с трещиноватыми коллекторами. «Недра», 1971.
- Максимов М. И.* Геологические основы разработки нефтяных месторождений. «Недра», 1965.
- Мейсон Б.* Основы геохимии. «Недра», 1971.
- Новоселов Б. А., Гарушев А. Р., Кирьяков В. Г., Васьяковская Л. А.* Проблема увеличения нефтеотдачи пласта из залежей тяжелой нефти, представленных трещинно-кавернозно-поровым коллектором, в связи с особенностями геологического строения. Методы интенсификации нефтедобычи в Краснодарском крае.— Тр. КраснодарНИПИнефть, вып. V, ВНИИОНГ, 1972.
- Овнатанов Г. Т.* Вскрытие и обработка пласта. «Недра», 1970.
- Оруджев С. А.* Состояние нефтедобывающей промышленности Ирана и разработка сходных по условиям залежей Чечено-Ингушской АССР. Всес. н.-и. ин-т организации, управления и экономики нефтегаз. пром., М., 1967.
- Романович И. С.* Опыт разбуривания Шебелинского газового месторождения. «Недра», 1967.
- Смехов Е. М.* Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа.— Тр. ВНИГРИ, вып. 276, «Недра», 1969.
- Смехов Е. М.* Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и методы их изучения.— Тр. ВНИГРИ, вып. 264, «Недра», 1968.
- Сократов Г. И.* Структурная геология и геологическое картирование. «Недра», 1972.
- Сухарев Г. М.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. «Недра», 1971.
- Тхостов Б. А.* Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. «Недра», 1966.
- Тхостов Б. А., Везирова А. Д., Вендельштейн Б. Ю., Добрынин В. М.* Нефть в трещинных коллекторах. «Недра», 1970.

КраснодарНИПИнефть

Статья поступила
17 июля 1973 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

С. А. ЗАХАРОВ

НА ПУТИ К ТЕОРИИ ТЕКТОГЕНЕЗА
(К выходу в свет книги В. Е. Хаина
«Общая геотектоника»)¹

Появление новой монографии по общей (теоретической) геотектонике, написанной одним из лучших знатоков этой дисциплины, является крупным вкладом в развитие наук о Земле.

В 1964 г. появилось первое издание этого труда. Сопоставление с другими работами позволило уже тогда рекомендовать его в качестве лучшего в то время пособия по геотектонике. Мизерный тираж не дал возможности реализовать эту рекомендацию. Тираж второго издания (9000), несомненно, также совершенно недостаточен. Очевидно, в ближайшее время понадобится третье, вновь переработанное издание.

Желание оказать посильную помощь автору в дальнейшей работе над книгой и одновременно предостеречь читателя от некритического восприятия некоторых дискуссионных идей и положений, естественного вследствие авторитета В. Е. Хаина среди советских и зарубежных тектонистов, вызвало появление настоящей рецензии.

Общее построение книги по сравнению с первым изданием несколько изменено. Главы «Тектоническое районирование...» и «Тектоника и размещение полезных ископаемых» во второе издание не вошли. 10 глав отвечают главам первого издания, но здесь изменены нумерация и названия некоторых глав, а содержание существенно улучшено и дополнено. Сюда относятся главы I — VI, X, XI, XIII и XIV. Главы VII и VIII ранее объединялись. В отдельную главу IX вынесено описание структуры и очерк представлений о происхождении океанов. Несколько искусственно объединены в главе XII описание коровых разрывов и характеристика общего строения эпигеосинклинальных складчатых сооружений. В конце книги в качестве заключения дан раздел «Некоторые выводы и задачи» и приведен предметный указатель.

Обращаясь к общей характеристике работы, следует прежде всего подчеркнуть, что колоссальная эрудиция и феноменальная память автора позволили ему ввести в книгу большое количество ссылок и примеров, часть которых сопровождается кратким разбором тектоники тех или иных регионов или структурных элементов, нередко иллюстрируемым графикой. Кроме того, книга насыщена историческими справками. Все это значительно повысило ценность монографии. Вместе с тем именно с

¹ Хаин В. Е. Общая геотектоника, изд. 2-е, переработ. и дополн. М., «Недра», 1973.

этой стороной работы связаны два ее недостатка. Первый, видимо, не зависел от автора. Часто, ссылаясь на статью или книгу того или иного исследователя, иногда даже указывая год публикации работы, автор не приводит других ее выходных данных. Второй недочет должен быть поставлен в упрек В. Е. Хаину. Приводя в доказательство развиваемых положений заимствованный пример или какой-либо вывод, автор не всегда критически осмысливает используемый материал. На некоторых примерах я остановлюсь ниже.

Бесспорным достоинством книги является ясный и лаконичный язык. Это указывает на четкость мышления автора и глубокую продуманность излагаемых им концепций. Необходимо упомянуть также о стремлении объективно осветить разбираемые темы с возможной полнотой, показать различия во взглядах. Даже в вопросах, в которых автор не остается на позиции бесстрастного летописца, он не забывает, хотя бы вкратце, осветить и мнения, противоположные его взглядам.

Переходя к существу содержания книги, нельзя не коснуться основного ее недостатка — отсутствия строгой системы взглядов. Пожалуй, это дефект не столько работы, сколько самой геотектоники. Последняя поневоле должна базироваться на непротиворечивой системе гипотез, основанных на имеющихся, часто крайне недостаточных, материалах. Создание такой системы возможно лишь на фундаменте неких постулатов. Основными постулатами, на которых зиждется любая система геотектонических воззрений, являются принципы фиксизма и мобилизма, исключаящие друг друга. Под принципами этими следует понимать не ту или иную гипотезу, а признание возможности самостоятельных значительных горизонтальных движений масс верхних оболочек Земли, не подчиненных вертикальным движениям (принцип мобилизма), или отрицание такой возможности (принцип фиксизма).

Можно ошибиться в выборе основного постулата. Отдельные положения, элементы системы могут разойтись с фактическими данными. Но сама система должна быть логически безупречной.

В геотектонике наиболее последовательной является система, предложенная М. М. Тетяевым, позднее более полно разработанная В. В. Белоусовым. Можно не соглашаться с принципом строгого фиксизма, выбранным в качестве исходного постулата, можно указывать на несоответствие каких-либо выводов фактическим данным, но логические прорехи в самой системе найти трудно. Эта взаимная корректность элементов логического здания создала огромную популярность всей системе взглядов. Не избежал этого влияния и В. Е. Хаин, что сквозит в основном содержании его книги. Однако представительный материал, свидетельствующий о самостоятельных горизонтальных смещениях частей литосферы, в настоящее время уже нельзя игнорировать, что признает и автор. В результате он не смог избежать противоречий в развиваемых им положениях. Здесь в качестве примера приведем одно из таких противоречий.

В. Е. Хаин придерживается гипотезы пульсирующей Земли, т. е. смены во времени эпох преобладания сжатия и расширения. Этот тезис неоднократно подчеркивается указаниями на глобальность условий, доминирующих в такие эпохи (см., например, стр. 489, 500). И вместе с тем автор справедливо указывает, что «в литосфере одновременно существуют зоны сжатия... и зоны растяжения» (стр. 499), компенсирующие друг друга. Нетрудно видеть, что любое из этих двух положений исключает второе.

Обратимся к содержанию отдельных глав и их разделов. По причинам, указанным выше, я буду преимущественно останавливаться на пунктах, вызывающих возражения.

Глава I начинается с определения геотектоники. Оно дает направле-

ние всей книге и является весьма важным, поэтому полезно привести его здесь целиком. «Геотектоника — наука о структуре, движениях, деформациях и развитии верхних твердых оболочек Земли — земной коры и верхней мантии (тектоносферы) в связи с развитием Земли в целом». Если исключить несколько неудачную формулировку, такое определение, несомненно, является наиболее полным и правильным. Все попытки свести задачи геотектоники к познанию только механики движений и описанию структур, или ограничить ее компетенцию только верхней частью коры, принципиально неверны.

Возражения вызывают безоговорочные утверждения в вводной главе о первичной однородности в распределении и залегании горных пород, о глыбовом строении земной коры, о решающей роли в тектогенезе глубинных разломов и о закономерной ориентировке разломов относительно фигуры вращения Земли. Все эти проблемы еще далеко не имеют однозначного решения.

В главе II приведено хорошее описание геофизических свойств коры и верхней мантии. Недостаточным представляется объяснение астеносферы, при котором остается невыясненным ряд вопросов. Перечислим некоторые. Почему кровля астеносферы под океанами расположена значительно выше, чем под континентами? Почему она не вздыблена под молодыми «эпиплатформенными орогенами», где тепловой поток больше? Почему под геосинклиналями, да и под другими подвижными поясами, в «слое Гутенберга» выделяются астеносферные слои? Как возникли такие слои в земной коре?

