

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1970

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1970 г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (от редколлегии)	3
Ю. М. Шейнманн. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли	5
Р. А. Гафаров. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли	33
Н. К. Булин. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре	43
С. С. Шульц. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли	56
А. А. Моссаковский. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии	65
К. А. Клитин, Т. Г. Павлова. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири	78
Г. И. Макарычев. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы	91
Р. Г. Гарецкий. О фундаменте Мизийской плиты	110

Краткие сообщения

Г. А. Бражников, Е. А. Граблин, В. Н. Мыльцин. Характер дислокаций в Пачелмском прогибе на пересечении Балашов — Пенза	122
--	-----

Хроника

Совещание по проблеме «История Мирового океана»	125
---	-----

GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1970

CONTENTS

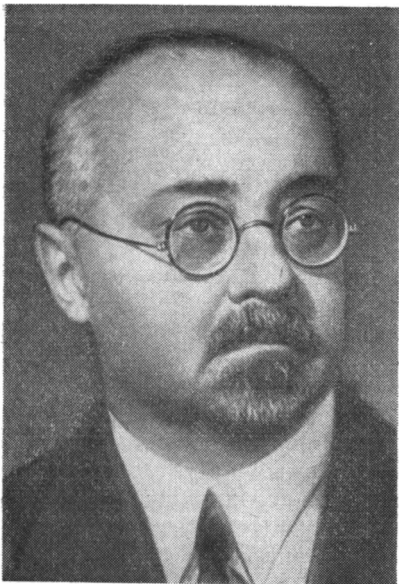
A. D. Arkhangelsky and N. S. Shatsky (editorial)	3
Yu. M. Scheinmann. Evolution of the Earth's crust and differentiation of the Earth's matter	5
R. A. Gafarov. The deep tectonics and types of magnetic fields within ancient platforms of northern continents of the Earth	33
N. K. Bulin. On the nature of gentle seismic boundaries in the consolidated Earth's crust	43
S. S. Schultz. On the epeirogenetic folding and its role in evolution of structure and topography of the Earth	56
A. A. Mossakovsky. On the Upper Paleozoic volcanic belt of Europe and Asia	65
K. A. Klitin, T. G. Pavlova. Formational analysis in the time determining of the end of the Baikal folding in the south of Siberia	78
G. I. Makarychev. Geotectonic zonation of Tien Shan and faults	91
R. G. Garetsky. On the basement of the Moesian platform	110

Short communications

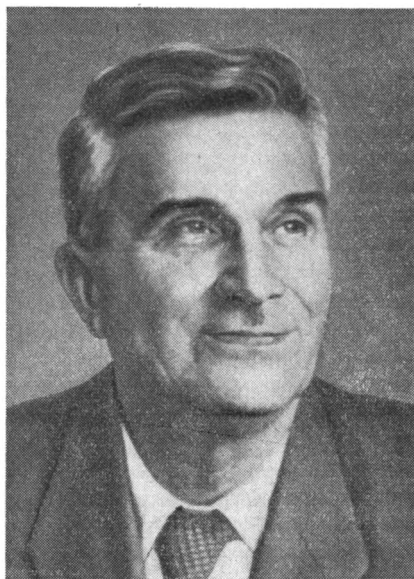
G. A. Brazhnikov, Ye. A. Grablin, V. N. Myltsyn. Character of dislocation in the Pachelma trough on the Balashov — Penza traverse	122
---	-----

Chronicle

Conference on the problem «History of the World Ocean»	125
--	-----



А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ



Н. С. ШАТСКИЙ

В декабре 1969 г. исполнилось 90 лет со дня рождения Андрея Дмитриевича Архангельского, а в августе 1970 г. исполнится 75 лет со дня рождения Николая Сергеевича Шатского.

С именами А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского связано развитие советской геотектоники, формирование большой научной школы, которую они создали. Сейчас уже имеются десятки и сотни последователей этих выдающихся ученых и, вероятно, тысячи учеников их учеников. Уже пять лет существует журнал «Геотектоника», созданный последователями А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского.

Развитие советской тектоники за последние годы ознаменовалось многими выдающимися достижениями: опубликованием крупных научных обобщений по общей и региональной тектонике, многих тектонических карт, описаний отдельных частей нашей страны и всего Советского Союза, а также изданием первой тектонической карты Евразии и объяснительной записки к ней. За эту работу, как известно, в 1969 г. коллектив ученых-тектонистов Геологического института АН СССР был удостоен высокой правительственной награды — Государственной премии.

Неизмеримо возросла роль советской тектоники в мировой науке и доля участия советских тектонистов в международных симпозиумах, обобщающих сводках и международных тектонических картах. В настоящее время при активном участии советских тектонистов готовится второе издание тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000 и международная тектоническая карта всех материков в масштабе 1 : 15 000 000.

Советские тектонисты активно участвуют в работах по международным исследованиям глубоких частей земной коры и верхней мантии и возглавляют значительную часть этих работ. В последние годы началось по существу изучение тектоники дна океанов, и хотя в этой работе сделаны лишь первые шаги, но и в эту область советские тектонисты внесли существенный вклад.

Очень большое значение приобрели в настоящее время тектонические выводы о глубинном строении земной коры и учение о глубинных разломах, разработанное советскими тектонистами. Они берутся в основу при направлении поисков новых месторождений полезных ископаемых,

для выявления нефтеносных районов и глубоких горизонтов подземных вод.

Нельзя также не отметить и существенных достижений работ по связи тектонических и магматических явлений, которые приобретают все более важное значение.

А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому принадлежит огромная роль в развитии многих направлений науки о строении и развитии Земли и земной коры. Оба они уделяли особенное внимание процессам развития структуры земной коры и были основоположниками исторического подхода к изучению тектонических структур и крупных элементов земной коры. И тот и другой широко использовали геофизические методы в изучении земной коры и придавали им огромную роль, признавая их большое будущее.

Ими было разработано учение о платформах и геосинклинальных складчатых областях и складчатых системах как основных развивающихся элементах земной коры. Оба они занимались проблемами прогноза распространения различных полезных ископаемых на глубине.

Нет сомнений, что среди ученых-геологов, создавших в науке ряд блестящих обобщений и приведших советскую тектонику к расцвету, одно из первых мест принадлежит А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому.

Редакционная коллегия журнала «Геотектоника» посвящает настоящий номер памяти выдающихся советских тектонистов.

УДК 551.24

Ю. М. ШЕЙНМАНН

**РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ
ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ**

Перелом в характере структуры коры около границы архей-протерозой, приведший к переходу от нелинейной и всеобщей тектоники к геосинклинально-платформенной, связан со сменой глубинных процессов. Нелинейная структура была создана энергией, генерируемой преимущественно в коре, созданной выплавкой на глубине первых сотен километров более 3 млрд. лет назад. Позже верхних горизонтов достиг легкий дифференциат — результат разделения первичного вещества Земли и образования ядра. Подъем происходил главным образом по линейно вытянутым зонам, что и определило появление геосинклиналей. В связи с этой проблемой рассматривается ряд других вопросов геологии.

1. ВВЕДЕНИЕ

В современной геологии стало привычным положение, когда на равных правах спорят друг с другом чуть ли не десяток тектонических гипотез. Давно рухнула контракционная теория, в течение многих лет объединявшая все проблемы наук о Земле. С тех пор не удавалось найти модели, которая могла бы стать основой геологических явлений. Требования к такой модели неизмеримо возросли за последние десятилетия. От геологии отделились и выросли в самостоятельные отрасли знания такие науки, как геохимия и геофизика. Именно достижения геофизики определяют почти все, что мы знаем о глубинах Земли. Эти науки в большей мере, чем даже важнейшие данные собственно геологии, определяют в наше время границы возможных больших обобщений, когда они охватывают всю Землю. Соответственно возможные новые гипотезы должны прежде всего опираться на данные геофизики, дополняющиеся тем, что может дать геохимия. Геология непосредственно в познании глубин может помочь прежде всего достижениями петрологии и сведениями о геологии океанов, носящими, правда, весьма предварительный характер. Главной ее ролью является то, что она ограничивает рамки догадок о глубине сведениями о проявлениях глубинных процессов на поверхности. Это делает геологические данные третьим важнейшим компонентом любой изобретаемой модели жизни Земли.

Главной трудностью современных наук о Земле является не объяснение отдельных сторон жизни планеты, а поиски того источника, который определяет эту жизнь. Вряд ли простейший путь для этого — постройка нескольких самостоятельных моделей с точек зрения каждой науки отдельно. Такой путь, может быть, и неизбежен, но он свидетельствует не о том, что он лучший, а о том, что раздробленность наук и углубленность отдельных ученых только в свою науку дошли до такой степени, что нет силы преодолеть эту отчужденность. Тогда создание нескольких моделей становится единственным возможным путем, так как согласовать между собой отдельные, так сказать, однобокие модели хотя и трудно, но все же легче, чем преодолеть бреши, разделяющие отдельные науки.

Мы были свидетелями появления многих схем такого основного для познания Земли процесса, схем главным образом геологических, хотя за последнее время к ним присоединяются и геофизические. Но, как правило, все геологические схемы сводят наблюдающиеся на поверхности Земли явления к той или иной картине самых верхних оболочек, вольно или неволью отрывая их таким путем от более глубоких зон.

В своем подавляющем большинстве этим недостатком страдают все гипотезы одвигающихся материках, расползании морского дна и т. п. Все они имеют дело с верхней частью земных оболочек — одни (собственно гипотезы дрейфа) с самыми верхами мантии, посколькудвигающий материковые плоты механизм целиком уместается в пределах астеносферы, другие иной раз прихватывают и всю верхнюю мантию, предполагая во всей ее толще конвективные тепловые потоки. В результате все явления вблизи поверхности сводятся к процессам в верхах Земли и жизнь ее внутренних областей оказывается слабо связанной с поверхностными процессами. Такое положение, конечно, вызвано огромным разрывом между нашими знаниями о коре — верхах мантии, с одной стороны и более глубоких зонах, с другой стороны. Объективно же все эти гипотезы приводят к отрыву внутренних областей от внешних оболочек Земли. В пределе этот отрыв может доходить до представления о существовании двух несвязанных и вложенных одно в другое тел.

Такое же в конечном счете положение и с различными гипотезами, не предполагающими перемещения континентов. И в этом случае комплекс геологических и геофизических процессов приурочен к глубинам не свыше первых сотен километров. Связь с большими глубинами может предполагаться, но никак не конкретизироваться из-за недостатка сведений о них (например, у В. В. Белоусова), чаще же она оказывается вообще ненужной авторам. В последнем случае общая картина Земли оказывается построенной целиком на геологических данных лишь с некоторыми ссылками на геофизические и реже на геохимические сведения.

В результате такие гипотезы не выходят за рамки, установленные несколько десятилетий назад, и лишь наращивают группу чисто геологических умозрительных представлений, что вряд ли может помочь современным наукам о Земле. Такого рода гипотезы, каково бы ни было их содержание, являются объективным шагом назад и скорее затрудняют, чем помогают в создании современной теории Земли. К этим гипотезам относятся, как кажется автору настоящей статьи, все обобщения о ведущей роли в динамике Земли горизонтальных движений. В этом случае, хотят или не хотят этого, авторы гипотезы, вся жизнь Земли сводится к проскальзыванию частей самой верхней ее оболочки, фактически оторванному от жизни более глубоких зон. Сюда же относятся попытки понять геосинклинальный процесс как явление неглубокого заложения, чуть ли не целиком в пределах коры и лишь в малой мере в верхней кромке мантии (как явление более мелкого заложения, чем процессы, вызывающие движения платформ).

Отметим еще один момент, как будто не связанный с отказом использовать явления в больших глубинах Земли, однако постоянно сопутствующий таким гипотезам. Как правило, эти гипотезы не историчны. Мы находим в них описания того или иного механизма, якобы ответственного за современную жизнь Земли или жизнь ее в относительно недавнем прошлом, но никакого отношения к истории Земли этот механизм не имеет: он принципиально один и тот же в течение всей геологической истории Земли. Автор и сам повинен в подобном (Шейнмани, 1959). По-видимому, отсутствие историчности в предлагаемой модели и ее ограниченность «на глубину» являются следствием того, что при современном уровне знаний не удается найти связи между механизмом

и историей, если не рассматривать всю Землю в целом. Отметим только, что вопрос идет о самых существенных чертах истории Земли. Мелкие явления вряд ли могут претендовать на увязку в рамках гипотезы в наше время.

Теория контракции, хотя она сейчас и стала вовсе неудовлетворительной, выгодно отличалась в свое время именно тем, что охватывала в меру знаний того времени всю планету. И, по-видимому, первым требованием в возможной новой теории является охват ею всей Земли. Без этого нельзя рассчитывать на успех в попытке свести к единой схеме все, наблюдаемое геофизикой, геологией и геохимией. Думается, что попытки найти множественность причин, определяющих жизнь Земли в целом, являются ошибочными. Внешние воздействия на Землю либо слабо сказываются на ее недрах, либо ограничиваются только ее поверхностью. В результате в первом приближении земной шар для геофизика, геохимика и геолога (кроме явлений чисто поверхностных) оказывается системой, недоступной внешним влияниям, но отдающей наружу как энергию, так, в меньшей степени, и вещество. Жизнь такой системы подчинена в основном единому процессу — освобождению заключенной в ней энергии сопутствующему соответствующими перемещениями вещества. Наличие нескольких способов освобождения энергии не меняет существа дела — все они дают исходный материал для основного процесса, выхода ее наружу. Можно, конечно, искать конвергенцию для отдельных частей процесса (например, разная природа складок), но вряд ли такой прагматический подход окажется оправданным для того, что составляет сущность эволюции Земли — отдача энергии глубин в приповерхностные зоны процесс единый.

Возможно, больше всего необходимость общего фундамента для современных наук о Земле видна в тектонике и магматизме (автор хочет оговориться, что эти темы ему ближе и, быть может, потому кажутся более важными).

Из явлений, изучаемых тектоникой, несомненно, что никакие объяснения наблюдаемого у поверхности невозможны, если не привлечь глубины всей Земли, т. е. если не показать прямую зависимость геологических явлений от глубинных и их, если можно так сказать, «ничтожность», приуроченность к самой верхней пленке. Еще отчетливей становится это, если поставить неизбежный вопрос об энергии тектонического процесса. Ее подчиненность много более мощным явлениям в Земле в целом делает поиски общей модели совершенно неизбежными для решения тектонической головоломки. В отечественной литературе это наиболее ярко в последние годы показывает В. В. Белоусов.

Тот же вопрос об энергии процесса становится центральным и в учении о магматизме. И здесь в первую очередь надо знать, откуда эта энергия. А поскольку источник энергии несомненно один, во весь рост ставится проблема связи тектоники и магматизма, при этом не на уровне частных (распределение магматических тел по структурам), а как проблема единства энергии обоих процессов и, следовательно, их глубокой связи в истории Земли.

Проблема метаморфизма играет в такой концепции второстепенную роль, поскольку метаморфизм — это частное следствие некоторых эндогенных процессов, приуроченное к пленке коры, и не сравнимо ни по мощности, ни по охвату ни с тектоническими явлениями, ни с магматизмом.

Огромную роль играет процесс дегазации Земли, о котором столь настойчиво говорит А. П. Виноградов (1959, 1962). Этот процесс должен найти свое место в любой схеме, претендующей на полноту.

2. О ВАЖНЕЙШЕМ ПЕРЕЛОМЕ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Сейчас изучение глубокого докембрия приводит все большее число исследователей к тому, что где-то в глубокой древности произошла смена одного типа тектоники другим, по крайней мере в пределах материковой коры. Более того, последние данные показывают, что представление



Рис. 1. Архейская структура Алданского щита, по Л. И. Салопу (Salop, Scheiman, 1969).

1 — необнаженные районы; 2 — межовоидные области; 3 — молодые (послепротерозойские) отложения; 4 — овоиды и простирание складок внутри них; 5 — простирание в межовоидных участках; 6 — мульды; 7 — брахиантиклинали; 8 — Становой разлом

об очень спокойных структурах раннего докембрия, о существовании материковых ядер не соответствует действительности и что в архее тектоника была очень напряженной. У нас в СССР особое внимание стилю тектоники в древнейшем докембрии уделяли М. С. Марков (1962),

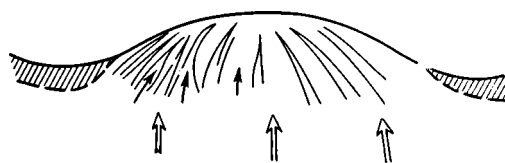


Рис. 2. Схема внутренней структуры овоида (по Л. И. Салопу)

Е. В. Павловский (1962, 1964), Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963), Л. И. Салоп (1964, 1968). Главным выводом этих авторов была констатация своеобразной тектоники допротерозойского времени. Общим для них является утверждение об отсутствии линейности в структуре архейских образова-

ний в целом. Для древнейших пород характерны неправильно разбросанные крупные куполообразные формы, интенсивно дислоцированные внутри, особенно — ближе к краям, где изоклинальные складки ламинарного течения всегда вергентны к центру. Примером подобного строения может служить архей Алданского щита (рис. 1). Гипотетический разрез через подобную куполовидную структуру показан на рис. 2. Поперечник таких овоидов составляет десятки, даже первые сотни километров. В дальнейшем мы будем называть такого рода структуру нелинейной, избегая специальных терминов, поскольку они могут предполагать еще какие-либо черты этой структуры.

Такого типа строение характерно, по-видимому, для всех более или менее детально изученных древнейших образований. Можно ожидать, что оно будет установлено и в пределах еще недостаточно изученных зон. В отличие от более привычной для нас структуры в пределах этих полей нет разделения на области повышенной тектонической активности и тектонического покоя. Вся поверхность одинаково активна, и по своему расположению слагающие ее весьма интенсивно дислоцированные внутри «овоиды» или «амебонды» напоминают пузыри в вязкой вскипевшей жидкости. Промежутки между «овоидами» сложены в основном более молодыми, но близкими по возрасту к первым породами. Интенсивной

складчатости в этих промежутках нет. Развита более или менее неправильно разбросанные мульды и брахиантиклинали.

Для такого рода строения характерен очень высокий температурный градиент в эпоху образования структур. Это видно из соотношений фаций метаморфизма, а также положения области гранитизации. Л. И. Салопа отметил также в общем неглубокий срез этих древнейших структур. Обычное предположение об очень глубоком срезе, основанное на степени метаморфизма пород, приходит в противоречие с тем, что нигде в пределах этих полей или рядом с ними не удается найти мощные накопления продуктов сноса, неизбежные в случае глубокой денудации. Приходится предполагать, что глубина вскрытия не превышает здесь первых километров. Соответственно температурный градиент в эти эпохи должен был бы быть значительно больше современного. Это согласуется с выводами геотермии (Любимова, 1958) о том, что разогрев коры падал по мере выгорания в ней радиоактивных элементов.

Е. В. Павловский и М. С. Марков отвергают концепцию овоидов. Они ищут первичные, тоже нелинейные структуры, сложенные основными породами, и образующие первичные ядра материков. В конечном счете различия сводятся к тому, являются ли образования типа Киватина первичными или они ложатся на более древние гранито-гнейсы, частично ремобилизованные. В обоих случаях утверждается нелинейная тектоника архея, противостоящая молодой линейной.

Аналогичные наблюдения, правда без столь далеко идущих выводов, накапливаются и в других странах. К этому сводятся некоторые представления о наличии докиватинских гнейсов в Канаде, наблюдения о развитии нелинейных структур в ряде древних комплексов Канадского щита, о нелинейных структурах в древнейших комплексах Гренландии, на которые наложены отчетливо линейные зоны их переработки (Windle, 1969). Можно, по-видимому, считать, что сейчас, если не окончательно доказано, то становится все более вероятным, что древнейшие структуры на всех материках не были линейными и представлены сложными куполообразными образованиями, интенсивно дислоцированными внутри. В эту древнейшую эпоху не было еще подразделения земной коры материков на стабильные и подвижные зоны. Позднее такой тип дислокаций исчезает и сменяется линейными зонами большой подвижности, разделенными спокойными областями.

Несколько сходные структуры появляются и в более поздние эпохи, но они в этом случае приурочены к отдельным областям внутри подвижных зон и образуются только на значительных глубинах, где достаточно силен разогрев. Эти поля гнейсо-гранитных куполов отличаются, однако, от форм древнейшей тектоники малыми размерами и простотой внутренней структуры куполов (см., например, Каляев, 1970).

Вопрос о возрасте древней структуры решается, по-видимому, далеко не окончательно. До сих пор принимался возраст между 2500—3500 млн. лет. По мнению Л. И. Салопа, наличие реликтовых редких возрастов позволяет считать более молодые возрасты результатом омоложения: последующих движений и сопровождающих их метаморфизма и гранитизации.

Для нас сейчас не так уж важно, каким окажется этот возраст. Несомненно, он отличается от места к месту и считать, что перемена в характере тектоники произошла одновременно на всей Земле, вряд ли рационально. Вопрос по существу стоит иначе: можно ли считать, что перемена происходила, так сказать, более или менее согласованно повсюду или она зависела целиком от предыстории данного участка земной поверхности? Более конкретно, происходила ли смена в течение относительно короткого срока по всей Земле, так что различия в возрастах укладываются в первые сотни миллионов лет, или различия гораздо существенней, и нельзя эту смену считать хотя бы грубой стратиграфи-

ческой границей? Первое мнение принадлежит Л. И. Салопу, второе — Е. В. Павловскому. Во всех случаях переход от одного типа к другому происходит постепенно, растягивается, видимо, на первые сотни миллионов лет и, таким образом, даже признавая смену стиля тектоники за стратиграфическую границу, мы имеем дело не с линией, а с широкой полосой.

Вопрос о том, насколько резок в структурном отношении такой переход, вероятней всего, надо решать следующим образом. В течение длительной эпохи, разделявшей конец времени образования «амебонидных» («овоидных») структур от начала формирования линейных, мог происходить резкий переход одних в другие, без образования промежуточных форм — таковы условия на Алданском щите, или типичные овоидные структуры могли сменяться чем-то промежуточным — таково, по мнению Л. И. Салопа (устное сообщение), появление внутри колоссального овоида в Южной Африке своеобразных подвижных вытянутых участков, выполненных булавайско-шамвайской серией, еще не являющихся настоящими линейными структурами геосинклинального типа, но уже далеко ушедшими от нелинейной древнейшей тектоники. Они, видимо, ближе всего к шовным структурам. В отличие от этого в пределах Алданского щита после образования амебонидов происходила длительная денудация, за время которой не отмечается появления новых структур. Лишь позже древняя структура взламывается и в районе Становика образуется область опусканий явно линейного типа. Это обрушение повело к появлению одной из первых геосинклиналей на Земле.

Е. В. Павловский склоняется примерно к таким же предположениям, противопоставляя различное развитие структур в Сибири и Канаде (1962), однако конкретные выводы его другие, поскольку он считает древнейшими структурами на Канадском щите киватинские, в то время как Л. И. Салоп ищет нелинейную тектонику в докиватинских гранито-гнейсах, которые стали выделять канадские геологи в последнее время (северо-западное Онтарио, юго-восточная Манитоба). Именно эти гнейсы, а не много более молодые киватинские спилиты и другие породы сопоставляются с древним археем Алданского щита.

В результате мы имеем как будто право сформулировать следующее положение: в течение древнейших эпох мы не находим разделения земной поверхности на тектонически спокойные и активные области. Везде, где мы наблюдаем породы этого времени, мы имеем дело с нелинейной тектоникой и всеобщей подвижностью коры. Правда, мы не можем сказать что-либо о структурах этого времени на огромных пространствах, в частности на месте наших океанов. С другой стороны, более поздние геосинклинали, окружающие области древнейших структур, не примыкают к «древним ядрам», а закладывались путем обрушения частей уже существовавшей структуры, на ее взломанных остатках. Таким образом, древнейшая структура должна была распространяться на значительные расстояния вне ныне сохранившихся древних полей, в частности и в пределы океана.

С точки зрения магматических и ультраметаморфических явлений время нелинейной тектоники характеризуется огромным площадным развитием гранитов и, по-видимому, очень резкими разграничениями между этим коровым магматизмом и базальтовыми излияниями.

Для суждения о древности сиалической коры следует обратить внимание на то, что как будто нигде не удается найти в основании архейских толщ океаническую кору. В самых низах алданского архея обычны мелкие окатанные цирконы явно дойенгрские. Они свидетельствуют о доархейской сиалической коре неизвестной пока что мощности. Если принять только что сказанное, мы будем принуждены считать, что не существует архейских метаморфизованных осадков, которые не ложились бы на сия-

лическую кору. Это явление можно расценивать по-разному: либо считать, что древнейшие породы обнажены только там, где уже с архея или низов протерозоя начался подъем, т. е. в областях, сложенных легкой корой, либо что по меньшей мере в пределах современных материков преобладала доархейская кислая кора. Если учесть, что древнейшие тектонические зоны — первые геосинклинали — в пределах всех щитов обрывают архейские структуры, а в некоторых случаях мы наблюдаем и дно этих прогибов, сложенное такими же древними породами, как и окружающие районы (такова картина, например, в Становике), то второе предположение становится вероятней. Можно даже предполагать, что кислая кора была развита перед археем по всей поверхности Земли и поставить вопрос о том, как и когда она исчезла, уступая место океанической. К такому предположению склоняют не только общие соображения, но и, например, последние данные о строении коры под западной частью Индийского океана, к западу от гряд Сейшельские острова — банка Сайя-де-Малха (северная половина Маскаренского хребта). Здесь и особенно в Сомалийской котловине и Мозамбикском проливе океаническая кора либо отсутствует, либо развита только местами, а под океан продолжается древний цоколь Африки (Flower, Strong, 1969; Matthews, Davies, 1966).

Появление в основном с протерозоя линейных складчатых зон знаменует глубокое изменение условий вблизи поверхности Земли. Взамен мощного и повсеместного притока энергии, генерируемой в своей главной части в коре, количество «коровой» энергии заметно и прогрессивно убывает и все большую роль начинает играть глубинное тепло. Вне зон его интенсивного притока тектоническая и магматическая активность падают и появляются первые платформы¹. Эта роль зон, подводящих энергию («тектоноферов», по Шейнманну), впервые становится заметной в начале протерозоя и ставит вопрос о том, когда эти аппараты появились.