Замечания вызывает также раздел «Слой Голицына и нижняя мантия». «Слой Голицына» не следует включать ни в верхнюю мантию, ни в тектоносферу, как это делает автор вслед за некоторыми другими тектонистами. Единственным поводом для этого служат очаги землетрясений, возникающие глубже 400 км. Но природа этих землетрясений далеко еще не ясна, да и отмечены они только в пределах Перитихоокеанского кольца. Геофизические свойства «слоя Голицына» отличаются от свойств верхней мантии. Поэтому целесообразнее выделять этот слой как среднюю мантию (мезосферу, или переходный слой, по терминологии зарубежных геофизиков). О нижней же мантии сказано лишь, что «этот минеральный состав (т. е. приписываемый низам средней мантии.— С. 3.) сохраняется в пределах всей нижней мантии» — утверждение ничем не обоснованное и, думаю, просто неверное. Никаких других сведений о нижней мантии вообще не приведено.

В вопросе о происхождении и первичной эволюции Земли В. Е. Хаин принимает точку зрения большинства космогенистов (аккреция вещества газово-пылевого облака). Но эта концепция вызывает серьезные возражения¹. Отмечу здесь лишь, что, согласно воззрениям автора и других, Земля первоначально должна была быть гомогенной. Такое предположение вызывает большие затруднения в разработке геотектонической системы. Более правдоподобной представляется первичная неоднородность Земли.

В главе III отражены разработки автором и другими тектонистами классификаций основных структурных элементов и типов движений. Здесь частные возражения (кроме названия «эпиплатформенные орогены» — см. ниже) вызывает характеристика некоторых поясов. Например, нельзя современные Кавказ, Южный Тянь-Шань, Сихотэ-Алинь, Восточный Саян называть геосинклиналями (геосинклинальными системами), как это делает автор на стр. 44.

Вряд ли стоит говорить о хрупкости, хотя бы и относительной, коры и литосферы в целом и называть последнюю склеросферой (стр. 47). К этому вопросу целесообразно вернуться при разборе главы X.

¹ Захаров С. А. Изв. АН ТаджССР. Отд. физ. мат. и геол.-хим. н., № 4 (38), 1970.

Существующие классификации тектонических движений, в их числе и предлагаемая автором (см. табл. на стр. 51), расплывчаты и могут быть приняты лишь как временные, вспомогательные. Их недостатки нетрудно показать на многих примерах. Представляется, что классификацию можно улучшить, если руководствоваться двумя основными состояниями (условиями, режимами) земной коры — сжатием и растяжением. Третьим можно принять промежуточное состояние относительного покоя. Дальнейшее подразделение каждой из групп уже труда не составит. Такая рекомендация вначале может показаться неприемлемой. Однако В. Е. Хаин и сам приходит к этой концепции (стр. 171, 444).

В главе IV рассмотрены современные и новейшие движения земной коры. Детально освещены методы изучения этих движений, особенно вертикальной их составляющей.

Автор делает ряд выводов, с которыми, полностью или частично, нельзя не согласиться, кроме одного — о существовании однозначных общепланетарных колебательных движений. Аргументы, приводимые автором, не дают достаточного обоснования защищаемого им тезиса, а фактические данные опровергают его.

Другим существенным недостатком главы является значительно больший объем материала, освещающего вертикальную составляющую движений, чем горизонтальную.

Этот же упрек в еще большей мере приложим к главе V — «Методы палеотектонического анализа». Методы выявления вертикальной составляющей описаны весьма полно и, может быть, даже излишне многословно (почти 70 стр.), поскольку они хорошо освещены в других руководствах, и, кроме того, многое больше относится к седиментологии, чем к собственно тектонике. Методы же изучения горизонтальной составляющей занимают менее двух страниц, причем часть этих методов (изучение сдвиговых смещений) описывается почему-то в других главах. Такое соотношение и размещение материала вызывает у читателя впечатление незначительности, маловажности горизонтальных смещений, отсюда — их второстепенного значения, подчиненности вертикальным движениям.

Очень хорошо и полно составлена глава VI, отведенная описанию геосинклинальных поясов и эпигеосинклинальных орогенов.

Возражение вызывает основная часть характеристики геосинклиналей и эпигеосинклинальных орогенов, равно как и других подвижных поясов. Их зарождение и развитие, по автору, «тесно связано с активностью глубинных разломов, которыми и определяются основные свойства геосинклиналей: их линейность, расчлененность на узкие, движущиеся во встречном направлении — одни вверх, другие — вниз вытянутые глыбы коры» (стр. 171). К представлениям автора о роли глубинных разломов мы обратимся ниже, здесь же остановимся на второй части приведенной характеристики. Иллюстрируется она профилями на рис. 63. Если на этих профилях привести соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1, вырисовывается картина, весьма далекая от изображенной автором. Прогибы («опускающиеся узкие глыбы») превратятся в плоские тарелки, падение сместителей разломов не будет превышать первых градусов и т. д. Никаким вертикальным движениям узких глыб коры в полученной картине места нет. На этом частном примере виден источник ошибочных представлений о природе подвижных поясов.

Недостаточно ясно изложены положения, касающиеся срединных массивов. Неопределенность в этом вопросе нередко приводит к несогласованности и в понимании термина, и в размещении массивов на схемах. Не избежал этого и автор, что можно видеть, например, при сопоставлении рисунков 86 и 95.

Необоснованными представляются соображения о преобразовании срединных массивов во впадины внутренних и окраинных морей, океанизации массивов. Во всяком случае фактическими данными эти заключения не подтверждены.

Весьма сложны взаимосвязанные вопросы о природе и классификации срединных массивов. Не имея возможности остановиться на них в рецензии, отмечу лишь, что автор кроме основного деления массивов на три рода предлагает также отделять массивы, располагающиеся между разновозрастными геосинклинальными системами, от массивов, зажатых между разновозрастными системами. Но не следует забывать, что общепринятое деление на системы, объединяющие геосинклиналь-сверстники, весьма схематично. Например, геосинклинали, превратившиеся в орогены и в начале карбона, и в начале триаса, именуется герцинидами. Но позднетриасовые подвижные пояса уже относятся к киммеридам. В связи с этим возникает вопрос: а существуют ли вообще срединные массивы между строго разновозрастными геосинклиналями? К примеру, «классический» Таримский массив, расположенный среди герцинид, ограничен с севера каменноугольной «геосинклинальной» системой, а с юга — пермской.

Вообще в книге недостаточно четко освещен вопрос о том, что следует считать возрастом подвижного пояса. Очевидно, в соответствии с установившейся практикой возраст пояса нужно определять по времени перехода от геосинклинального режима к орогенному, времени смены растяжения коры сжатием. Это время («общая инверсия», по В. В. Белоусову, В. Е. Ханну и др.), время диастрофизма наиболее четко выделяется в истории развития подвижных поясов.

Нужно подчеркнуть, что возврат к термину «диастрофизм» является необходимостью, поскольку термин «складчатость» часто, но неверно употребляемый в том же значении, отвечает также другому, основному понятию, и эта двусмысленность иногда приводит не только к беспредметным спорам, но и к грубым ошибкам при тектоническом районировании. Термин же «инверсия» рекомендовать нельзя, поскольку орогены нередко развиваются по унаследованному от геосинклиналей плану.

В связи с возрастной характеристикой тектонических зон возникает еще одно соображение. Широко распространено мнение, нашедшее отражение и в книге, о парной системе геосинклиналей, в которой миогеосинклиналь располагается на внутренней, ближней к платформе стороне, а эвгеосинклиналь — на внешней. Однако, если считать с предысторией, можно нередко видеть, что миогеосинклиналь наследует эвгеосинклинальное опускание предыдущего цикла. Другими словами, такие миогеосинклинали это, строго говоря, уже не геосинклинали, а одна из разновидностей того, что автор называет «орогенными прогибами». Он и сам отмечает возникающие отсюда недоразумения (стр. 212—213).

В главе VII — «Континентальные платформы...», в целом хорошо и ясно написанной, ощущается недостаточная четкость определения самого термина «платформа». Возникает вопрос, можно ли называть платформами, или их частями, «возвышенности до 1000—1500 м», или юго-западный Гиссар (стр. 230), где превышения достигают 4000 м. Непонятно, чем такие сооружения отличаются от эпиплатформенных орогенов.

Эпиплатформенные орогенные пояса рассмотрены в следующей, VIII главе. Здесь снова имеется некоторая неясность понятия, вызванная неопределенностью термина «платформа».

Автор делит эпиплатформенные орогенные пояса на перигеосинклинальные, периокеанические и интракратонные. Это деление представляется недостаточно обоснованным. Во-первых, периокеанические пояса выделены на несколько ином принципе, скорее географическом, и

любой из них может с равным основанием быть причисленным к одному из двух других типов. Во-вторых, примеры (Гималаи и др.), приведенные автором для поясов какого-либо типа, далеко не всегда отвечают характеристике этих типов. Третьей причиной неопределенности предлагаемой автором классификации служит неоднозначность трактовки понятий «геосинклиналь» и «кратон». Например, под кратонами часто понимают только древние платформы. Автор включает в это понятие и молодые платформы, устойчивость и консолидация которых весьма относительны и кратковременны. Да и сам автор говорит об этом на стр. 270, называя области повторного горообразования «рекуррентно-орогеническими» и отмечая, что эти «эпиплатформенные» орогены являются областями, которые «никогда и не превращались в молодые платформы». В качестве примера недостаточной четкости классификации можно привести Тянь-Шань, который автором относится то к интракратонному (стр. 269), то к перигеосинклинальному (стр. 273) типам.

Очень интересной и ценной представляется глава IX, посвященная океанам. В ней обобщен важнейший материал, полученный при изучении океанов за последние два десятилетия.

Некоторые дискуссионные вопросы, в том числе и концепция происхождения океанов, развиваемая автором, пока, до получения новых представительных материалов, не могут быть решены однозначно. Единственное положение, частично поддерживаемое автором, которое, как мне представляется, вызывает серьезные возражения уже теперь, это гипотеза об океанизации континентальной коры.

Представления В. Е. Хаина о глубинных разломах (глава X, а также неоднократные высказывания в других главах) наименее обоснованы. По мнению автора, глубинные разломы являются первичными и ведущими структурами. Они образуют регматическую общепланетарную сеть, закономерно ориентированную относительно координат Земли и определяющую расположение и развитие всех главнейших структурных элементов, т. е. по существу всю геотектонику. Длительность существования разломов, субвертикальное положение сместителей, проникновение их на глубину до нижнего («базальтового») слоя коры, до верхней, средней и даже нижней мантии, не позволяют смещаться одним слоям коры по другим, коре по мантии, верхней мантии по средней. Таким образом, концепция автора служит одной из наиболее прочных опор фиксизма.

Рассмотрим степень обоснованности некоторых из этих утверждений.

Прежде всего автор представляет себе глубинные разломы именно как разломы, дизъюнктивные нарушения хрупкой оболочки. Однако о хрупкости можно говорить лишь в отношении небольших объемов горных пород. Относительная пластичность пород (точнее, квазипластичность), как это следует из критериев подобия, увеличивается пропорционально возрастанию размера участка коры, охваченного деформацией. Длительность геологических процессов вызывает проявление ползучести пород. $P-T$ -условия на глубине (сотни градусов и первые килобары уже на глубине 10 км) намного повышают способность пород к пластическим деформациям. В результате долгая жизнь разрывных нарушений, даже в нижних частях земной коры, не говоря уже о мантии, невероятна (хотя «мгновенное» возникновение и быстрое залечивание разрывов не исключаются). Сколько-нибудь длительное существование глубинных разломов возможно лишь в поясах растяжения литосферы, что наиболее характерно для собственно геосинклиналей и для родственных им рифтовых систем. Но возникновение разломов — следствие, а не причина развития подвижных поясов.

Из признаков глубинных разломов, перечисляемых автором, почти все либо сомнительны (например, непонятно, почему ряды впадин или

искривления осей складок в плане должны рассматриваться как признаки глубинного разлома), либо с равным основанием могут интерпретироваться как признаки глубоких наложенных разломов. Пожалуй, только цепочки основных и ультраосновных интрузий при условии, что это действительно и исключительно интрузии, могут служить в качестве признака глубинных разломов, но и он не является универсальным.

Совершенно бездоказательно утверждение о существовании общепланетарной регматической сети, да еще возникшей с начала образования коры.

Горизонтальные смещения частей литосферы автор признает, но только по сдвигам, которые рассматриваются как разновидность глубинных разломов. Нетрудно, однако, видеть, что утверждения о хрупкости литосферы и о сети субвертикальных разломов противоречит этому признанию: горизонтальные перемещения попросту были бы невозможны.

Представления о глубинных разломах в годы господства в советской геотектонике идей фиксизма получили широкое распространение, и в настоящее время требуют основательного пересмотра в интересах не только научных разработок, но и геологической практики. В значительной мере эта ревизия уже осуществлена А. В. Пейве и его сотрудниками.

В главе XI весьма обстоятельно разбираются вопросы генезиса, механизма и классификации процессов складкообразования.

Спорным является вопрос, можно ли называть складками все перечисленные в книге типы изгибов слоистых толщ, включая даже такие, которые не являются результатом деформации («складки осадочного облекания»), но геологи так привыкли называть складками любые изгибы, что объединение их в одной главе допустимо.

Менее приемлемо доверие, которым пользуются у автора разные гипотезы. Так, В. Е. Хаин считает, что пластичные породы в любом случае должны перетекать из синклиналей в антиклинали только под действием разницы в величине статической нагрузки. Простой расчет показывает, что при достаточном возвышении антиклинальных гряд в рельефе даже соли, породы с меньшим удельным весом, чем вмещающие, могут потечь в обратном направлении. Неразбухшие же глины не потекут вообще. Неясно, почему соли должны создавать купола над уступами фундамента. В качестве примера перевернутой гравитационной складки приведена складка у западного склона Дарваза (очевидно, имеется в виду Морзоминская «негативная структура»); в действительности, гравитационное происхождение этой складки исключено. Образование надразломных (рубцовых, шовных) складок возможно лишь при условии, что приповерхностные слои горных пород (даже таких, как песчаники, известняки, покровы лав) способны растянуться без разрывов в 1,3—2 и более раза, что совершенно немыслимо, или в складках должны были бы наблюдаться кластические дайки, объем которых составлял бы 0,2—2 объема структурных форм. Некритически автор подошел и к гипотезам, согласно которым образуются «складки сдавливания». Одна из гипотез предусматривает сокращение пространства при прохождении ранее выгнутых или вогнутых слоистых толщ через хорду. Этот механизм, правдоподобный на первый взгляд, в действительности не дает необходимой степени сдавливания; привлечение его объясняется тем, что авторы гипотезы, иллюстрируя ее образованием складчатой структуры Донбасса, ошиблись в своих расчетах на порядок (исходные данные для проверки взяты из рецензируемой книги). Другой механизм образования складок сдавливания, предложенный В. Е. Хаиным, заключается в проседании клиновидного блока коры между сходящимися книзу разломами. Но и при этом сжатия и сокра-

щения ширины блока не произойдет, поскольку само опускание блока возможно лишь при растяжении земной коры.

С другой стороны, несмотря на обилие приведенных автором механизмов складчатости, ни один из них ни сам по себе, ни в качестве ведущего в комбинации с другими не мог создать систем складок. Одной из наиболее показательных в этом отношении является складчатая система мел-кайнозойского чехла Таджикской депрессии.

Во второй части главы автор рассматривает развитие складок, их систем и самого процесса складкообразования во времени. Основной вывод автора сводится к глобальности проявлений если не каждой фазы, то их сгущений — эпох. Обосновано заключение недостаточно. В частности, главным аргументом является ссылка на соответствующие работы А. А. Пронина и М. М. Рубинштейна. Однако, сопоставляя эти шкалы, особенно предполагаемую их авторами периодичность, легко увидеть, что «орогенные» промежутки на одной шкале приходится нередко на «анорогенные» интервалы на другой, и наоборот. К этому нужно добавить очень длительные периоды времени, отводимые М. М. Рубинштейном для фаз. В результате можно прийти к выводу, что ни глобальной периодичности «орогенеза», ни четкой одновременности фаз и целых эпох не наблюдается.

В главе XIII после краткого обзора общей истории развития литосферы суммированы основные черты тектонических процессов и закономерности размещения структурных элементов литосферы в плане. Здесь автор вновь отдает предпочтение вертикальным движениям над горизонтальными. Дискуссионны и многие другие базовые положения. В основном это относится к общему структурному плану: по автору «не может быть сомнений в существовании определенного плана расположения основных структурных элементов литосферы... совершенно закономерно ориентированного относительно современной фигуры Земли». Эти закономерности выражены рядом черт, преимущественно указывающих на разного рода асимметрию в географическом положении элементов литосферы: материковое и океаническое полушария с меридиональной границей между ними, широтные пояса материков и океанов и т. д. Все эти закономерности переплетены между собой и противоречат одна другой (например, первая и вторая закономерности, приведенные выше), и у читателя создается впечатление полного хаоса. Конечно, некоторые из черт асимметрии действительно существуют и могут помочь при общем геотектоническом анализе. Но именно асимметрия указывает на отсутствие закономерностей, обусловленных вращением (или фигурой вращения) Земли.

Важнейшая закономерность развития материковой коры — последовательное приращение тергалльных поясов к платформам, или так называемое наращивание континентов, — обойдена достаточным вниманием и в этой главе и в книге в целом. Насколько можно понять (стр. 441), автор допускает возможность этого процесса лишь для наиболее ранних этапов развития земной коры.

Теоретическое обоснование намеченных закономерностей дается в последней главе. Этому предпослан обзор гипотез, условно разделенных на классические и современные.

Критический разбор классических гипотез, довольно краткий, но охвативший все важнейшие предположения, проведен со свойственной автору эрудицией. Эта часть обзора заканчивается рассмотрением ротационной гипотезы, которой автор отдает видимое предпочтение — недаром ей отведено почти столько же места, сколько остальным гипотезам, вместе взятым. Однако основные положения ротационной гипотезы остаются сомнительными. Подробный разбор этих положений здесь невозможен, и мы ограничимся частными соображениями.