Немного позже мы вернемся к этому вопросу, а сейчас отметим, что вновь появившийся стиль тектоники не меняется коренным образом в последующее время. После прекращения образования овоидных структур мы всюду встречаем структуры, которые с полным правом можно отнести к геосинклинальным. Правда, не все сопровождающие поздние геосинклинали черты уже развиты, но они и не появляются позже все вместе вдруг, как было бы, если бы они знаменовали новый крутой перелом в развитии Земли. Эти новые черты развиваются постепенно, порознь, т. е. происходит не смена типов, а постепенное развитие одного и того же типа строения. Поэтому вряд ли имеет смысл выделять протогеосинклинали, протоплатформы и т. п.

Говорить сейчас о вполне достаточной изученности геосинклиналей разного возраста затруднительно. Л. И. Салоп считает возможным отметить уже для геосинклиналей раннего протерозоя фаціальную зональность (она отсутствовала в древнейшей нелинейной структуре), деление на эвгеосинклинали со спилит-кератофировыми сериями и на миогеосинклинали, приуроченность основной массы гранитов к сравнительно узким зонам. Как будто картина не меняется существенно и в среднем протерозое, разве что эвгеосинклинали несколько отступают на задний план и первенство переходит к миогеосинклиналям. С последними в эту эпоху связаны первые сильно дифференцированные кластические породы (кварцевые песчаники), впервые отлагаются флише-

¹ Автор не видит оснований давать этим платформам специальное название («протоплатформы»), так как не существует такого момента, когда исчезают отличия между древнейшими и более поздними платформами. Смена некоторых свойств платформ происходит постепенно, и представляется важным не подчеркивание второстепенных отличий, а объединение этой эволюционирующей категории структур в одном понятии.

вые толщи. В верхнем протерозое они становятся обычными и к ним присоединяются молассы. Дальнейшие изменения в геосинклиналях общеизвестны и еще в меньшей степени заслуживают выделения в отдельный тип структур.

Таким образом, можно считать, что геологическая история Земли делится на два главных этапа: первый, когда тектоническая дифференциация по меньшей мере на очень значительной части материковой коры отсутствовала и вся кора реагировала как единое и весьма подвижное целое; и второй — эпоха тектонической дифференциации на платформы и геосинклинали¹. Второй этап продолжается и в наше время, однако не может быть полной уверенности в том, не живем ли мы в период перехода к новому, третьему этапу. Сейчас это — только область фантазии. Вопрос можно будет поставить хоть в какой-то степени на научную почву лишь по получении много более полных сведений об истории океанов. Если они действительно новообразования на Земле и не было поколений срединных хребтов, более древних, чем современные, то могут появиться основания для представления о начале новой, третьей тектонической эры на Земле. Но для этого надо узнать историю океанических впадин и структур в их пределах. К этому мы еще вернемся.

Если будет выяснено, что переход от нелинейной тектоники к геосинклиналям происходил в очень различное время в разных частях мира, это будет только означать, что перемена в энергоподаче была не одновременной и что доступ глубинной энергии к поверхности в одних районах открывался раньше, чем в других, что явно должно было бы зависеть от местных условий. В любом случае такая неодновременность имела место, вопрос лишь в том, насколько она была велика. Для представления о механизме подачи этой энергии такая неодновременность в первом приближении не имеет существенного значения и является главным образом фактором геологического порядка, меняя скорость развития отдельных районов земной поверхности.

Как показала С. В. Маева (1967), разогрев Земли до температур, близких при соответствующих давлениях к температуре плавления, должен был происходить сверху вниз. Поэтому выплавление относительно кислых фракций и вынос к поверхности сильно обогащенных радиоактивными элементами масс должен был начаться в относительно высоких горизонтах. В этом случае накопление легких масс и выход их на поверхность нет основания связывать с глубинными тектоническими путями. При залегании области разогрева на глубине астеносферы, и общем разогреве ее следует ожидать почти повсеместного подъема выплавки и погружения более тяжелых холодных масс. Такой картине соответствовало бы появление первичной коры, затем ее гранитизации летучими, а после ее появления и ее дальнейшего разогрева от скопившихся в ней радиоактивных элементов — древнейшей нелинейной тектоники. Процессы геосинклинального порядка, т. е. линейная тектоника, соответствуют времени, когда возникает дифференциация на больших глубинах.

3. ГИПОТЕЗА Е. А. АРТЮШКОВА

С некоторого момента жизни Земли начинается образование ее тяжелого и жидкого ядра. Оно появляется в результате того, что первичное вещество планеты в условиях высокой температуры и огромных давлений разделяется на тяжелый жидкий дифференциат и легкий, вероятно, твердый. Первый стекает вниз и образует ядро, второй застре-

¹ Недавно к этому представлению присоединился М. В. Муратов (1970). Некоторые отличия его схемы от излагаемой нами приводят его к иным выводам о роли океанической коры, но в вопросе о древнейшей тектонике он весьма близок к изложенному нами (Salop, Scheinmann, 1969).

ведет на уровне дифференциации, обуславливая гравитационную неустойчивость в этой зоне. Поскольку неясно из чего состоит ядро, Е. В. Артюшков (1970) рассматривает оба случая — железного и силикатного ядра.

Если ядро силикатное, процесс ведет к быстрому отделению более плотной жидкости от легкого и, вероятно, твердого остатка. Последний должен быть легче вещества нижней мантии, так как в противном случае, застревая в ней, он создавал бы значительные горизонтальные неоднородности, которые до сих пор не обнаруживаются геофизикой, хотя должны были бы быть известными ей. Если ядро железное, то надо ожидать, что из мантии выплавится жидкое железо. Расчет показывает, что при этом его содержание в первичном веществе составляло бы всего 10—15%, но такое содержание жидкости мало для свободного стекания, и для образования ядра становится необходимым частичное плавление силикатов. Вообще говоря, выплавление железа менее вероятно, чем выплавление силикатов, так как в этом случае должен был бы существовать слой, богатый железом, в низах мантии. Но такой слой не обнаруживается. Альтернативой в данном случае является уже закончившаяся дифференциация всего первичного вещества, что привело бы к отказу от самой гипотезы. Кроме того, выделение железа в ядро дало бы столько энергии, что вся Земля разогрелась бы на 2000—3000°, что привело бы к ее полному расплавлению, дифференциации по составу и тектонической смерти, так как тепловая конвекция в этих условиях становится невозможной. Если в Земле существует железное ядро, оно могло появиться только в случае первично неоднородной Земли с концентрацией железа вблизи центра, что маловероятно. В этом случае энергия, освобождающаяся при расплавлении и стекании к центру железа, была бы меньше.

В целом предполагается, что в результате постепенного разогрева Земли в ее глубинах, вероятней всего в низах нижней мантии, происходит разделение первичного вещества. Состав образующихся дифференциатов можно сейчас не устанавливать окончательно, но легкий является несомненно силикатным и менее плотным, чем окружающее вещество.

Перейдем к некоторым выводам из этой гипотезы. Частично они уже сделаны Е. В. Артюшковым, частично попытаемся сделать их сами.

Накапливающийся легкий дифференциат стремится уйти вверх, в область пород одной с ним плотности. Продвижение через вещество столь большой вязкости, как нижняя мантия, крайне затруднено. Поэтому, если не появятся какие-то зоны с пониженной вязкостью (более или менее вертикальные), легкий дифференциат застрянет на месте на столь большие сроки, что вся геологическая история Земли окажется слишком короткой для его подъема в верхние горизонты. Иначе будет, если имеется или образуется радиальная зона пониженной вязкости. Тогда начинается относительно быстрое всплывание, при котором освобождается большая энергия гравитации и одновременно переносится большое количество тепла, поскольку температура поднимающегося вещества выше температуры верхних горизонтов Земли. Очень малая теплопроводность ведет к тому, что падение температуры при подъеме близко к адиабатическому.

Можно предположить существование подобных ослабленных зон в Земле, заложившихся на самых ранних стадиях ее развития в виде реакции на переменные внешние воздействия. Однако это не единственный и не самый вероятный путь их возникновения. Если предположить, что начавшийся, пусть крайне медленный, подъем легкого дифференциата сквозь нижнюю мантию создаст ячеи гравитационной конвекции, то в месте соприкосновения восходящих ветвей двух соседних ячеек по-

явится более или менее ярко выраженная линейная прогретая зона, которая и станет путем дальнейшего убыстренного подъема. Отметим, вслед за Е. В. Артюшковым, что если таких ячеек не образуется, то в однородной массе наиболее вероятно возникновение трубообразной зоны пониженной вязкости.

Следующие за первой поднимающиеся новые порции вещества встречаются уже дополнительно прогретую зону с еще более пониженной вязкостью и поэтому поднимаются скорей. Результатом должно быть то, что образуется непрерывный столб. Относительный разогрев канала увеличивается в его верхних частях, так как разница температур между веществом стенок и поднимающимся дифференциатом тем больше, чем выше последний поднялся к поверхности Земли, конечно, при условии что в нижней и низах верхней мантии температурный градиент больше адиабатического, что как будто подтверждается наблюдениями. Сплошной столб, или пластина, будет существовать до тех пор, пока накопившийся у границы ядра дифференциат будет достаточно легко подходить к нижнему концу канала. Наступит, однако, момент, когда его запас будет исчерпан. Подъем прекратится и не сможет возобновиться, пока не накопятся достаточно большие новые порции дифференциата. В результате подъем окажется прерывистым, даже грубо периодичным¹.

Чтобы такая прерывистость осуществилась, нужно, чтобы канал за время перерыва достаточно охладился или вязкость вещества в нем возросла по какой-либо другой причине. Охлаждение в результате теплопроводности очень мало и вряд ли можно ждать от него достаточного эффекта. Но разогретое вещество стенок канала само по себе окажется более легким, чем окружающее, и может всплыть вверх. Излишнее тепло будет вынесено, вязкость увеличится, холодные стенки сомкнутся.

Если подъем по каналу создает конвективное течение, то после исчерпания запасов легкого дифференциата возможно еще некоторое продвижение вещества и в результате появление, по меньшей мере в нижней части канала, очень вязкой массы, что и уничтожит канал в этой его части.

Наконец, важную роль в закупорке канала после прекращения подачи в него снизу легкого вещества может играть дегазация. При работе канала выход летучих компонентов из поднимающегося вещества компенсируется подтоком тех же веществ снизу из следующих порций, уже вошедших в канал. При перерыве подачи легкого дифференциата в канал дегазация неминуемо ведет к обеднению летучими веществами в канале и в его стенках и, следовательно, к увеличению вязкости.

Можно представить себе, что при подъеме в высокие горизонтыдвигающиеся массы переходят температуру плавления и вступают в верхней мантии во вторую стадию дифференциации, при которой базальтовая жидкость отделяется от кристаллического ультраосновного остатка (процесс, характерный для астеносферы; второй этап дифференциации в Земле; генерация мантийных магм). Если бы в пределах канала могло появиться встречное течение — опускание тяжелой кристаллической фракции оливин?, то можно было бы предположить, что после сокращения поступления снизу глубинного дифференциата канал на большую или меньшую глубину заполнится опускающимся тугоплавким остатком, закупорится, и вещество его окажется очень вязким. Это еще один, правда, мало вероятный, путь повышения вязкости в канале после приостановки подъема по нему глубинного дифференциата.

¹ Недавно (Тихонов, Любимова, Власов, 1969) показана возможная периодичность плавления в мантии. Однако предложенную модель много трудней согласовать с данными геологии, чем модель Е. В. Артюшкова.

Таким образом, прекращение работы канала и его закупорка могут быть достаточно легко объяснены и становятся, если не обязательными, то весьма вероятными.

Предельная высота подъема вещества в канале определится тем уровнем, где плотность поднимающегося вещества сравнится с плотностью окружающего. Вернее, при наличии поднимающегося столба его вершина будет поднята в область менее плотного вещества и создаст там избыток массы. Подъем прекратится, когда будет достигнуто равновесие поднимающегося столба с окружающим веществом. Е. В. Артюшков предполагает, что равновесие должно осуществляться где-то в пределах верхней мантии, вблизи нижней границы астеносферы. Наличие последней практически исключает прямое воздействие поднимающихся масс на более высокие горизонты. Сильно пониженная вязкость астеносферы определяет то, что последняя работает подобно гидравлическому амортизатору. Вместо прямой передачи дислокации, вызванной вторжением в астеносферу поднявшегося столба, вещество астеносферы, зажатое между верхом колонны и литосферой, растекается в стороны и лишь в малой степени передает давление непосредственно вверх. В результате вместо повторения формы узкого и глубокого выступа, созданного поднявшейся колонной, в подошве литосферы появляется широкое, пологое и низкое вздутие. Вместо подъема в десятки километров на поверхности создается лишь относительно небольшой выгиб. Появление резкого эффекта в тектонически активных зонах можно было бы попытаться объяснить уменьшением толщины амортизирующего слоя над колонной. Это могло бы быть как в случае большой разности в плотностях между колонной и мантией, так и при обильном и активном подъеме глубинного дифференциата.

4. О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИЛОЖЕНИЯ ГИПОТЕЗЫ К ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ОБЪЕКТАМ

Гипотеза Е. В. Артюшкова, как она изложена им самим, и с теми частными дополнениями, которые сами напрашиваются при этом, позволяет по-видимому, по-новому подойти к характеристике некоторых геологических явлений. Сам автор ее показал, что платформенные движения хорошо объясняются амортизационным эффектом в астеносфере. Получает простое и красивое объяснение смена отрицательных и положительных движений на поверхности Земли. Возникновение срединных океанических хребтов и связанных с ними явлений легко объяснимо тем же подъемом вещества из низов мантии. Это и делает Е. В. Артюшкова. Только перечисленные возможности применения гипотезы делают ее заслуживающей самого серьезного внимания.

Гипотеза Е. В. Артюшкова делает также излишним весьма сомнительный механизм тепловой конвекции в мантии. Из-за значительного градиента плотности в мантии такой механизм как будто не может работать. Поэтому все гипотезы, основанные на тепловой конвекции, должны быть отброшены. Взамен тепловой конвекции Артюшков вводит гравитационное перемещение вещества, охватывающее значительно большую толщу Земли, практически всю планету. С чисто физической стороны препятствий для такого предположения, по-видимому, не имеется. Гипотеза для своей полной проверки требует значительно больших знаний о глубоких недрах Земли.

Ниже в предельно короткой форме попробуем представить себе, в какой мере в рамки гипотезы о глубинной дифференциации укладываются хотя бы некоторые геологические явления.

Проблема магм. При современном уровне знаний о мантии и наших экспериментов трудно представить себе, чтобы к магмообра-

зованию вело значительное местное падение давления. Для такого падения давления нужны какие-то особые обстоятельства (Шейнманн, 1969). По существу, предположение о падении давления, как о причине возникновения магмы, означало, что магма рождается в результате земного «чрезвычайного происшествия» (Uffen, Jessop, 1963) и что, следовательно, магма не должна быть обычной на Земле. То, что приходилось обращаться к падению давления, как причине магнеобразования, было результатом еще меньшей вероятности обрести основания для местного значительного разогрева в недрах. Единственной причиной такого разогрева в ограниченном объеме могло бы быть неравномерное распределение радиоактивных веществ, но столь большую неравномерность их распределения в первичном веществе трудно себе представить. С позиций новой гипотезы эти затруднения снимаются. Нет необходимости искать почти невозможные и при этом частные местные снятия давления и, с другой стороны, местные и столь же невозможные концентрации «горючих» элементов. Местные разогревы в результате подъема глубинного дифференциата оказываются не только возможными, но и необходимыми и обычными явлениями в глубинах Земли.

Материки и океаны. Сиалическая кора. Кислый материал мог накапливаться двумя главными путями. Одним из путей могло быть выделение вещества андезитового или несколько более основного состава из базальтовой магмы. Подобный процесс наблюдается в современных или недавно отмерших геосинклиналях и лишь в малой степени во внегеосинклинальных частях материков. Он приурочен к малым глубинам, поскольку уже при давлении 10—12 кбар дифференциация базальтовой магмы идет по другому пути. Кроме того, отделение андезитов в значительных массах, видимо, облегчается во влажных условиях, т. е. магма в области малых давлений должна еще быть обогащена местной водой. Образование более кислых сиалических масс, непосредственно соответствующих составу сиалической коры, может происходить по той же схеме, но при еще меньших давлениях, и явно связано с большим подтоком летучих. Второй путь выделения кислого материала это — либо метаморфическая дифференциация, происходящая на глубинах, которым соответствуют давления в первые килобары, и дальнейшая мобилизация кислого вещества, либо осадочная дифференциация при разрушении и переносе разрушенных продуктов на поверхности (Фролова, 1950).

Первичное отделение земной коры от мантии произошло, как полагают автор, еще до архея, т. е. речь идет об очень древнем процессе, вполне развитом, когда еще не существовало линейных структур. Выплавление жидкости в мантии должно было начаться еще в катарее, если не раньше, на глубинах в первые сотни километров (Любичова, 1968; Маева, 1967). Условия для выделения сиалического слоя появились, по-видимому, сразу после подъема к поверхности первых магматических жидкостей на Земле, чему способствовал большой прогрев базальтовой коры и обогащение ее летучими. В этих условиях процесс образования первичной земной коры был всеземным и вел к более или менее равномерному покрытию ею всей поверхности. До сих пор мысль о всеземном распространении гранитной коры высказывали, исходя из совершенно иных посылок, В. В. Белоусов и Р. Беммелен, если не считать представлений XIX и начала XX века, когда о существовании океанической коры еще не было известно.

Если сиалическая земная кора покрывала первоначально всю Землю, то вопрос о возникновении материков и океанов сводится к тому, как эта кора исчезла на месте современных океанов, т. е. к проблеме океанизации (Архангельский, 1941; Белоусов, 1960; Тихомиров, 1958).

Недавно Беммелен присоединился к защитникам океанизации (Bemmelien, Beilage, Nienwenkamp, 1967). Однако и предложенный им механизм страдает теми же недостатками, что и выдвигавшиеся ранее. Эта проблема встречает очень серьезные возражения со стороны физики, так как неизвестно, откуда взять энергию для возвращения сиалического материала назад в мантию (Люстих, 1959). Приходится просить физиков еще раз вернуться к проблеме в связи с разбираемой гипотезой, поскольку она дает новый и весьма мощный источник энергии для процессов вблизи поверхности Земли. Этот пункт в нашей схеме особенно труден и имеет важнейшее значение.

К поискам механизма океанизации ведет вынужденное признание древней повсеместной сиалической коры, а также то, что, по Л. И. Салопу, в основании геосинклиналей древности мы не находим коры океанического типа, но несомненно размыв сиалической коры. Исчезновение первичной, вероятно относительно тонкой, коры было явлением местным, в других районах (современные материка) шло ее нарастание. В достаточной мере определено можно говорить, что океанические впадины современного типа отсутствовали не только в докембрии, но и позже. Таким образом, процесс разрушения древней коры, а он мог начаться очень давно, не достиг еще в эти периоды стадии, когда взламываются остатки древней коры и образуются участки океанической. Вероятно, длительный процесс вел к постепенному разрушению коры и постепенному опусканию океанических ванн. В палеозое, возможно, появились и первые собственно океанические участки.

Геосинклинали, если предположение о сплошности первичной коры верно, заложились на сиалической коре и, по меньшей мере в эту эпоху, не являлись инструментом превращения базальтовой коры в сиалическую.

Самое разделение на океаны и материка непосредственно не связано с очень глубинными воздействиями. Оно подготавливается изменением типа коры в одном месте и нарастанием в другом. Нарушение равновесия ведет к дальнейшим оседаниям, разламыванию на глыбы, причем наиболее вероятным местом разлома оказывается граница двух типов коры. Эти явления закладываются относительно близко к поверхности. Там, где они не встречаются с глубинным процессом — с геосинклиналями или срединными океаническими хребтами, — там малая глубина заложения разломов достаточно очевидна: ни один из них не служит проводником для магм. Таким образом, разделение материков и океанов прямой связи с глубинной дифференциацией, по-видимому, не имеет. Косвенная связь, очевидно, есть, поскольку уничтожение сиалической коры, скорее всего, происходит за счет выноса энергии глубин.

Щиты и плиты. Основной вопрос — на какой глубине заложен механизм обособления этих структур и имеет ли этот механизм прямое отношение к глубинной дифференциации или связан только с процессами в верхней мантии. Сейчас получить ясный ответ, видимо, невозможно. Это явствует из следующего.

Как щиты, так и области длительного погружения на платформах — плиты, намечаются не сразу после консолидации фундамента и существуют не бесконечно долго. В пределах Русской платформы, например, оба ее щита наметились только примерно через 200 млн. лет после карельской складчатости, т. е. в верхнем протерозое. Самая форма областей поднятий менялась (Воронежский массив и его прежняя связь с Украинским, например). Более того, они исчезают, как исчез щиг на востоке Русской платформы. Соответственно столь же поздно намечаются и плиты. Последовательность, по-видимому, такая: консолидация фундамента, обособление платформы в результате заложения новых геосинклинальных поясов, оформление щитов и плит. Не надо также забывать и о последующих сменах в распределении структур.

Щиты отнюдь не соответствуют неким древнейшим ядрам. Так, Балтийский щит включает и блоки архея, и участки разного возраста протерозойских геосинклиналей, вплоть до карелид, а на юго-западе — до верхнепротерозойских. Под Русской плитой скрыты также разного возраста зоны, несомненно до нижнепротерозойских и архейских. Границы щитов секут все эти структуры под значительными, до прямых, углами. Таким образом, разделение платформ на плиты и щиты не связано с древними структурами фундамента и накладывается на них.

Это означает, что особенности распределения зон, по которым мог подниматься глубинный дифференциат и которые определяли расположение геосинклиналей и платформ в протерозое, не сохранились в эпоху возникновения современных платформ. К этому времени протерозойские пути подъема вещества отмерли и даже их самые поздние влияния исчезли. Только так с точки зрения рассматриваемой гипотезы можно объяснить полное несоответствие контуров щитов и древних геосинклиналей. С другой стороны, медленность и в общем малая амплитуда вертикальных движений на платформах не требует прямой связи с воздействиями колонны легкого материала из нижней мантии. Движения могли вызываться процессами, полностью приуроченными к верхам мантии. А если они все-таки вызывались подъемом глубинного дифференциата, то надо искать причины его малого воздействия (малые массы, относительно высокая плотность и т. д.). Таким образом, вопрос этот можно оставить открытым, и вряд ли он может служить препятствием для дальнейшего обсуждения гипотезы.

Геосинклинали. Проблема геосинклиналей является, вероятно, наиболее сложной из всех, какие можно пытаться решать, и трудности ее, если только не останавливаться на описании явления, а пытаться проникнуть в то, что вызывает геосинклинальный процесс, примерно одинаковы для всех гипотез о жизни Земли. Вероятно, главными моментами в такого рода объяснении надо считать не складчатость и сопровождающие ее леремены и не образование зоны метаморфизма и гранитных тел (все это, в конце концов, вещи вторичные и достаточно легко объяснимые), а образование первичных прогибов и поднятий, усложнение их более мелкими и заключительный период всеобщего подъема всей области.

Для гипотез, которые пытаются связать геосинклинали с движениями вещества в глубоких зонах Земли, большой трудностью окажется необходимость свести опускания в собственно геосинклинальную стадию с тенденцией к подъему вещества на глубине. Такая связь вытекает из того, что геосинклинальный процесс едва ли не наиболее мощный из всех тектонических процессов и, следовательно, связан с выдачей к поверхности запасов внутренней энергии, т. е. так или иначе с подъемом вещества к поверхности.

Эта сторона геосинклинального процесса заставляет с сомнением относиться ко всем попыткам сведения его к опусканиям тяжелой коры или пододвиганием ее под материк в результате, например, расползания океанического дна. В частности, гипотеза расползания дна океана в ее приложении к геосинклиналям оказывается несостоятельной из-за того, что: 1) практически невозможно понять, как могут передаваться усилия вдоль тонкой плиты океанической коры на тысячи километров и как сама эта плита в состоянии не ломаться на этом участке; 2) непонятно, какой механизм позволяет передать те же усилия через зону погружения коры в области двойных дуг (например, от Тихоокеанского поднятия через Марианскую дугу дальше на запад); 3) против наиболее активных срединных хребтов (Атлантический, Индийский океаны) дуги практически отсутствуют, хотя именно тут и

надо ожидать, по гипотезе расползания, их наибольшего развития. К этому следует прибавить, что гипотеза целиком построена для окраинных геосинклиналей и не в состоянии объяснить, как работали наиболее распространенные в прошлом меж- (или внутри-) материковые.

Приходится в результате искать ответа на вопрос в ином направлении — в прямой связи геосинклиналей с глубинным процессом. При этом нет оснований сводить геосинклинали к процессам только в астеносфере. Если бы это было так и образование геосинклиналей определялось только реакцией на подъем горячих масс из астеносферы, то неизбежны были бы опускания рядом с областями подъема магм и вне геосинклиналей. Но такого рода «ям» или ложбин мы не знаем ни рядом с массовыми излияниями базальтов, ни рядом с лополитами. К такому же заключению приводят и некоторые данные геофизики, в частности распределение и длительное существование масс повышенной плотности на глубине, — они не могли бы сохраниться в астеносфере из-за ее малой вязкости.

Вероятней всего, важнейшей особенностью геосинклиналей, которая даст возможность связать их с энергией поднимающихся из глубин масс, окажется непосредственное соседство внутри их и генетическая общность зон активного опускания и столь же активного подъема. При этом нет оснований отрицать наличие последних для вулканических гряд (Эрлих, 1966, стр. 253) на том основании, что эти гряды образованы нагромождением вулканитов, а не подъемом коры. В обоих случаях причина одна — подъем магматических масс. В конце концов, не так уж важно, всплывает ли при этом утолщенная снизу кора или магма вырывается на поверхность. В обоих случаях образование возвышенности вызвано подъемом глубинного вещества. При попытках свести геосинклинали к глубинным явлениям нельзя забывать и того, что она не является областью преимущественно прогибов. Как прекрасно показал М. В. Муратов (1969), даже в такой геосинклинали, как альпийский Тетис, прогибы в любой отрезок времени занимали заметно меньше половины площади.