«Наиболее полное обоснование ротационная гипотеза получила в работах советского ученого М. В. Стоваса», — пишет автор. Поэтому лучше всего и обратиться к упомянутым работам, причем нет нужды проверять математические выкладки — можно принять, что они безупречны. Достаточно сопоставить результаты расчетов, выводы и фактические данные. Возьмем для примера два основных положения, приведенные в рецензируемой книге.

По представлению М. В. Стоваса (и других «ротационистов»), параллели 35° являются «критическими», чем и объясняется их тектоническая и сейсмическая активность. Но расчеты Стоваса показывают, что именно зоны «критических» параллелей должны испытывать наименьшие возмущения, а наиболее тектонически активными должны быть области полюсов и экваториальный пояс, в действительности относительно спокойные. Видимо, гипнотизирующее действие на М. В. Стоваса и его предшественников, как и последователей, оказало изменение знака напряжений и движений (сжатия и растяжения, поднятия и опускания), по расчетам связанное с широтами 35° . Однако, если широты 35° аномальны, встает вопрос: а как же быть с «ревущими тридцать пятью»? Но и здесь фактические материалы не соответствуют построениям. Орогенические пояса близки к 35° с. ш. на протяжении лишь 80° по долготе (Средиземноморье, Ближний Восток). Далее пояса расходятся, занимая на востоке Азии около 70° по широте. На протяжении остальных почти двух третей длины «критическая» параллель вообще ничем себя не проявляет. В южном же полушарии параллели 35° отвечают лишь Капские горы (меньше 3% ее протяжения). Остальные структурные элементы вблизи «критической» параллели ничем существенным не выделяются.

Имеются данные, позволяющие предположить, что замедляется вращение Земли. Вследствие этого, по М. В. Стовасу, поднимаются полярные области, что доказывается поднятием (очевидно, над уровнем океана) арктических островов. Но ведь если такая деформация геоида действительно есть, острова погрузились бы (а не поднялись) под уровень моря, поскольку вода, менее вязкая, чем литосфера, и к тому же образующая верхнюю оболочку, быстрее и на большую величину реагировала бы на изменение скорости вращения и фигуры Земли.

Столь же или еще менее убедительны другие аргументы в пользу ротационной гипотезы. Словом, если в гипотезе и есть рациональное зерно, оно пока не обнаружено.

Во втором разделе главы автор рассматривает современные гипотезы, давая им ясную, хотя и сжатую характеристику.

В третьем параграфе автор приводит собственные соображения. Кратко они сформулированы в заключении так: «Развитие структуры Земли определяется взаимодействием дифференциации (глубинного вещества.— С. З.), пульсации (вероятно, с преобладанием сжатия) и ротации при ведущем значении первой» (стр. 500).

Основной тезис этой концепции представляется бесспорным, хотя многие детали глубинной дифференциации остаются гипотетическими. Что же касается пульсации и ротации, вряд ли их стоило привлекать в качестве основных факторов.

С другой стороны, имеются, и автором они приведены, «разнообразные геологические аргументы, говорящие в пользу значительных горизонтальных перемещений крупных глыб литосферы». Эти движения не увязываются с концепцией автора: «...таким перемещениям противоречит значительное постоянство структурного плана литосферы, в особенности планетарной сетки глубинных разломов» (стр. 500). Других доводов против горизонтальных смещений автор не приводит. Постоянство же структурного плана и регматической сети ничем не доказано (см. выше).

Точно также возникают дилеммы: либо изначальная однородность Земли и однозначные глобальные проявления тектогенеза, либо первичная гетерогенность и самостоятельность развития каждого региона; либо хрупкость литосферы и средней мантии и проникновение разломов на глубины до 700—1000 км, либо пластичность вещества оболочек Земли и ограничение глубины разломов и т. д. Пока, до получения однозначных данных, альтернатива устанавливается предположительно и определяется лишь принципиальной позицией исследователя, прежде всего выбором одного из основных принципов — фиксизма или мобилизма.

В настоящее время закладывается основание монументальной пирамиды, вершиной которой должна стать общая теория геотектогенеза. В это основание В. Е. Хаиным вложена одна из наиболее массивных и тщательно отшлифованных плит. Дальнейшая постройка обязательно должна опираться на эту плиту, иначе рухнет все здание.

Автор сам намечает и эскиз будущего здания геотектоники и, в самом конце книги, лесá, с помощью которых оно должно быть воздвигнуто, т. е. направления необходимых исследований.

Вероятно, следует дополнить сказанное в книге некоторыми положениями, которые также представляются существенными.

1. Происхождение Земли и связанные с этой проблемой вопросы начальных этапов развития планеты.

2. Изучение закономерностей и законов постгеосинклинального развития подвижных поясов.

3. Генезис складчатости.

4. Тектоническая терминология.

Рецензируемая книга по богатству исходного материала и мыслей, в ней содержащихся, должна быть, безусловно, оценена очень высоко. Преобладание критических замечаний в рецензии было продиктовано только стремлением ярче оттенить дискуссионные вопросы, затронутые в ней, с тем, чтобы улучшить следующее издание. Нужно добавить, что книга выиграла бы при тщательном ее научном редактировании.

Институт геологии
Душанбе

Статья поступила
14 сентября 1973 г.

УДК 551.24

В. Е. Х А И Н

ОТВЕТ НА РЕЦЕНЗИЮ С. А. ЗАХАРОВА

Автор весьма признателен С. А. Захарову за обстоятельный и благожелательный разбор его книги, сделанный к тому же почти сразу вслед за ее публикацией. Многие из критических замечаний С. А. Захарова мне представляются справедливыми; за время, прошедшее с окончания работы над книгой, я сам осознал ряд ее недостатков и особенно недоволен главой о геосинклиналях, в которой я остановился (вынужденно) где-то на полпути между старыми и новыми представлениями. С. А. Захаров прав, в частности, в том, что мало внимания уделено в моей книге методам изучения горизонтальных движений, но частично это связано с недостаточной разработанностью данного раздела палеотектонического анализа.

Некоторые замечания С. А. Захарова порождены, как он сам отмечает, разными исходными позициями рецензента и автора в отношении вопросов, которые пока, как признает сам рецензент, не могут быть решены однозначно вследствие недостаточности фактических данных. Так, С. А. Захаров является противником представлений о первичной однородности (лучше, квазиоднородности) Земли, а также глобальных закономерностей структуры и рельефа Земли, планетарной сети глубинных разломов, откуда вытекает отрицательное отношение к ротационным гипотезам развития Земли. Между тем существование определенных закономерностей в структурном плане Земли, отмечавшееся еще в прошлом столетии (одним из первых А. П. Карпинским), стало совершенно очевидным после открытия системы срединно-океанических хребтов и рифтов и осложняющих их трансформных разломов, смыкающихся с разломами континентов. Последнее подтверждает и существование глобальной регматической сети. Ясно, что если Земля была первично существенно неоднородной, то никак нельзя было бы объяснить закономерную ориентировку ее структурного плана в отношении оси вращения. Такая ориентировка должна была возникнуть уже на ранних стадиях развития нашей планеты, и ее возникновение могло быть связано лишь с силами, порождаемыми вращением Земли. Наиболее разительными фактами является выдержанная ориентация островных дуг выпуклостью на восток и отчетливая западно-восточная дисимметрия Тихоокеанского подвижного пояса. Вот почему я считаю, что в ротационной гипотезе имеется рациональное зерно, хотя и отвожу ротационному фактору второстепенную роль среди основных факторов тектогенеза. Именно из этих соображений я посвятил довольно много места изложению ротационной гипотезы в ее «стовасовском» варианте, правда, прибегнув к петиту. Возможно, однако, что это создает несколько ложное впечатление о моем отношении к этой гипотезе и что я остановился не на лучшем ее варианте, так что упреки рецензента на сей счет в какой-то мере справедливы.

В отличие от автора рецензент предпочитает ставить многие проблемы в виде альтернативы: либо — либо. Так, он пишет: «...либо изначальная однородность Земли и однозначные глобальные проявления тектогенеза, либо первичная гетерогенность и самостоятельность развития каждого региона; либо хрупкость литосферы и средней мантии и проникновение разломов на глубины до 700—1000 км (откуда последняя цифра?—В. Х.), либо пластичность вещества оболочки и ограничение глубины разломов, и т. д.». Точно также указывается на несовместимость признания пульсаций объема Земли и сосуществования сжатия и растяжения в одни и те же эпохи и, наконец, выдвигается главное обвинение в том, что автор не сделал четкого выбора между фиксизмом и мобилизмом.