Следует отметить одну черту в истории развития геосинклиналей, которая не всегда достаточно подчеркивается. Совершенно другой процесс приводит в конце палеозоя или в начале мезозоя к появлению океанических впадин. Есть достаточно веские основания для того, чтобы искать процесс постепенного разъедания и уничтожения первичной земной коры в пределах современных океанов. С этим процессом приходится связывать и появление океанических ванн. До появления океанов геосинклинали развивались в основном или даже исключительно на сиалической коре (другой и не было на Земле). Их развитие не вело к образованию новых ее участков, а только к утолщению ее на месте геосинклинали. К началу мезозоя таких геосинклинальных поясов сохранилось немного: заканчивал свое развитие Урало-Монгольский и оставались широтный евразийский и вокруг Тихого океана. С образованием Тихого океана геосинклинали последнего попадают в область его развития, т. е. в область уничтожения сиалической коры, которое продолжается и позже (Белоусов, 1968). Они продолжают свое развитие хотя бы частично на океанической коре. В результате на месте дуг и морей на континентальной коре или на возникших при предгеосинклинальном обрушении участках с симатической корой появляются современные дуги океанического типа и первые окраинные по отношению к материку геосинклинали. Следует иметь в виду, когда делаются разного типа сравнения современных геосинклиналей с существовавшими прежде, что нельзя безоговорочно переносить все особенности геосинклиналей на симатической основе на геосинклинали с сиалической корой.

Существование значительных опусканий вещества перед глубоко-водными ложбинами в островных дугах несомненны и подтверждены сейчас С. А. Федотовым (1969) для Курильско-Камчатской дуги и Оливером и Изаком (Oliver, Isaks, 1967) для Тонга-Кермадек. Это явление распространяется на глубину во многие десятки километров. Однако не следует забывать, что наблюдения относятся к современным островным дугам либо на краю океана, либо внутри него. И мы не знаем, относятся ли намеченные С. А. Федотовым, Оливером и Изаком явления к геосинклиналям вообще или только к их океанической группе, т. е. связано ли такое течение вниз перед глубинным рвом с геосинклинально или с океаном. Поэтому для решения вопроса применительно к геосинклиналям следовало бы аналогичные исследования поставить в пределах дуги островов от Флореса до Церама и мелких морей впереди этой дуги — это единственная современная межконтинентальная геосинклиналь. До получения таких сведений попытки увязать явления в современной геосинклинали с всплыванием глубинного дифференциата могут оказаться разбором частного случая, а не общей картины.

Своеобразное сосуществование на глубине под островными дугами вертикальной зоны пониженных сейсмических скоростей и избытка масс находит как будто объяснение в том, что в случае подъема столба легкого дифференциата вещество окажется сильно разогретым. Вместе с тем должна сказаться и большая плотность столба по сравнению с окружающей его вершину мантией.

Для более полной увязки закономерностей геосинклинального процесса с представлением о подъеме из больших глубин легкого дифференциата данных еще мало. Но работа в этом направлении представляется интересной и, в частности, позволяет объяснить отмеченные автором ранее главные черты жизни тектоноферов (Шейнманн, 1968), а также и хорошо известное постепенное увеличение в пределах любого геосинклинального пояса роли поднятых участков и мощности коры в нем. Поэтому, несмотря на неизбежные пока неясности, попытка объяснить геосинклинальный процесс механическими и энергетическими воздействиями колонны поднимающегося глубинного дифференциата представляется полезной и многообещающей. Следует только помнить, что такая попытка требует полного использования всего арсенала не только геологических, но и геофизических фактов. В данный момент она не по силам автору.

Перерывы в геосинклинальном процессе и полная приостановка его. Мы уже пытались объяснить перерывы в геосинклинальном процессе остановками в подъеме глубинного дифференциата. Особый случай представляет собой полное прекращение деятельности канала. Его нельзя, конечно, объяснить израсходованием подлежащего дифференциации вещества. Такое истощение первичного материала Земли должно было бы быть явлением более или менее одновременным для всей планеты и не могло бы привести к закрытию каналов только в одном каком-либо районе. Поскольку же тектонической смерти Земли мы не наблюдаем, надо искать причины местного характера. Можно представить, что в случае очень длительной приостановки (очень медленного накопления в очаге легкого дифференциата) увеличение вязкости в канале окажется столь большим, что канал не будет отличаться в этом отношении от окружающей массы, он «залечится» накрепко. Тогда следовало бы ожидать, что он не сможет открыться под натиском новой порции дифференциата и что появится новый канал, не совпадающий по месту или направлению со старым — произойдет обновление структур. Такое всеобщее и очень длительное обновление было пережито Землей после архея при смене нелинейной тектоники на геосинклинальную. Позднее, когда уже работали подво-

дящие глубинное вещество каналы, такого всеобщего обновления структур не происходило. И рассматриваемый нами случай соответствует частным обновлениям, вроде, например, заложения Кибарско-Катанпского или Мозамбикского поясов в Африке, протерозойских геосинклиналей Сибири, широтного рифейско-альпийского пояса Европы на месте более древних меридиональных структур и т. д.

Прекращение тектонической активности в том или ином районе без дальнейших обрушений и заложения новых поясов можно представить себе как результат того, что за время накопления новых порций дифференциата были найдены новые пути его подъема, удаленные от прежнего канала, но отсасывавшие к себе накапливающиеся массы. Решение подобного рода вопросов требует знания обстановки у границы мантии и ядра для различных областей Земли, прежде всего для платформ и активных поясов, и сравнения этих данных, т. е. сведений, которыми мы пока не располагаем. Во всяком случае, вопрос о прекращении деятельности канала и разных формах такого затухания гораздо трудней для любой гипотезы, чем вопрос о возникновении канала.

Ускорение тектонического процесса. Изучение докембрия привело не только к констатации принципиальной смены в тектонике в послепалеозойское время, но и еще к одному важному для проверки гипотезы выводу. По-видимому, по меньшей мере с протерозоя тектонические процессы постепенно увеличивают скорость (уменьшается продолжительность цикла) и контрастность, что сказывается в размахе тектонического рельефа, мощности осадков в прогибах, усилении сноса с поднятий. В целом процесс является направленным в течение последних 2,5 млрд. лет, если не больше. Не следует, однако, эту общую направленность понимать так, что обязательно в любом районе переход от каледонид к герцинидам или от последних к мезозоидам или альпидам сопровождается усилением интенсивности процесса. Речь может идти только об общей тенденции, сказывающейся в том, что, например, увеличиваются максимальные мощности осадков или скорость их накопления в аналогичных зонах. Это можно видеть на материале по всей Земле и во многих случаях не удастся констатировать для отдельных районов.

Увеличение скорости процесса легко заметить из того, что до сих пор не удастся, основываясь на определениях радиологического возраста, найти какие-либо аналоги относительно коротким тектоническим этапам фанерозоя в древнем докембрии. Это нельзя объяснить недостаточной точностью измерений, не позволяющих как будто выделить периоды в 100—200 млн. лет. Большая длительность протерозойских тектонических этапов подтверждается и прямыми геологическими данными. Они показывают отсутствие периодов дислокаций во время отложения толщ, образовывавшихся в течение сотен миллионов лет. Предположение, что отсутствие несогласий вызвано в этих случаях воздействием процессов метаморфизма, отпадает. Хотя в некоторых случаях можно констатировать появление ложной слоистости на месте спрессованных пакетов складок (Эз, 1968), наличие несомненных реликтов осадочной или лавовой текстуры в сильно метаморфизованных породах, находки в этих же условиях базальных конгломератов и изредка — прямых угловых несогласий свидетельствует все же о возможности выявлять несогласия в сплошных метаморфизованных толщах. Тем не менее широко развитых несогласий в таких толщах, как правило, нет. В результате приходится согласиться с тем, что в древнем докембрии тектонические циклы были очень продолжительными и что они более или менее непрерывно и постепенно укорачивались к нашему времени. Современные данные говорят о том, что длительность ранне-

и среднепротерозойских циклов составляла от 700 до 1000 млн. лет. Позднепротерозойский цикл, если он один, примерно равен им, но наличие промежуточной сильнейшей магматической активности (габбронориты и гранофировые граниты, граниты рапакиви, щелочные интрузии) в пределах Балтийского, Украинского, Канадского щитов позволяет предполагать существование двух периодов, последний из которых закончился в ряде областей около 1000—1100 млн. лет назад. Еще более поздний этап конца протерозоя, закончившийся катангским складкообразованием, прошедшим неповсеместно, продолжался около 400 млн. лет. В эту эпоху несоответствие явлений на Земле во времени намечается уже вполне явно. Время катангской складчатости соответствует спокойному накоплению осадков в каледонской геосинклинали Европы (например, на Шпицбергене). Сокращение длительности циклов по мере старения Земли было впервые отмечено, как известно, С. Н. Бубновым (1960), хотя с его трактовкой этого явления в наши дни трудно согласиться.

Во избежание недоразумений отметим, что нет возможности говорить о перемене мощности процесса или об изменении количества энергии, потребляемой в течение каждого цикла. Для этого, хотя и очень приблизительно, но наиболее простым измерением явилось бы сравнение для разных эпох произведения мощности осадков на площадь, охваченную движением в течение цикла. Однако последнюю величину невозможно измерить из-за дефектов обнаженности. По той же причине нельзя говорить и о мощности процесса, так как для этого надо определить затрату энергии в единицу времени. Мы можем судить, таким образом, не об истории энергетической характеристики процесса, а только об изменении его скорости, контрастности проявления.

Сильнейшее изменение скорости накопления осадков можно иллюстрировать следующими цифрами: за 1 млн. лет смогло накопиться 17 м осадков в начале протерозоя, 35—40 м в самом конце его, 140 м в кембрии и до 500 м в плиоцене (Salop, Scheinmann, 1969). Этим цифрам соответствуют максимальные глубины прогибания фронтальных прогибов от 4 км в конце протерозоя до 20 км в кайнозое.

У нас нет оснований считать, что плотность легкого дифференциата падает со временем. Наоборот, она скорее всего, довольно постоянна. В результате остается только один путь для наблюдаемого изменения движений — возрастание высоты (объема) столба легкого дифференциата, т. е. значительное увеличение массы легкого дифференциата, вырабатываемого в низах нижней мантии. Это как будто возможно, если представить себе постепенный подъем зоны дифференциации по мере уничтожения нижней мантии на ее границе с ядром. Если размер ядра растет, то площади, на которых происходит разделение вещества и высвобождение энергии, тоже растут и можно ожидать, что вынос энергии к поверхности будет увеличиваться с определенного момента (мысль эта была подсказана автору Л. Б. Нагопетяном, Ереван). Нужно, конечно, оговориться, что уменьшение запасов радиоактивных элементов работает в обратном направлении и что суммарный эффект зависит от соотношения этих, а возможно, и других воздействий. Вероятно, со временем, начнется обратный ход в сторону ослабления и замедления тектонических процессов. Вопрос этот сложный, и возможны иные, не упомянутые здесь, воздействия на скорость процесса.

Сопоставление срединных океанических хребтов и геосинклиналей. По-видимому, наиболее вероятным является представление о молодости срединных хребтов и о том, что в пределах некоторых океанов они как бы замещают геосинклинали. Однако отличия между этими явлениями настолько глубоки и важны, что вряд ли оправдывается точка зрения об их принципиальном равенстве (Удинцев, 1969). Неправ был и автор, когда рассматривал океаны атлантическо-

то типа как начальную стадию формирования геосинклинального пояса (Шейнманн, 1959).

Нужны дополнительные исследования, чтобы свести процесс к различию в подъеме глубинного дифференциата в каждом из этих случаев и найти условия, порождающие эти различия. Легкая масса под срединными хребтами известна геофизикам. Она рисуется в виде линзы, утоняющейся по обе стороны от гребня хребта и как будто подрезанной снизу областью повышенной плотности. К несчастью, наличие или отсутствие корня нельзя считать доказанным. Если рисовка верна и корня нет, то это обстоятельство было бы очень существенным, так как означало бы, что нет столба, уходящего вглубь, и было бы важнейшим отличием от геосинклиналей. Жизнь тектонофера, даже единичного, продолжается 100—200 млн. лет, а существование группы глубинных каналов под геосинклинальным поясом может составлять 2000 млн. лет. Такой канал, особенно в течение единого цикла (этапа), не прерывает своей деятельности. Под срединным хребтом длительность жизни канала, видимо, много короче. Это было бы хорошо доказано отсутствием корня под легким материалом. Косвенно это видно из того, что современные хребты в общем мало активны, хотя еще совсем недавно вулканизм на них проявлялся отчетливо. Поэтому кажется, что глубинная деятельность под срединными хребтами может быть представлена как результат подъема единичного большого астенолита, а не сплошного и постоянно подновляющегося снизу столба. Можно отметить и относительно малый рельеф в области хребтов: 4, реже 5 км, в то время как в геосинклиналях размах движений достигает по меньшей мере 10 км.

С этими же явлениями связано, по-видимому, отсутствие под срединными хребтами глубоких сейсмических очагов. Его нередко пытаются интерпретировать как результат сильного разогрева вещества, однако то же состояние вещества констатируется и под геосинклиналями (например, под Курильской дугой) (Федотов, 1966), что не мешает наличию там глубоких очагов. Поэтому, может быть, было бы верней увязывать отсутствие глубоких землетрясений под срединными хребтами с тем, что под ними не перемещаются на глубине всплывающие массы. Подъем закончен, и весь процесс был относительно кратковременным.