Я всегда считал, что подобный «альтернативный» подход не диалектичен, и поэтому не могу согласиться с рецензентом в его постановке перечисленных проблем. Хорошо известно, что и наша планета в целом, и отдельные ее оболочки, и слагающие их горные породы не ведут себя как идеально упругое, или идеально пластичное, или идеальное жидкое тело, а в зависимости от интенсивности и длительности напряжений реагируют на них по-разному. Существование разломов, проникающих в мантию на большую глубину,— прочно установленный сейсмологами факт, с которым нельзя не считаться. Зоны сжатия и растяжения, как опять-таки наиболее убедительно доказывает сейсмология, развиваются на Земле одновременно и сопряженно, но отсюда не следует, что алгебраическая сумма сжимающих и растягивающих напряжений для всей Земли постоянно равна нулю и что в истории Земли не могут чередоваться эпохи с некоторым преобладанием то сжатия, то растяжения

(последним должны соответствовать эпохи наиболее интенсивного развития рифтовых систем).

В споре между фиксистами и мобилистами, «вертикалистами» и «горизонталистами» моя позиция такова, что я считаю одинаково неприемлемыми и интегральный, абсолютный фиксизм, и безудержный, неограниченный мобилизм и нахожу неправильным отдавать одностороннее предпочтение либо вертикальным, либо горизонтальным движениям. В тектоносфере происходит неоднократная трансформация вертикальных движений в горизонтальные, и наоборот, и в отдельных оболочках в зависимости от их реологических свойств, и даже на отдельных уровнях в литосфере, преимущественно проявляются либо те, либо другие. Существование регматической сети накладывает определенные ограничения на возможность крупных горизонтальных подвижек блоков литосферы, но не служит для них непреодолимым препятствием (трансформные разломы!). Имеется еще ряд противоречий подобного же рода — необходимость допускать горизонтальные и вертикальные перемещения вещества мантии в условиях ее вертикальной расслоенности и фазовых превращений на границах слоев; ортогональная и полигональная формы блоков литосферы и все отчетливее выявляемые дугообразные, радиально-кольцевые и даже вихревые структуры и т. п. Все эти и подобные противоречия нуждаются в диалектическом разрешении, и я уверен, что оно будет найдено. И совсем уже просто (конечно, относительно) обстоит дело с соотношением глобальных тектонических процессов с региональными, порожденными неоднородностью (неважно, первичной или вторичной) литосферы — глобальные процессы реализуются как алгебраическая сумма региональных, как общая тенденция, господствующая в данную эпоху, — тенденция, которой могут противоречить движения и деформации в отдельных конкретных регионах.

И еще один вопрос того же «альтернативного» плана. Рецензент решительно выступает против океанизации континентальной коры, очевидно, в той форме, в которой она представляется В. В. Белоусову и некоторым другим исследователям. Автор же считает, что замещение континентальной коры океанической сложный процесс, который может начинаться физико-химическими преобразованиями (метаморфическая дифференциация, проникновение основной магмы и магматическое замещение) и завершаться разрывом литосферы и спредингом.

Непонятно, почему С. А. Захаров возражает против образования впадин внутренних и окраинных морей на месте срединных массивов, когда это эмпирически установленный факт.

Некоторые замечания рецензента основаны на недоразумении, вернее, на недостаточно четком изложении автором своих мыслей¹. Так, С. А. Захаров напрасно упрекает меня в недооценке роли наращивания континентов в итоге развития периферических геосинклиналино-орогенных систем, по крайней мере для неогена. Говоря о соответствии Большого Кавказа, Южного Тянь-Шаня, Урала и т. п. геосинклиналиным системам, я имел в виду то обстоятельство, что они возникли из таких систем, но, конечно, давно ими не являются, представляя складчатые горные сооружения — орогены. Указывая на согласованность простирания складок рисунку изоплах, я отмечаю, что это не является строгим правилом и что имеются и отклонения от данной закономерности. Не знаю, почему рецензент находит мое понимание платформ (отнюдь не оригинальное) недостаточно определенным. Не могу согласиться с критикой С. А. Захаровым термина «инверсия» на том основании, что «орогены

¹ В связи с этим я считаю, что С. А. Захаров совершенно справедливо указывает, что рецензируемая книга нуждалась в тщательном научном редактировании. К сожалению, с некоторого времени наши издательства в целях экономии средств предпочитают обходиться без научных редакторов и, это, несомненно, отрицательно отражается на качестве книг даже самых авторитетных ученых.

нередко развиваются по унаследованному от геосинклиналей плану». Ведь и в последнем случае общая инверсия все же имеет место — геосинклиналь, т. е. зона преобладающих погружений превращается в ороген, т. е. в зону преобладающих поднятий. Рецензент высказывает удивление по поводу того, что кровля астеносферы не приподнята под эпиплатформенными орогенными поясами, но в рифтовых зонах (Байкал, Восточная Африка) именно это и наблюдается.

В заключение должен сказать, что я вполне согласен с С. А. Захаровым в том, что к числу основных задач будущих исследований следует отнести изучение происхождения и ранних этапов развития нашей планеты и генезиса складчатости. Что же касается борьбы за чистоту терминологии, то это одно из необходимых условий успешного развития геотектоники. Главное, что надо соблюдать — осторожность и ответственность в изобретении новых терминов, их следует вводить лишь для действительно новых, ранее не изученных или не привлекавших к себе внимания явлений и типов структур (например, океанизация, спрединг, субдукция, обдукция).

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
25 октября 1973 г.

ХРОНИКА

УДК 551.242.3(4)

ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ НА МЕЖДУНАРОДНОМ КОЛЛОКВИУМЕ
«ВАРИСЦИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ»

(г. Ренн, Франция, 1974 г.)

С 25 сентября по 6 октября 1974 г. в г. Ренне (Франция) проходил коллоквиум по тектонике варисцид Центральной и Западной Европы, в котором принимала участие делегация СССР: член-кор. АН СССР С. Н. Иванов и ст. научн. сотр. В. Н. Пучков. На коллоквиуме собралось около 80 специалистов из всех крупных европейских стран имеющих на своей территории варисские сооружения, а также несколько специалистов из Канады и один из Австралии. Было заслушано 55 докладов на трех языках, главным образом на французском, без синхронного перевода. Материалы коллоквиума будут опубликованы.

Доклады и дискуссии длились четыре дня, затем состоялась недельная экскурсия по Армориканскому массиву. Коллоквиум завершился 6 октября в г. Ренне («день синтеза и дискуссий»).

Целью симпозиума было подведение итогов геологических исследований последних лет в пределах варисцид, корреляция событий геологической истории, выделение и прослеживание структурных зон варисцид (что особенно важно для Центральной и Западной Европы с ее государственной разобщенностью). В конечном итоге следовало стремиться к «наилучшей глобальной интерпретации варисского орогена».

Вот темы, на которые было обращено основное внимание участников: 1) строение докембрийского фундамента варисцид; 2) проблема каледонид; 3) корреляция варисских структурных зон: место варисцид Центральной и Западной Европы относительно других складчатых зон того же возраста; 4) варисциды с точки зрения новой глобальной тектоники.

Непосредственно проблемам стратиграфии, метаморфизма и структурной корреляции древнего, допалеозойского фундамента варисцид было посвящено 11 докладов, но и во многих других докладах эти вопросы также рассматривались. При этом создавалось впечатление, что на данном коллоквиуме основным эталоном для расчленения и корреляции докембрия служила схема, используемая для севера Армориканского массива (доклады Ж. Конье, Р. Роуча и др.). В основании разреза располагаются гнейсы пентаврия (2000—2600 млн. лет); выше с несогласием залегают отложения бриовера (нижний бриовер — пелиты, основные и кислые эффузивы, средний бриовер — филлиты, фтаниты; верхний бриовер — тиллиты и флишоиды). Верхний бриовер прорван гранитоидами с абсолютным возрастом 590 млн. лет и перекрыт с угловым несогласием породами нижнего палеозоя — от нижнего кембрия до аригга. Примечательно, что, как уже отмечалось многими исследователями, в частности Е. В. Павловским (1960), армориканская схема сопоставима в самых грубых чертах со схемой докембрия, принятой в СССР, и следовательно, со схемой расчленения уральского докембрия; соответственно гадомская (ассинтская) складчатость сопоставима с байкальской.

Предпринимались попытки сопоставить с бриовером верхний, надмолданубский протерозой (баррандиен) Чешского массива (доклады Ж. Шалупского, В. Зоубека). Особую точку зрения по поводу стратиграфии протерозоя Чешского массива высказал в своем докладе М. Сук, который считает возможным различать в составе верхнепротерозойской геосинклинальной серии две фациальных группы — батинальную (бриоверскую) и неритовую (молданубскую). Г. Мебус выделяет в Саксо-Тюрингской зоне как эквивалент бриовера (верхнепротерозойские граувакки с микрофоссилиями), так и эквивалент пентаврия («молданубский фундамент»). Л. Шермерхорн в дискуссии указал на хорошую сопоставимость бриовера с сериями «Негра» и «Олло де Сапо» Пиренейского полуострова.

Наконец, А. Мишар и Ж. Сузи указывают на наличие в основании мавританид Западной Африки терригенной толщи с возрастом 620—650 млн. лет, содержащей тиллиты и несогласно перекрытой средним ордовиком (аналог верхнего бриовера?).