Существенным отличием срединных хребтов от геосинклиналей является то, что каналы под первыми как будто вертикальны. Но надо оговориться, что о расположении канала под срединными хребтами мы судим на основании симметрии строения. Данные сейсмологии нам в этом случае не помогают.

Автору пришлось отмечать своеобразный антагонизм между этими двумя типами структур (Шейнманн, 1965). Эта черта получает объяснение с позиций гипотезы о дифференциации в глубинах нижней мантии. Поскольку подъем легкого дифференциата ведет к гравитационной конвекции, и высота ячеи, если она даже не выходит за пределы нижней мантии, не меньше 2000 км, следует ожидать, что ее горизонтальный размер не меньше, а если спроектировать из глубины к поверхности, то больше 3000 км. Это приводит к тому, что соседние области подъема глубинного вещества должны в идеальном случае отстоять друг от друга на 5—6 тыс. км или более. В противном случае они будут «мешать» друг другу, и одна либо обе зоны подъема окажутся подавленными. Не следует только забывать, что это правило, не закон. Так можно как будто понять, почему в областях хорошо развитых срединных хребтов (Атлантический и Индийский океаны) практически нет современных геосинклиналей. Также можно понять и нехарактерное развитие срединного хребта в Тихом океане — Восточно-Тихоокеанское поднятие слишком близко к Андам.

Массовые излияния базальтов в океане. Существование мощного базальтового щита на дне океана, по существу, сейчас общепринято. Делаются попытки определить объем излившейся магмы (Menard, 1967). В пользу существования щита говорят как геофизические данные, так и взятые со дна или при бурении образцы. Однако вполне доказанным существование подобного единого щита признать нельзя. В результате первых данных о бурении на дне океана мы знаем, что базальты далеко не одновозрастны и что в общем они древнее поблизости к окраине океана и моложе около срединных хребтов. Различия в возрасте достигают почти 200 млн. лет (средняя юра — плейстоцен). Нет данных о том, имеются ли под молодыми базальтами срединных хребтов более древние, одновозрастные базальтам по обе стороны гребня. Таким образом, нет уверенности в том, что предполагаемый базальтовый щит океанов хотя бы в какой-то мере образовался одновременно на всей их площади. Совершенно недостаточно и данных о мощности базальтов на хребтах, т. е. о том, что вызвало образование современных срединных хребтов: накопление ли излившихся базальтов или общий подъем поверхности, аналогичный подъему в областях новейшей активизации на материках. Все эти сомнения не позволяют выяснить, как велики базальтовые излияния океанов и соответственно, каковы масштабы, продолжительность и распределение магнообразования под ними. Несомненно лишь, что в любом случае объем базальтов огромен, во много раз больше, чем на материках.

Если предположение о сплошной сиалической первичной коре верно, то при образовании океанов и уничтожении этой коры должен нарушиться тепловой режим, потому что исчезновение первичной сиалической коры ведет к уничтожению скопления радиоактивных элементов у поверхности и к переносу их на глубину. Результатом должно быть значительное увеличение температурного градиента до океанического градиента наших океанов. Тогда области плавления сместятся, и базальтовая выплавка появится в зоне, где она не могла появиться в случае сиалической коры. Отделение и подъем магмы будут происходить до тех пор, пока снова не достигнется равновесие в новых условиях. Когда будут «использованы» области с температурой, достаточной для плавления, массовый вулканизм прекратится; некоторое время просуществуют еще отдельные очаги с вулканами центрального типа над ними, и процесс заглохнет. Таким образом, можно ожидать, что ареальные излияния окажутся приуроченными по времени и месту к отдельным областям, где недавно перерабатывалась сиалическая кора, и не будут захватывать весь океан в целом.

На такого рода процесс будет накладываться влияние образующегося срединного хребта. Появится дополнительный разогрев глубин и дополнительные очаги или продолжат свое существование уже работавшие до этого очаги. Поскольку этот дополнительный разогрев будет в общем нарастать по мере приближения к молодому хребту, следует ожидать в этом направлении и усиления вулканизма и, в общем, большей его молодости.

Трапповые области. Огромные магматические области сплошного развития материковых лав и интрузий заслуживают специального упоминания как одна из трудных задач геологии. Главным представителем подобных провинций являются траппы. Для них характерно отсутствие линейности, однотипность магм на большой площади, приуроченность к малоактивным тектоническим зонам, наличие по-видимому, сложной системы подводящих каналов, в общем малая дифференцированность магм (особенно характерно практическое отсутствие ряда базальт — андезит — липарит; но все же дифференциация заметно большая, чем в океанических базальтах). Несомненно довольно высокий энергетический уровень, поскольку исходной магмой является основная толе-

итовая. Эти черты указывают, что образование магмы происходит на значительной глубине, вероятней всего в верхней части астеносферы, что магмообразование не связано со значительными и контрастными передвижениями вещества, так как в противном случае наблюдались бы значительные перемещения блоков в коре; что в пределах магматических очагов происходит значительное повышение температуры; что трапповый магматизм охватывает значительные площади, а это требует очень большой суммарной энергии; разломы, выводящие наверх магму, сложно ориентированы, и в результате создаваемые линейные вулканические аппараты, как правило, не видны (пересекающиеся линии наблюдаются только, если магматические породы развиты слабо, например, в Гулинском поле щелочно-ультраосновных пород (Егоров, Рудняченков, Сурина, 1968) или в области Карру в Южной Африке вне области лав). Наконец, можно считать, что магма в какой-то мере задерживается только на небольших глубинах, где происходит некоторое похищение толентов.

Своеобразие трапповых полей роднит их с толентовыми полями океанов, но последние пока что изучены еще меньше, чем траппы. С точки зрения возможности связать образование таких полей с подъемом глубинного дифференциата особенно интересно якобы существующее противоречие между малой мощностью тектонического процесса и массовым образованием высокоэнергетической магмы. Это «противоречие» того же типа, но обратное тому, которое существует для зон активизации и границ континент — океан. Напрашивается предположение, что мы имеем дело с такими же движениями, какие легко сводятся на амортизационной эффект астеносферы.

Важное значение для понимания природы такого рода полей имеет их форма. Можно думать, что такие поля требуют особого типа канала, который образуется в тех случаях, когда глубинный дифференциат прорывается без создания конвективных ячей. В этом случае наиболее вероятная его форма — трубообразная. Однако можно считать и так, что поля аналогичны всеземной области плавления в астеносфере в древнейшие периоды жизни Земли. В этом случае как будто трудно найти убедительные основания для того, чтобы образовались местные очаги такого рода в поздние эпохи жизни Земли. К тому же при всех построениях необходимо не упускать из виду, что трапповые поля имеют тенденцию появляться в зависимости от распределения одновременных им геосинклиналей.

В целом трапповые поля являются важным объектом для комплексного и, возможно, международного изучения. Ни тектоника под лавами, ни особенности и строение глубин под ними не изучены и не могут быть изучены без совместных усилий геологов и геофизиков. Огромность магматического процесса, самого мощного на континентах, делает допустимым предположение о частичной переработке коры под этими полями. Но это сделало бы трапповые поля своеобразным переходом к областям базификации коры (в этом отношении сказанное близко к некоторым предположениям В. В. Жданова, считающего трапповые излияния слабым проявлением процесса океанизации — устное сообщение).

* * *

*

Более чем конспективное рассмотрение некоторых больших вопросов геологии в порядке их «примерки» к гипотезе о дифференциации нижней мантии можно суммировать так: среди перечисленных проблем нет ни одной, которая противоречила бы этой гипотезе. Некоторые явления как бы независимы от нее и не связываются, по крайней мере непосредственно, с подъемом глубинных масс — таковы разделение платформ и щитов, океанов и материков, массовые излияния базальтов

в океане, возможно и трапповые излияния на материке. Однако имеется ряд процессов, которые удобно увязать прямо с этой гипотезой. Сюда относятся магмообразование, появление и рост срединных океанических хребтов, обновления тектонического плана (Umbruch — Штилле, 1964; обрушение структур, отчасти регенерация). Хорошо объясняются различия между геосинклиналями и срединными хребтами, существование глубинных каналов под геосинклиналями и, как показал Е. В. Артюшков, вертикальные движения на платформах.

Особое положение в этом перечне занимают геосинклинали. Если в целом зависимость геосинклинального процесса от эндогенной энергии, освобождающейся на очень больших глубинах, как будто не должна вызывать сомнений, и подъем значительных масс глубинного дифференциата представляется очень удобной моделью для этого, то привести историю геосинклинали в ее деталях к такой модели далеко не просто. В отличие от кажущегося простым механизма образования срединных хребтов механизм передачи энергии колонны разогретого вещества приповерхностным слоям оказывается очень сложным и не поддающимся легкой расшифровке. Наибольшая трудность лежит в интерпретации больших опусканий, приводящих к формированию самой геосинклинали, хотя связь областей опускания с повышенной энергией глубинных подкоровых зон несомненна: свидетельство этому — магматические серии периода опусканий. Объяснению возможно помогут существующие одновременно области подъема с более кислыми магмами под ними.

В результате объяснение геосинклинального процесса в рамках подъема глубинного легкого дифференциата оказывается, по-видимому, решающим при проверке гипотезы со стороны геологии. В вопросе о геосинклиналях кооперация геофизиков и геологов представляется крайне существенной.

5. ВОЗМОЖНЫЙ ВАРИАНТ ОБЩЕГО ВЗГЛЯДА НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ ИСТОРИЮ ЗЕМЛИ

Хотя при попытке свести механизм Земли к глубинной дифференциации на уровне границы мантии и ядра еще остается много неясного, полезно попытаться набросать под этим углом зрения возможную общую картину. Такая схематическая картина, разумеется, не может претендовать на слишком многое, но все-таки, возможно, поможет при дальнейших обобщениях и проверке гипотезы.

Сопоставление предполагаемого состава вещества, давлений на глубине и источников тепла в Земле показывает, что разогрев в определенное время должен был достигнуть такой степени, когда температура приблизилась к точке плавления (Любимова, 1968, Маева, 1967). Зона плавления зародилась на малой глубине (100—200 км?) и постепенно распространялась вглубь, но не слишком далеко (примерно до 400 км). В результате большого поступления энергии от еще нерастраченных радиоактивных элементов в этой зоне шло повсеместное или почти повсеместное выплавление базальтовой жидкости и всплытие ее на поверхность. На месте оставался более плотный остаток. Повсеместность плавления была обусловлена более или менее равномерным распределением элементов в первичном веществе Земли. В базальтовую магму почти нацело уходили радиоактивные элементы. Они в своей большей части выносились к поверхности, а на месте сохранялись лишь в той мере, в какой базальтовая жидкость застревала между зернами материнского вещества. Результатом было значительное понижение поступления тепла в пределах зоны, и в конечном счете, прекращение плавления после достаточного выноса магмы. Существенно затрудняло всплытие и прогрессивное обеднение первичного вещества базальтовой составляющей.

Образовавшаяся в результате первичная кора, вначале в целом ба-

зальтового состава, была богата радиоактивными элементами (в коре концентрация U, Th, K была минимум на полпорядка больше, чем в первичном веществе, и на порядок больше чем в остаточном). Температура в коре оказалась близкой к условиям отделения кислых расплавов. При отделении базальта от материнского вещества неминуемой была сильнейшая дегазация последнего (Виноградов, 1962), которая в последующем ослабела как в результате уменьшения запасов летучих, так и из-за понижения температуры зоны. Повышение температуры и обогащение коры летучими вело к гранитизации и превращению ее частично или на всю толщину в сиалическую кору. Процесс должен был быть всеобщим, поскольку он зависел от общего повышения температуры и подъема летучих, а не от местных условий. Геология не дает нижнего предела возраста этой гранитизации. Верхний может быть намечен на основании того что в древнейших породах с возрастом около 3 млрд. лет имеются более древние минералы (цирконы), которые могли попасть туда только при разрушении сиалической коры.

Глубже зоны плавления сочетание давления и температуры не позволяли веществу плавиться. Однако где-то на очень больших глубинах плавление первичного вещества вновь стало возможным — свидетельством этого является жидкое внешнее ядро. Современный эксперимент не в состоянии воссоздать этих условий, и мы не знаем ни температуры, ни состава выплавки, но знаем что она была много плотнее первичного вещества и что остаток после ее выплавки должен был быть менее плотен, чем это вещество. Таким образом, на максимальных глубинах — картина, обратная привычной: тяжелой оказывается выплавка, легким — остаток. Первая стекает вниз и образует ядро, второй застревает у границы мантии и ядра. Зона дифференциации будет постепенно подниматься, а скапливающийся над нею легкий дифференциат стремится прорваться вверх (Артюшков, 1968).

Прорыв этого относительно легкого и твердого дифференциата может идти двумя путями. Если не образуется конвективных ячеек, наиболее вероятно образование цилиндрического канала. Если образуются ячейки гравитационной конвекции, то зона подъема будет иметь форму пластины (Артюшков, 1970). Определенную роль могли бы сыграть и первично ослабленные зоны, если бы они образовались в результате внешних воздействий на Землю.