Все же приходится констатировать, что никем на коллоквиуме не было представлено хотя бы предварительной схемы сопоставления европейского докембрия, развитого в пределах варисцид; это дело будущего; возможно, именно поэтому к данному коллоквиуму было приурочено обсуждение статута и программы нового международного проекта исследований «Докембрий в более молодых мобильных зонах» (руководитель В. Зоубек).

Были сделаны некоторые попытки восстановления структурного плана докембрийского (кадомского) орогена. В ряде выступлений и докладов (Р. Раст, Ф. Даннинг, В. Пул) было подчеркнуто, что этот ороген не прослеживается в Аппалачи: здесь иной возраст орогени, отсутствием специфические образования молданубской зоны (гранулиты, эклогиты и др.). Это совпадает с данными Ж. Конье, Г. Цварта и др. о резком изменении простириания молданубской зоны от субширотного в Армориканском массиве до субмеридионального и даже северо-западного на Пиренейском полуострове в пределах Иберийской Месеты (Ж. Фабрие). Высказывалось предположение (Б. Лазнье, Ж. Маршан), что аналоги молданубской зоны в Армориканском массиве с развитами в них амфиболитами, перидотитами, эклогитами, blastsмилонитами, со сложными структурами типа огромной лежащей складки покрова Шамптоса принадлежат древней (протерозойской) зоне субдукции.

Большую дискуссию вызвали доклады, касавшиеся вопроса о каледонских движениях в пределах варисцид, многие отмечали несоответствие между данными абсолютного возраста (интенсивный пик в 400—450 млн. лет) и отсутствием прямых геологических данных об орогенических событиях в это время. Лишь по периферии варисцид (например, в южных мавританидах, по данным А. Мишара и Ж. Суши) каледонская складчатость фиксируется заметным угловым несогласием. Стронниками выделения каледонской складчатости в варисцидах были преимущественно специалисты по абсолютному возрасту (Е. Егер, Ф. Видаль) или геологи, широко использующие в своих работах радиологические данные (Х. Шарбер, Ж. Конье, М. Шенева, П. Блюмель, А. Отран и др.). В то же время Ф. Даннинг считает: «Каледонские изотопные возрасты в районах к югу от североатлантических каледонид все являются аномальными и не указывают на каледонский тектогенез. Каледонские несогласия имеют чисто местное значение и связаны с блоковой тектоникой». К этому мнению в дискуссии присоединились Р. Раст, Г. Гертнер и др. Интересен в этом плане и доклад Е. Ден Текса, который, рассматривая эволюцию варисской структуры в Галисии (Пиренейский п-ов), высказал предположение, что в каледонское время здесь имело место не сжатие, а, наоборот, растяжение и даже приоткрытие микроокеана. Не в этих ли событиях рифтогенеза, безусловно, проявившегося и в других районах Европы и повлекшего за собой заложение эпикадомской геосинклинали, следует искать разгадки «каледонских» дат абсолютного возраста?

Ряд докладов был посвящен корреляции структур варисцид с выделением линейных структурных зон, прослеженных от Чешского массива на востоке до Пиренейского полуострова на западе и далее на соединение с Аппалачами и мавританидами. Наиболее полно материалы по этому вопросу были подытожены в двух заключительных докладах «синтеза» — Г. Цварта и Р. Капдевиллы, Ж. Конье и Ж. Амера. В последнем докладе предложена схема разделения варисцид Средней и Западной Европы на ряд зон, из которых наиболее важные (с севера на юг): 1) Рено-Герцинская зона, граничащая на севере с платформой и включающая, в частности, юго-западную Англию; 2) кристаллический «порог», прослеживаемый от Среднегерманской кристаллической глыбы до выходов пентаврия Нормандии; 3) Саксо-Тюрингская зона, прослеживаемая от области классического своего развития в центральную часть Армориканского массива (синклиналь Сен-Жорж — Сюр-Луар) и далее в Северную Португалию; 4) высоко поднятая зона полиметаморфизма с гранулитовой фацией, включающая классический молданубикум и его аналоги в Армориканском массиве и Иберийской Месете; 5) Вандейский порфиритовый пояс, прослеживаемый от Ванден на Пиренейский полуостров, с одной стороны, и в восточную часть Корсики и Сардинии — с другой. Область герцинских Пиренеев выделяется в самостоятельную зону. Все зоны образуют дугу, круто выгнутую к северу по долготе западной оконечности Бретонского полуострова. Надо заметить, что эта схема может быть дополнена, в частности, данными по варисцидам Восточных Альп, где в палеозое было широко развито пелагическое осадконакопление типа саксо-тюрингского (доклад Р. Шёненберга).

Описанная схема представляет собой существенное развитие классической схемы структурной зональности варисцид, предложенной немецкими геологами (для сравнения см. Руттен, 1972, стр. 77).

Дальнейшее продолжение на юг самых южных внешних структурных единиц европейской варисцид следует, по-видимому, искать в Атласе и мавританидах Западной Африки. Характеристика последних была дана в докладе А. Мишара и Ж. Сужи. По-видимому, речь идет о самой краевой части двустороннего Аппалачско-Мавританского орогена, представляющей область развития платформенных формаций, захваченных складчато-надвиговыми дислокациями с вергентностью, направленной на запад, в сторону Гондваны. Далее на юго-запад непосредственные связи варисцид прослежены быть не могут из-за отсутствия данных по Центральной Америке. Ближайшая варисская складчатая область с вергентностью, обращенной в сторону Гондваны, находится в Перу и Боливии. Эта область, так же как варисциды Западной Африки, Центральной

и Западной Европы, характеризуется ярко выраженным энсиалическим стилем развития (доклад Б. Дальмарьяка и др.). Что же касается северных краевых частей европейских варисцид, то они находят свое продолжение в Канадских Аппалачах (Р. Раст).

Все эти корреляции производились на фоне мобилистской реконструкции континентов, по которым Корсика и Сардиния смещены на север к Пиренейскому п-ову, а последний, в свою очередь, повернут по часовой стрелке до закрытия Бискайского залива. При этом Северная, Южная Америка и Африка приведены в соприкосновение, согласно схеме Э. Булларда и др., так что Аппалачи и мавританиды образуют непосредственное продолжение палеозойд Европы. Справедливость этих построений никем не оспаривалась, речь шла лишь о правильности конкретных деталей. В частности, дискуссия развернулась по вопросу о существовании среднеевропейского палеозойского океана и о наличии и месте зоны Беньофа на Европейском континенте в верхнем палеозое. Высказывались различные мнения, часть их была разобрана в докладе Ж. Дидье и Ж. Ламейра. По схеме Р. Лорента, в Северной Европе существовал «континент старого красного лежня», второй континент включал Пиренейский полуостров и массивы Центральной Европы. Эти континенты разделялись Саксо-Тюрингским океаном, впоследствии исчезнувшим в результате субдукции. Примерно аналогичную идею развивали К. Барретт и Дж. Гриффитс в своем докладе и более ранних публикациях, говоря о среднеевропейском океане, разделявшем Северную Европу (часть Лавразии) и Южную (часть Гондваны) и исчезнувшем в верхнем палеозое в результате субдукции. Их выводы были подкреплены данными о наличии в нижнем и среднем палеозое резкой и устойчивой границы фаунистических провинций вдоль предполагаемой линии «захлопывания» океанической впадины и столкновения континентов.

Ж. Конье в своем докладе об Армориканском массиве и в дискуссии высказывал предположение, что «сутура», т. е. линия столкновения Северо-Армориканской и Вандейско-Аквитанской континентальных плит совпадает со структурой, названной им «Южно-Армориканская зона смятия». Возраст столкновения, по Ж. Конье, астурийский (C_2-C_3).

Слабой стороной гипотез о среднеевропейском океане является отсутствие достоверных палеозойских океанических формаций в современной складчатой области. Это было показано в докладе Ж. Бебьена и др. о девоно-динантском вулканизме, древние проявления которого в Центральной Европе некоторые исследователи до сих пор считают «инициальными». Сопоставление этих вулканитов с современными эффузивами различных тектонических зон на основании геохимических критериев указывает, по мнению этих авторов, на существование в Европе на широте Вогез «кордильеры», сравнимой по своему вулканизму с теми, которые существуют в наши дни по краям зон «субдукции». Действительно, предположение о существовании зоны Беньофа на территории Западной Европы в верхнем девоне — карбоне не влечет за собой автоматически предположения о существовании здесь океана в нижнем — среднем палеозое. Поэтому представление о палеозойской зоне субдукции было поддержано на коллоквиуме. Ж. Дидье и Ж. Ламейр, например, также пришли к выводу, что наличие интенсивного магматизма кальциево-щелочного типа в Овернском ядре Центрально-Французского массива и Вогезах в течение верхнего девона и динанта «вполне сопоставимо с существованием зоны субдукции под этими районами, как и предполагалось А. Николасом, К. Барреттом, Р. Лорентом». Здесь же помешают зону Беньофа Дж. Эллер и др., осветившие в своем докладе вопросы геологии Вогез и Шварцвальда. С наличием зоны субдукции в позднепалеозойской Европе ряд докладчиков связывал появление здесь большого количества гранитоидов этого возраста (доклады Ф. Данинга и Р. Раста). Последний даже подчеркнул, что отсутствие последевонских гранитов в Аппалачах как раз и может быть связано с отсутствием здесь в это время зоны Беньофа: граница плит фиксировалась здесь трансформными разломами.

А. Бернар в своем докладе подчеркнул принципиальную важность решения вопроса о характере спилитов и кератофиров девонско-динантского возраста для решения вопросов металлогении. По его мнению, колчеданные месторождения, связанные с этими вулканитами, относятся к «предфлишевому» типу и отличаются по особенностям локализации и условий генезиса от колчеданных месторождений океанических серий.

Г. Цварт в обобщающем докладе о тектонике и метаморфизме герцинского сооружения Западной и Центральной Европы выступил, однако, с критикой представления о наличии здесь зоны субдукции, приведя ряд аргументов: отсутствие интенсивной деформации в предполагаемой зоне, отсутствие офиолитов и зон глаукофановых сланцев, сравнимых с уральскими. Он высказал предположение о том, что движущей силой орогенеза «было скорее термальное действие, чем общее сжатие», и что складчатость образовалась в результате вертикальных движений, вызванных диапировым поднятием магматитов или гранитов. При этом, однако, Г. Цварт ничего не сказал об исходной тектонической причине такого термального действия.

Как бы ни был решен вопрос о среднеевропейском океане и зоне Беньофа в варисской Центральной и Западной Европе, отсутствие здесь следов палеозойской океанической коры сближает ее с Андами Боливии и Перу (доклад Б. Дальмарьяка и др.), но резко отличает от Аппалачей (доклад В. Пула) и Урала (доклад С. Н. Иванова, А. С. Перфильева и В. Н. Пучкова). Вместе с тем между варисцидами Западного Урала и Центральной и Западной Европы есть и черты явного сходства — особенно в том, что касается хронологии и последовательности многих тектонических событий.

Все же приходится констатировать, что никем на коллоквиуме не было представлено хотя бы предварительной схемы сопоставления европейского докембрия, развитого в пределах варисцид; это дело будущего; возможно, именно поэтому к данному коллоквиуму было приурочено обсуждение статута и программы нового международного проекта исследований «Докембрий в более молодых мобильных зонах» (руководитель В. Зоубек).

Были сделаны некоторые попытки восстановления структурного плана докембрийского (кадомского) орогена. В ряде выступлений и докладов (Р. Раст, Ф. Данинг, В. Пул) было подчеркнуто, что этот ороген не прослеживается в Аппалачи: здесь иной возраст орогения, отсутствуют специфические образования молданубской зоны (гранулиты, эклогиты и др.). Это совпадает с данными Ж. Конье, Г. Цварта и др. о резком изменении простираения молданубской зоны от субширотного в Армориканском массиве до субмеридионального и даже северо-западного на Пиренейском полуострове в пределах Иберийской Месеты (Ж. Фабрие). Высказывалось предположение (Б. Лазнье, Ж. Маршан), что аналоги молданубской зоны в Армориканском массиве с разрывными в них амфиболитами, перидотитами, эклогитами, бластомилонитами, со сложными структурами типа огромной лежащей складки покрова Шамптоса принадлежат древней (протерозойской) зоне субдукции.

Большую дискуссию вызвали доклады, касавшиеся вопроса о каледонских движениях в пределах варисцид, многие отмечали несоответствие между данными абсолютного возраста (интенсивный пик в 400—450 млн. лет) и отсутствием прямых геологических данных об орогенических событиях в это время. Лишь по периферии варисцид (например, в южных мавританидах, по данным А. Мишара и Ж. Суши) каледонская складчатость фиксируется заметным угловым несогласием. Сторонниками выделения каледонской складчатости в варисцидах были преимущественно специалисты по абсолютному возрасту (Е. Егер, Ф. Видаль) или геологи, широко использующие в своих работах радиологические данные (Х. Шарбер, Ж. Конье, М. Шеневуа, П. Бломель, А. Отран и др.). В то же время Ф. Данинг считает: «Каледонские изотопные возрасты в районах к югу от североатлантических каледонид все являются аномальными и не указывают на каледонский тектогенез. Каледонские несогласия имеют чисто местное значение и связаны с блоковой тектоникой». К этому мнению в дискуссии присоединились Р. Раст, Г. Гертнер и др. Интересен в этом плане и доклад Е. Ден Текса, который, рассматривая эволюцию варисской структуры в Галисии (Пиренейский п-ов), высказал предположение, что в каледонское время здесь имело место не сжатие, а, наоборот, растяжение и даже приоткрытие микроокеана. Не в этих ли событиях рифтогенеза, безусловно, проявившегося и в других районах Европы и повлекшего за собой заложение эпикадомской геосинклинали, следует искать разгадки «каледонских» дат абсолютного возраста?

Ряд докладов был посвящен корреляции структур варисцид с выделением линейных структурных зон, прослеженных от Чешского массива на востоке до Пиренейского полуострова на западе и далее на соединение с Аппалачами и мавританидами. Наиболее полно материалы по этому вопросу были подытожены в двух заключительных докладах «синтеза» — Г. Цварта и Р. Капдевиллы, Ж. Конье и Ж. Амера. В последнем докладе предложена схема разделения варисцид Средней и Западной Европы на ряд зон, из которых наиболее важные (с севера на юг): 1) Рено-Герцинская зона, граничащая на севере с платформой и включающая, в частности, юго-западную Англию; 2) кристаллический «порог», прослеживаемый от Среднегерманской кристаллической глыбы до выходов пентаврия Нормандии; 3) Саксо-Тюрингская зона, прослеживаемая от области классического своего развития в центральную часть Армориканского массива (синклиналь Сен-Жорж — Сюр-Луар) и далее в Северную Португалию; 4) высоко поднятая зона полиметаморфизма с гранулитовой фацией, включающая классический молданубикум и его аналоги в Армориканском массиве и Иберийской Месете; 5) Вандейский порфиридный пояс, прослеживаемый от Вандеи на Пиренейский полуостров, с одной стороны, и в восточную часть Корсики и Сардинии — с другой. Область герцинских Пиренеев выделяется в самостоятельную зону. Все зоны образуют дугу, круто выгнутую к северу по долоте западной оконечности Бретонского полуострова. Надо заметить, что эта схема может быть дополнена, в частности, данными по варисцидам Восточных Альп, где в палеозое было широко развито пелагическое осадконакопление типа саксо-тюрингского (доклад Р. Шёнберга).

Описанная схема представляет собой существенное развитие классической схемы структурной зональности варисцид, предложенной немецкими геологами (для сравнения см. Руттен, 1972, стр. 77).

Дальнейшее продолжение на юг самых южных внешних структурных единиц европейских варисцид следует, по-видимому, искать в Атласе и мавританидах Западной Африки. Характеристика последних была дана в докладе А. Мишара и Ж. Суши. По-видимому, речь идет о самой краевой части двустороннего Аппалачско-Мавританского орогена, представляющей область развития платформенных формаций, захваченных складчато-надвиговыми дислокациями с вергентностью, направленной на запад, в сторону Гондваны. Далее на юго-запад непосредственные связи варисцид прослежены быть не могут из-за отсутствия данных по Центральной Америке. Ближайшая варисская складчатая область с вергентностью, обращенной в сторону Гондваны, находится в Перу и Боливии. Эта область, так же как варисциды Западной Африки, Центральной

и Западной Европы, характеризуется ярко выраженным энсиалическим стилем развития (доклад Б. Дальмарьяка и др.). Что же касается северных краевых частей европейских варисцид, то они находят свое продолжение в Канадских Аппалачах (Р. Раст).

Все эти корреляции производились на фоне мобилистской реконструкции континентов, по которым Корсика и Сардиния смещены на север к Пиренейскому п-ову, а последний, в свою очередь, повернут по часовой стрелке до закрытия Бискайского залива. При этом Северная, Южная Америка и Африка приведены в соприкосновение, согласно схеме Э. Булларда и др., так что Аппалачи и мавританиды образуют непосредственное продолжение палеозойд Европы. Справедливость этих построений никем не оспаривалась, речь шла лишь о правильности конкретных деталей. В частности, дискуссия развернулась по вопросу о существовании среднеевропейского палеозойского океана и о наличии и месте зоны Беньофа на Европейском континенте в верхнем палеозое. Высказывались различные мнения, часть их была разобрана в докладе Ж. Дидье и Ж. Ламейра. По схеме Р. Лорента, в Северной Европе существовал «континент старого красного ледяня», второй континент включал Пиренейский полуостров и массивы Центральной Европы. Эти континенты разделялись Саксо-Тюрингским океаном, впоследствии исчезнувшим в результате субдукции. Примерно аналогичную идею развивали К. Барретт и Дж. Гриффитс в своем докладе и более ранних публикациях, говоря о среднеевропейском океане, разделявшем Северную Европу (часть Лавразии) и Южную (часть Гондваны) и исчезнувшим в верхнем палеозое в результате субдукции. Их выводы были подкреплены данными о наличии в нижнем и среднем палеозое резкой и устойчивой границы фаунистических провинций вдоль предполагаемой линии «захлопывания» океанической впадины и столкновения континентов.