Отсутствие сведений о составе ядра и температуре его выплавки не позволяют определить время, когда должен был начаться процесс. Начало влияния поднимающихся масс на приповерхностные горизонты примерно соответствует 2,5—2,8 млрд. лет назад или несколько раньше.

Пока влияние это отсутствовало, процессы у поверхности определялись теплом, которое генерировалось в коре и — в меньшей степени — в зоне выплавки базальтов. Образование гранитной магмы под всей поверхностью Земли обуславливало весьма активные движения. Разделения на спокойные и тектонически активные области еще не существовало. Тектоника была нелинейной, образующаяся структура представляла собой крупные участки воздымания, изометрические и сложно построенные внутри, с наклоненными к центру структуры пакетами изоклинальных складок. Между ними располагались несколько опущенные и слабо дислоцированные промежутки с бессистемно разбросанными простыми брахискладками. Очень большой геотермический градиент в приповерхностном слое определял сильный метаморфизм осадочных пород, происходивший даже на малых глубинах, и большую роль гранитов.

По мере выноса из зоны плавления астеносферы радиоактивных элементов, летучих веществ и ухода оттуда базальтовой выплавки падала ее роль в приповерхностных процессах. Гранитообразование и тектони-

ческая активность ослабевали, стали затухать проявления древней тектоники. Это успокоение вряд ли было равномерным. После временного покоя могли быть и всплески тектонической активности. От района к району время затухания должно было меняться. Там, где процесс зашел дальше, могла настать эпоха покоя, разрушения и размыва структур, по-видимому, так по мнению Л. И. Салопа обстоит дело в пределах Алданского щита. В других районах, например в Южной Африке, падение активности могло быть замедленным, и появлялись структуры переходного типа, когда под влиянием продолжавших подниматься овоидов дислоцировались промежутки между ними (MacGregor, 1951). При уменьшении энергии подъема вместо крупных овоидов образовывались более мелкие купола, более простого строения. Подобные структуры в благоприятной обстановке, когда условия были близки к условиям образования гранитов, нередко появлялись и в последующие эпохи, но условия для их образования вместе с уменьшением температурного градиента становились все менее благоприятными и могли появиться только на значительной глубине и в наиболее активной части структуры.

Едва ли эпоха отмирания нелинейной структуры была одновременной для всей Земли. Небольшого различия в степени интенсивности выплавления базальтов было бы достаточно для значительного изменения сроков. И хотя общий порядок явлений остается одинаковым, момент этой смены и продолжительность ее должны были заметно разниться от места к месту. Неупорядоченность, вернее, ненадежность стратиграфической шкалы для этого времени затрудняет определение момента смены. Л. И. Салоп, склонный считать переход от одного типа тектоники к другому примерно одновременным для всей Земли и отводящий на него около 200 млн. лет, считает возможным признать эту эпоху за рубеж архей — протерозой. Может быть, верней считать, что такой точности во времени смены стилей тектоники на Земле не было и что длительность и время перехода могли различаться в разных местах.

Линейная тектоника, т. е. появление на поверхности Земли вытянутых высокоактивных зон, соответствует времени, когда сказывается влияние дифференциата, поднявшегося от границы ядра и мантии. Характер линейной тектоники свидетельствует о том, что преобладающими каналами, по которым происходил подъем вещества, являются линейные, а не цилиндрические зоны. Возникновение линейных зон на поверхности вызывает ее разделение на спокойные и тектонически активные области, прежде отсутствовавшее. Предварительным этапом при этом оказывается взламывание некогда сплошной нелинейной структуры и возникновение в ней вытянутых зон разломов. За этим следуют опускания и заполнение образовавшихся ванн осадками. Возможно, что всплывание глубинного вещества по каналам, нарушая покой глубин, облегчает опускание тяжелого остатка от выплавления базальта и ведет к опусканию первых геосинклиналей. Прогрев верхних зон Земли над каналом (тектонифером) ведет к усиленной подвижности и появлению гранитов — к возникновению первых складчатых областей.

Длительность развития первых геосинклиналей приближается к 1 млрд. лет и в несколько раз превышает длительность подобных процессов в фанерозое. Ускорение процесса сопровождается и усилением контрастности и амплитуды движений. Такое развитие можно объяснить тем, что первоначально дифференциация вещества на глубине происходила в пределах очень незначительного объема. По мере роста ядра растет и его площадь и соответственно количество образующегося дифференциата и освобождающейся энергии.

Накапливающееся в области дифференциации вещество уходило вверх, и запас его у границы ядра начинал падать, а затем подток его мог и вовсе прекратиться. После прохождения по каналу последних пор-

щий дифференциата за ними могло последовать и разогретое вещество стенок (его плотность меньше плотности окружающей мантии только за счет разогрева). Затем канал замыкался, и вязкость в нем либо не отличалась от вязкости окружающего вещества, либо отличалась мало. Когда замыкание достигало верхних частей тектонофера, наступал перерыв в тектонической и магматической деятельности — геосинклинальный процесс прекращался. Если новые достаточные для подъема по каналу запасы легкого глубинного дифференциата накапливались сравнительно быстро, канал не успевал замкнуться намертво и новые порции использовали его же, по крайней мере на глубине. Это приводило к появлению полициклической геосинклинали. Если же канал отмирал совсем, накопившиеся легкие массы искали себе дорогу в ином месте, иной раз создавая новый рисунок геосинклиналей, в других случаях нацело уходя из района образовавшихся складчатых систем. В первом случае новые обрушения очерчивали новые контуры платформы (это неоднократно наблюдается в различных районах в докембрии); во втором — появлялась на месте прежней геосинклинали новая платформа (например, Русская в период заложения Уральского и Средиземноморского геосинклинальных поясов).

Увеличение скорости подъема материала вело к тому, что запасы легкого глубинного вещества исчерпывались скорей и соответственно короче становился цикл (этап) геосинклинального процесса. Если же поступление легкого вещества не прекращалось, геосинклинальный процесс оказывался сквозным.

Наши сведения о первых геосинклиналях позволяют предполагать, что они образовались на сиалической коре и на структуре нелинейного типа. Дно такой геосинклинали может быть доступно для наблюдения, если снесены заполнявшие его осадки (Становик, Карелия, Кольский полуостров).

Сказанное выше предполагает, что геосинклинали подстилались сиалической корой. Таким образом, впредь до определенного момента геосинклинальный процесс не вел к приращению новых участков континентальной коры вокруг «архейских ядер». Его результатом могло быть только наращивание мощности уже существовавшей сиалической коры. Может быть, только много позже при зарождении новой геосинклинали появлялись участки симатической коры, которые снова покрывались в результате развития процесса корой сиалического типа.

Параллельно со сложной историей структур, связанной с геосинклинальным процессом, в частности и с образованием платформ и геосинклинальных поясов, приходится предполагать существование и другого процесса, ведущего к уничтожению сиалической коры. Сущность его до сих пор совершенно неясна. Более того, он вызывает основательные возражения физиков (Люстих, 1959), но если верно, что Земля в некий момент своей истории получила сравнительно неглубоко залегающую зону плавления, он неминуем. Тогда отсутствие в современных океанах образовавшейся в эту эпоху коры, помимо приводившихся многими геологических доказательств, прямо указывает на ее последующее исчезновение. Такое разведение первичной коры должно быть постепенным. Уничтожение коры началось, вероятно, рано, не только в мезозое, а частично, вероятно, и в палеозое привело к возникновению океанических ванн на симатической коре с образованием относительно неглубоких разломов у границы коры разных типов.

С этого момента создаются условия для существования окраинных и океанических геосинклиналей (современные островные дуги например), Межконтинентальные геосинклинали постепенно исчезают по мере замыкания древних тектоноферов. В наши дни единственным представителем межконтинентальных геосинклиналей оказывается область Малых Зондских островов, к востоку от Флореса.

В идеале процесс в геосинклинали на океанической коре должен был бы привести к наращиванию в ее пределах коры, и в частности, сиалической коры. Это и наблюдается в большинстве островных дуг. Однако на этот процесс накладывается продолжающееся опускание океанической коры (Белоусов, 1968), так что в результате образование участка с толстой корой задерживается, даже останавливается или, образовавшись, он снова опускается, приближаясь к океаническому типу (например, на юго-западе Тихого океана).

С преобразованием первичной сиалической коры в океаническую нарушаются установившиеся термические условия. Вместо большого количества энергии, генерируемой в сиалической коре, и соответственно относительно малого термического градиента под нею, появляется обстановка, когда генерирующие тепло вещества возвращены в мантию, и в верхах мантии термический градиент сильно возрастает. Установившаяся прежде граница области возможного плавления смещается вверх, и создаются условия для массового выплавления базальтов на относительно малых глубинах, где перед этим выплавляться они не могли. Результатом должны быть излияния их, которые по мере возникновения океанов создадут базальтовый щит. Таким образом, эти излияния можно, как будто, не связывать со срединными хребтами. Последние влияли лишь в том отношении, что, прогревая дополнительно соседние с ними участки, могли удлинить период излияний в этих местах и в результате создать наблюдаемое распределение базальтов по возрасту.

До сих пор нас интересовали только плоскостные каналы подъема глубинного вещества. Однако не исключено существование и цилиндрических. Если бы они могли сосуществовать с плоскостными (в разных областях, разумеется), то должны были бы отличаться тем, что при отсутствии конвективных ячеек питающий их материал не мог бы приноситься с большой площади, и запасы его должны были бы сравнительно быстро исчерпываться. Возобновление работы такого канала трудней, чем возобновление работы плоскостного, так как новые запасы дифференциата образуются почти на месте. Поэтому такой канал будет, как правило, действовать короткое время, а после приостановки легко может закрыться навсегда. Следует проверить, не могут ли быть продуктом деятельности подобных каналов ареальные излияния на материках, в основном трапповые поля. Их более позднее, чем геосинклиналей, появление можно было бы объяснить меньшей скоростью выработки цилиндрического канала без помощи конвекции. Возможно представление о полях этого рода и как о своего рода возрождении на ограниченном участке зоны плавления, возникающей при дополнительном прогреве глубин.

Развитие геосинклинальной тектоники, постепенное отмирание тектоноферов и результирующее уменьшение площади геосинклиналей встречаются на каком-то этапе с разрушением коры и образованием океанов. Один из результатов такой встречи уже упомянут — геосинклинали на океанической коре. Неясно почему, но в центральных частях океанических областей геосинклинали не образуются. Проявлением подъема вещества глубин здесь, но не обязательно только здесь, оказываются срединные хребты, представляющие собой, по-видимому, новообразования в пределах уже появившихся океанов. Обычное представление о мощности процесса в них, свидетельством чего служат якобы мощнейшие излияния базальтов, по существу не доказано. Объем молодых лав не известен и возможно, что срединные хребты являются в сущности областями глубинного подъема, а не излияний. По-видимому, период активности в них заметен короче, чем в геосинклиналях, что может служить указанием на менее активное снабжение легким дифференциатом, может быть на одноактный подъем этого материала. Предположение, которое высказывали многие, о том, что скеаны и срединные хребты являются призна-

ком наступления новой, третьей по счету, эпохи в геологической жизни Земли, имеет право на существование.

В целом все сказанное при крайней гипотетичности многих положений следует рассматривать лишь как возможную конкретизацию принятой многими (В. В. Белоусов, А. П. Виноградов и др.) гипотезы о дифференциации вещества Земли как ведущего процесса ее развития. Кажется возможным свести все развитие Земли к смене в характере этой дифференциации.

Еще, конечно, рано считать, что найден ключ к созданию единой теории Земли, хотя надежда на такую возможность появилась. Возможно, что мы стоим на пороге того времени, когда, наконец, кончится состояние «дома умалишенных» в теоретической геологии и на какое-то время, надеемся длительное, будет найдена основа для единой картины, столь же цельной, какая была создана теорией контракции Земли.

Литература

- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 9, 1968.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 4, 1970.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, Гостеолиздат, 1941.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. Сов. геология, № 7, 1960.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. Изд-во «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории и развитии структур Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения Вернадского. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Происхождения оболочек Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. Изд-во «Наука», 1967.
- Егоров Л. С., Рудняченко В. М., Сурина Н. П. О структурно геологическом положении ультраосновных щелочных пород в Меймеча-Котуйской провинции. Докл. АН СССР, т. 182, № 1, 1968.
- Каляев Г. И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента. Геотектоника, № 1, 1970.
- Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33, № 4, 1958.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. Изд-во «Наука», 1968.
- Лютых Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1959.
- Маева С. В. О термической истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 3, 1967.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. В кн. «Геология и петрология докембрия», Изд-во АН СССР, 1962.
- Муратов В. М. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Муратов В. М. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности развития их. Геотектоника, № 2, 1970.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. «Геология и петрология докембрия». Изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Изд-во АН СССР, 1963.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В кн. «Геология докембрия». Международн. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во «Недра», 1964.
- Салоп Л. И. Докембрий СССР. В кн. «Геология докембрия». Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во «Недра», 1968.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1958.
- Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. Докл. АН СССР, т. 188, № 2, 1969.