Ж. Конье в своем докладе об Армориканском массиве и в дискуссии высказывал предположение, что «сутура», т. е. линия столкновения Северо-Армориканской и Вандейско-Аквитанской континентальных плит совпадает со структурой, названной им «Южно-Армориканская зона смятия». Возраст столкновения, по Ж. Конье, астурийский (C_2-C_3).

Слабой стороной гипотез о среднеевропейском океане является отсутствие достоверных палеозойских океанических формаций в современной складчатой области. Это было показано в докладе Ж. Бебьена и др. о девоно-динантском вулканизме, древние проявления которого в Центральной Европе некоторые исследователи до сих пор считают «инициальными». Сопоставление этих вулканитов с современными эффузивами различных тектонических зон на основании геохимических критериев указывает, по мнению этих авторов, на существование в Европе на широте Вогез «кордильеры», сравнимой по своему вулканизму с теми, которые существуют в наши дни по краям зон «субдукции». Действительно, предположение о существовании зоны Беньофа на территории Западной Европы в верхнем девоне — карбоне не влечет за собой автоматически предположения о существовании здесь океана в нижнем — среднем палеозое. Поэтому представление о палеозойской зоне субдукции было поддержано на коллоквиуме. Ж. Дидье и Ж. Ламейр, например, также пришли к выводу, что наличие интенсивного магматизма кальциево-щелочного типа в Овернском ядре Центрально-Французского массива и Вогезах в течение верхнего девона и динанта «вполне сопоставимо с существованием зоны субдукции под этими районами, как и предполагалось А. Николасом, К. Барреттом, Р. Лорентом». Здесь же помешают зону Беньофа Дж. Элдер и др., осветившие в своем докладе вопросы геологии Вогез и Шварцвальда. С наличием зоны субдукции в позднепалеозойской Европе ряд докладчиков связывал появление здесь большого количества гранитоидов этого возраста (доклады Ф. Данинга и Р. Раста). Последний даже подчеркнул, что отсутствие последевонских гранитов в Аппалачах как раз и может быть связано с отсутствием здесь в это время зоны Беньофа: граница плит фиксировалась здесь трансформными разломами.

А. Бернар в своем докладе подчеркнул принципиальную важность решения вопроса о характере спилитов и кератофиров девонско-динантского возраста для решения вопросов металлогении. По его мнению, колчеданные месторождения, связанные с этими вулканитами, относятся к «предфлишевому» типу и отличаются по особенностям локализации и условий генезиса от колчеданных месторождений океанических серий.

Г. Цварт в обобщающем докладе о тектонике и метаморфизме герцинского сооружения Западной и Центральной Европы выступил, однако, с критикой представления о наличии здесь зоны субдукции, приведя ряд аргументов: отсутствие интенсивной деформации в предполагаемой зоне, отсутствие офиолитов и зон глаукофановых сланцев, сравнимых с уральскими. Он высказал предположение о том, что движущей силой орогенеза «было скорее термальное действие, чем общее сжатие», и что складчатость образовалась в результате вертикальных движений, вызванных диапировым поднятием магматитов или гранитов. При этом, однако, Г. Цварт ничего не сказал об исходной тектонической причине такого термального действия.

Как бы ни был решен вопрос о среднеевропейском океане и зоне Беньофа в варисской Центральной и Западной Европе, отсутствие здесь следов палеозойской океанической коры сближает ее с Андами Боливии и Перу (доклад Б. Дальмарьяка и др.), но резко отличается от Аппалачей (доклад В. Пула) и Урала (доклад С. Н. Иванова, А. С. Перфильева и В. Н. Пучкова). Вместе с тем между варисцидами Западного Урала и Центральной и Западной Европы есть и черты явного сходства — особенно в том, что касается хронологии и последовательности многих тектонических событий.

Очень похожи по облику и, видимо, по возрасту орогенные формации верхнего бриовера и уральского венда. Хотя кембрийские отложения в Западной Европе распространены несравненно шире, чем на Урале, все же всеобщая трансгрессия и становление структурного плана варисской геосинклинали в обеих регионах относится к нижнему ордовику. В западной, энсалической части Урала, как и в Западной Европе, можно выделить ордовикско-девонские структурно-фациальные зоны с платформенным характером развития и с геосинклинальным, «сланцевым» развитием. Для западного склона Урала, как и для Западной Европы, стоит проблема интерпретации «каледонских» датировок абсолютного возраста. На Урале отсутствует бретонская фаза складчатости, так же как и на Бретонском полуострове (хотя она здесь и была выделена¹). Наконец, начало предорогенного (флишевого) этапа в обоих регионах датируется верхним девоном, а орогенный этап падает на визейско-пермское время (правда, триасовые орогенные движения, известные на Урале, не доказаны для Западной Европы).

Из этих рассуждений следует, как нам кажется, важный практический вывод для Урала: при металлогенических построениях надо искать возможные параллели между варисцидами Западной и Центральной Европы, с одной стороны, и западным склоном Урала — с другой. Аналогии для восточного склона Урала следует искать в восточных Аппалачах.

Во время коллоквиума состоялась пленарная сессия совета по Интернациональной программе геологической корреляции, проводимой в рамках ЮНЕСКО, в которой мы принимали участие в качестве наблюдателей. Обсужден новый проект «Докембрий более молодых складчатых зон» (Ж. Конье предложил новую редакцию названия проекта: «Докембрий в фанерозойских мобильных зонах»). В рамках этого проекта предполагается осуществить корреляцию докембрия в складчатых областях Евразии от Пиренейского полуострова до Гималаев.

Обсужден и принят устав («статут») проекта, разработанный В. Зоубеком.

В программу коллоквиума входили также геологические экскурсии. Наша делегация участвовала в экскурсиях IA и IIA, во время которых мы пересекали Бретонский полуостров в его широкой части по маршруту: Ренн — Картере — Кан — Лаваль — Анжер — Нант — Ренн. Наиболее интересны были осмотренные нами разрезы верхнего бриовера, сопоставляемого по возрасту и литологии с уральским вендом; обнажения с хорошо видимым несогласием бриовера и нижнего палеозоя, в частности в районах, описанных Е. В. Павловским (1960) в составе Армориканского рва, разрезы мощного, преимущественно терригенного и терригенно-вулканогенного кембрия, представляющего собой, по-видимому, грабенные формации; чисто платформенные разрезы палеозоя севера Армориканского массива в сравнении с геосинклинальными сланцевыми разрезами палеозоя синклиналей Ансени и Сен-Жорж — Сюр-Луар (последние очень похожи на сланцевые разрезы западного склона Урала, а также, по свидетельству специалистов (устное сообщение Д. Франке, Г. Мебуса, Р. Шёненберга), аналогичные разрезам палеозоя Саксо-Тюрингума и Восточных Альп). Важно подчеркнуть, что вывод об отсутствии в Армориканском массиве палеозойских формаций, сопоставимых с океаническими, нашел подтверждение в ходе экскурсии.

Подводя итоги коллоквиума, следует подчеркнуть, что это было очень представительное и работоспособное совещание ведущих специалистов по данному вопросу.

Следует отметить большую работу, проводимую в Западной и Центральной Европе по корреляции докембрийского фундамента варисцид, и определенные успехи в этом отношении. Следует также констатировать большой прогресс в изучении палеогеографии варисцид и в развитии общей схемы их структурной зональности. Определенные успехи, как нам кажется, достигнуты и в разработке общих представлений об эволюции варисцид с точки зрения новой глобальной тектоники. Полученная информация позволяет нам уточнить те пределы, в которых мы можем использовать выводы и аналогии по Западной Европе для лучшего понимания геосинклинальной структуры и металлогении Урала.

Литература

Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Западной Германии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.

Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.

La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Colloque internat. Progr. des séances et résumés des publ. Rennes, 1974.

С. Н. Иванов, В. Н. Пучков

¹ Еще в 1960 г. Е. В. Павловский писал, что бретонская складчатость «наиболее характерна для Арморики».

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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**

Технический редактор *Е. Н. Расторгуева*

Сдано в набор 6/V-1975 г. Т-10929 Подписано к печати 19/VI-1975 г. Тираж 2020 экз.
Зак. 4544. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 10,5 · Бум. л. 3³/₄. Уч.-изд. листов 11,1

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

В 232
 ПЕСОЧНИК ПЕР 3-42
 МАКАРЧЕВУ Г П
 70228
 1-12

Цена 1 р. 20 к.
 Индекс 70228

ПРЕДЛАГАЕМ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

КЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ ТУВЫ. Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 123. 1970. 158 стр. 1 р. 32 к.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И НЕОТЕКТониКИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. 3. 1970. 283 стр. 1 р. 84 к.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. Совместная Советско-Монгольская геологическая экспедиция. 1970. 148 стр. 1 р. 47 к.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ ВПАДИН СЕВЕРА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ. 1970. 171 стр. 1 р. 48 к.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ
 ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепрпетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Ц-15 ул. 50 лет Узбекистана, 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»