- Удинцев Г. Б. О структуре рифтовой зоны Индийского океана. Докл. АН СССР, т. 185, № 4, 1969.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. Тр. 2-го вулканологического совещ., т. III, Изд-во «Наука», 1966.
- Федотов С. А. О сейсмичности, свойствах верхней мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. Автореф. докторск. дисс., М., 1969.
- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). Природа, № 9, 1950.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959.
- Шейнманн Ю. М. Об одной особенности срединных океанических хребтов. Геотектоника, № 4, 1965.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм. Сов. геология, № 2, 1969.
- Шейнманн Ю. М. Об энергетике некоторых глубинных геологических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1970.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. В кн. «Избранные труды», Изд-во «Мир», 1964.
- Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. В кн. «Геология докембрия». Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия, Докл. сов. геол. Изд-во «Недра», 1968.
- Эрлик Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Изд-во «Наука», 1966.
- Wemmelin R. W. van. Beilage H. P., Nieuwenkamp W. On the origin and evolution of the Moon and the crust of the Earth. II. Proc. Kon. Nederrl. Ak. v. Wetenschap., Ser. B, Phys. Sci., LXX, N 5, 1967.
- Booy T. de. Neue Daten für die Annahme einer sialischen Kruste unter den frühgeosynklinalen Sedimente der Tethis. Geol. Rundschau, Bd. 56, 1967.
- Booy T. de. Repeated disappearance of continental crust during the geological development of the western Mediterranean area. Verk. Kon. Nederl. geol. Mijnbouw. gen., v. XXVI, 1969.
- Flower M. F. J., Strong D. F. The significance of sandstone inclusion in lavas of the Camores Archipelago. Earth a. Plan. Sci. Letters, 7, 1969.
- MacGregor A. M. Some Milestones in the Precambrian of South Rhodesia. Trans. a. Proc. Geol. Soc. South. Africa, v. 54, N. 27, 1951.
- Matthews D. H., Davies D. Geophysical studies of the Seychelles Bank. Phil. Trans. Roy. Soc., A., 259, 1966.
- Menard H. W. Sea floor spreading, topography, and the second layer. Science, N3791, 1967.
- Oliver J., Jsaks B. Structure and mobility of the crust and mantle in the vicinity of island arch. Canad. J. Earth Sci., v. 5, No. 4, 1968.
- Salop L. J., Scheinmann Yu. M. Tectonic history and structures of platform and shields. Tectonophysics, v. 7, No 5—6, 1969.
- Uffen R. J., Jessop A. U. The stress release hypothesis of magma formation. Bull. Volcanol., 26, B. 5, 1963.
- Windley B. F. Evolution of the early Precambrian Basement complex of Southern West Greenland. Geol. Ass. Canada, Spec. pap., No. 5, 1969.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
17 марта 1970 г.

УДК 551.24 + 550.38

Р. А. ГАФАРОВ**ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНЫХ МАТЕРИКОВ ЗЕМЛИ**

В статье проводится сравнительный анализ внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ на основе систематизации и тектонической интерпретации различных типов их аномальных магнитных полей и широкого комплекса других геолого-геофизических данных.

Успехи изучения геологии докембрия щитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ (Павловский, 1962, 1964; Кратц и др., 1964; Богданов, 1967; Stockwell, 1965 и др.) позволили подойти к вопросу выяснения тектоники и региональной геофизической характеристики складчатых докембрийских комплексов этих древних платформ северного полушария.

Древние платформы северного ряда Земли (Муратов, 1965, 1966; Штрейс, 1964; за исключением Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ, которые далее не рассматриваются), изучены в настоящее время геофизическими методами разведки сравнительно детально. Это обстоятельство создает возможность построения достаточно обоснованных схем строения фундамента крупнейших Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской древних платформ (Муратов, 1966; Фотиади, 1965; Кинг, 1967; Stockwell, 1965; Гафаров, 1963, 1965 и др.). В изучении глубинного строения фундамента платформ велика роль систематизации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структур складчатых докембрийских комплексов. Анализ магнитных карт позволяет в первом приближении установить пространственное распределение и соотношение между собой основных складчатых комплексов фундамента, сложенных магнитными породами, и в первую очередь их простираение, конфигурацию и размеры. Вместе с тем очевидно, что лишь при комплексном анализе геологических и геофизических данных возможно построение достаточно обоснованных схем внутреннего строения фундамента древних платформ.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сопоставление и комплексный анализ данных региональных геофизических и геохронологических исследований совместно с данными бурения и геологии докембрия щитов на примере Восточно-Европейской платформы, одной из наиболее изученных в тектоническом отношении крупнейших структур земной коры, имеет особо важное методическое значение.

Классическими ранними исследованиями такого рода являются работы А. Д. Архангельского (Архангельский и др., 1937; Архангельский, 1940) и Н. С. Шатского (1946).

В последующие годы анализ данных аэромагнитных съемок на платформе с целью установления региональных особенностей магнитных полей основных тектонических структур фундамента провели Э. Э. Фотиади

(1958), А. А. Борисов (1967), Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихина (1965), автор (Гафаров, 1963), В. Н. Зандер и др. (1967). Весьма важные обобщения данных о строении и составе фундамента Русской плиты сделаны в течение ряда последних лет Л. А. Варданянц (1966), Н. В. Неволин и др. (1968).

Складчатый докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы выступает на дневную поверхность в пределах Балтийского и Украинского щитов, где представлен гнейсами архея (2600 млн. лет и древнее), осадочно-вулканогенными складчатыми образованиями свекофенно-карельского (криворожского) комплекса (2600—1750 млн. лет) и готским субсеквентным магматическим комплексом (1750—1200 млн. лет) (Богданов, 1967).

В пределах же всей обширной Русской плиты фундамент платформы (за исключением выходов гранитов на р. Дон) покрыт осадочным чехлом, но достигнут в настоящее время уже многими глубокими скважинами. Здесь так же, как и на щитах, в составе фундамента выявляются комплексы гнейсов архея, вулканогенно-осадочные складчатые толщи карельского комплекса и, наконец, образования готского магматического комплекса (Варданянц, 1966). В то же время вдоль северо-восточной периферии платформы, на Тимане, полуостровах Канине и Рыбачьем в пределах зоны байкалитид выступают уже сланцы рифея.

Аномальное магнитное поле Восточно-Европейской платформы характеризуется, за исключением ее северо-восточного внешнего угла, развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных зонами полосовых максимумов и минимумов (рис. 1). Тиманский кряж и Большеземельская тундра отличаются иным типом полосовых магнитных аномалий.

Основные складчатые зоны докембрия Балтийского щита ярко вырисовываются в региональных магнитных полях. В пределах восточной части Балтийского щита выделяется ряд зон аномального магнитного поля, соответствующих Кольской и Карельской складчатым системам карелид и Беломорскому массиву архея (Кратц и др., 1964). Наиболее характерными элементами полосового магнитного поля Кольской зоны, определяющими его основные черты, являются Кольско-Кейвская и Печенгско-Варзугская системы больших линейных аномалий, которые соответствуют одноименным карельским синклинориям и шовным прогибам, выполненным мощными осадочно-вулканогенными толщами.

Беломорский массив гнейсов очерчивается отрицательным мозаичным магнитным полем, которое отображает сложные куполовидные складки слагающих его архейских образований (2800 млн. лет), частью «омоложенных» и переработанных в ранние фазы карельской складчатости.

Складчатая зона карелид Карелии ярко отображается системой полосовых максимумов и минимумов магнитного поля. Очень четкими линейными магнитными максимумами с резкими градиентами фиксируются в пределах Карельской зоны осадочно-вулканогенные и железорудные серии ранних карелид, слагающих ряд крупных синклинориев.

В области свекофенид южной части Финляндии и Швеции (Кратц, и др., 1964) Центрально-Финляндский массив древних гнейсов и разновозрастных гранитоидов отображается мозаичным магнитным полем. Складчатые полосы свекофенид, обрамляющие массив, фиксируются системами полосовых магнитных максимумов, которые продолжают к западу на соединение со свекофенидами Средней Швеции. Массив древних серых и красных гнейсов юго-западной Швеции, как и район докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии (Кратц и др., 1964), отображаются в целом пониженным мозаичным магнитным полем. Таким образом, массивы гнейсов архея Балтийского щита (Беломорский, Центрально-Финляндский, Южно-Шведский и др.) характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем (с аномалиями малой амплитуды).

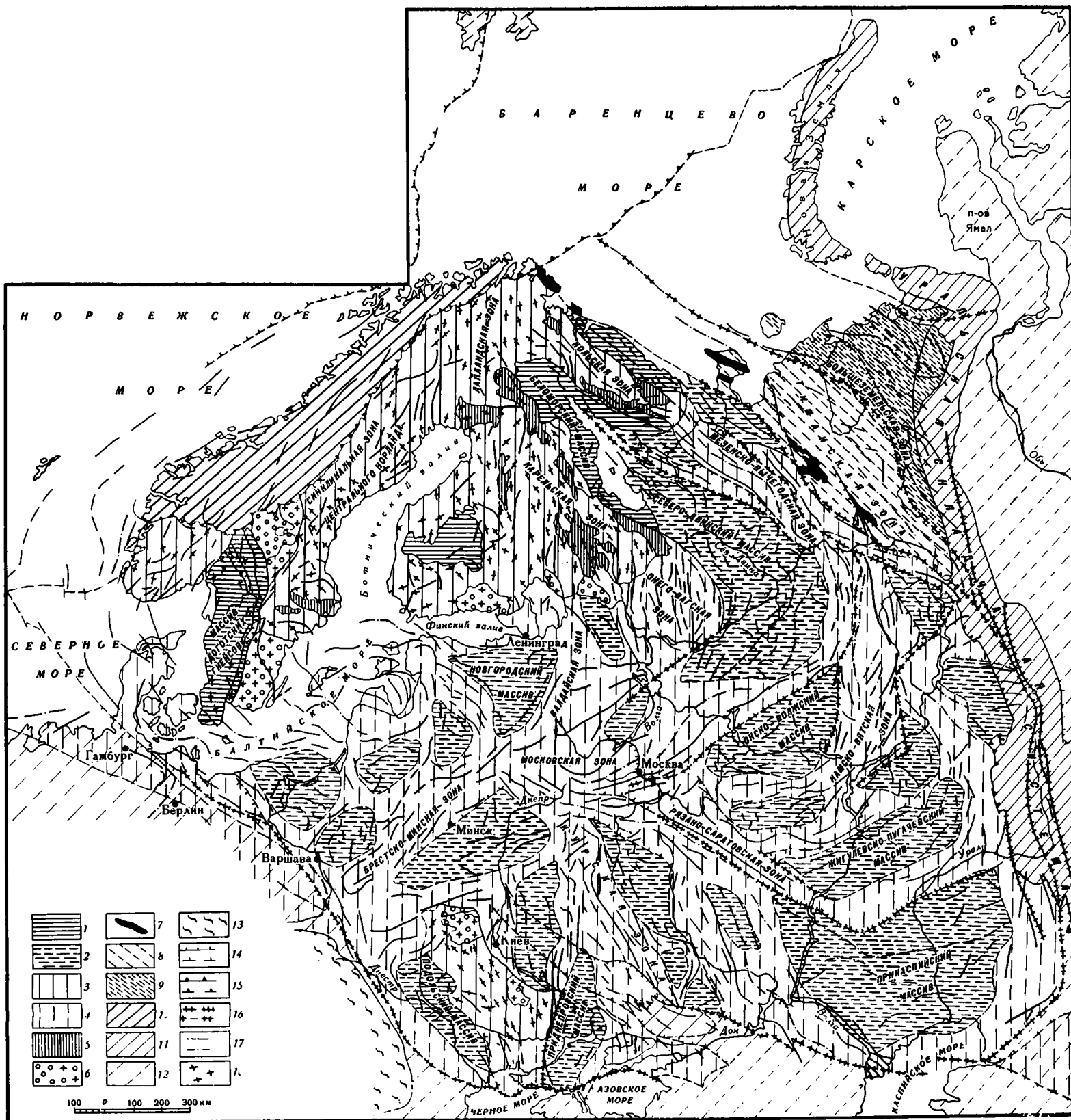


Рис. 1. Схема внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы (составил Р. А. Гафаров, 1968).

1 — беломориды Балтийского щита и их аналоги; 2 — древние массивы, сложенные беломорским комплексом под платформенным чехлом; 3 — карелиды и близкие им по возрасту зоны складчатости (нерасчлененные) на поверхности; 4 — геосинклинальные шовные прогибы свекофенно-карелид; 5 — складчатые зоны карелид под платформенным чехлом; 6 — готский комплекс; а — осадочно-вулканогенные образования, б — граниты типа рапакивы; 7 — выступы рифейского складчатого фундамента; 8 — мезогеосинклинальная зона под платформенным чехлом; 9 — эвгеосинклинальная зона под платформенным чехлом;

10 — области каледонской складчатости; 11 — области герцинской складчатости; 12 — области платформ с фундаментом; а — палеозойского, б — докембрийского и неуставленного местами возраста; 13 — области альпийской складчатости; 14 — разломы в фундаменте; а — установленные, б — предполагаемые; 15 — региональные надвиги; а — установленные, б — предполагаемые; 16 — глубинные разломы; а — установленные, б — предполагаемые; 17 — оси магнитных аномалий; а — максимумов, б — минимумов; 18 — общие простирания в складчатых областях

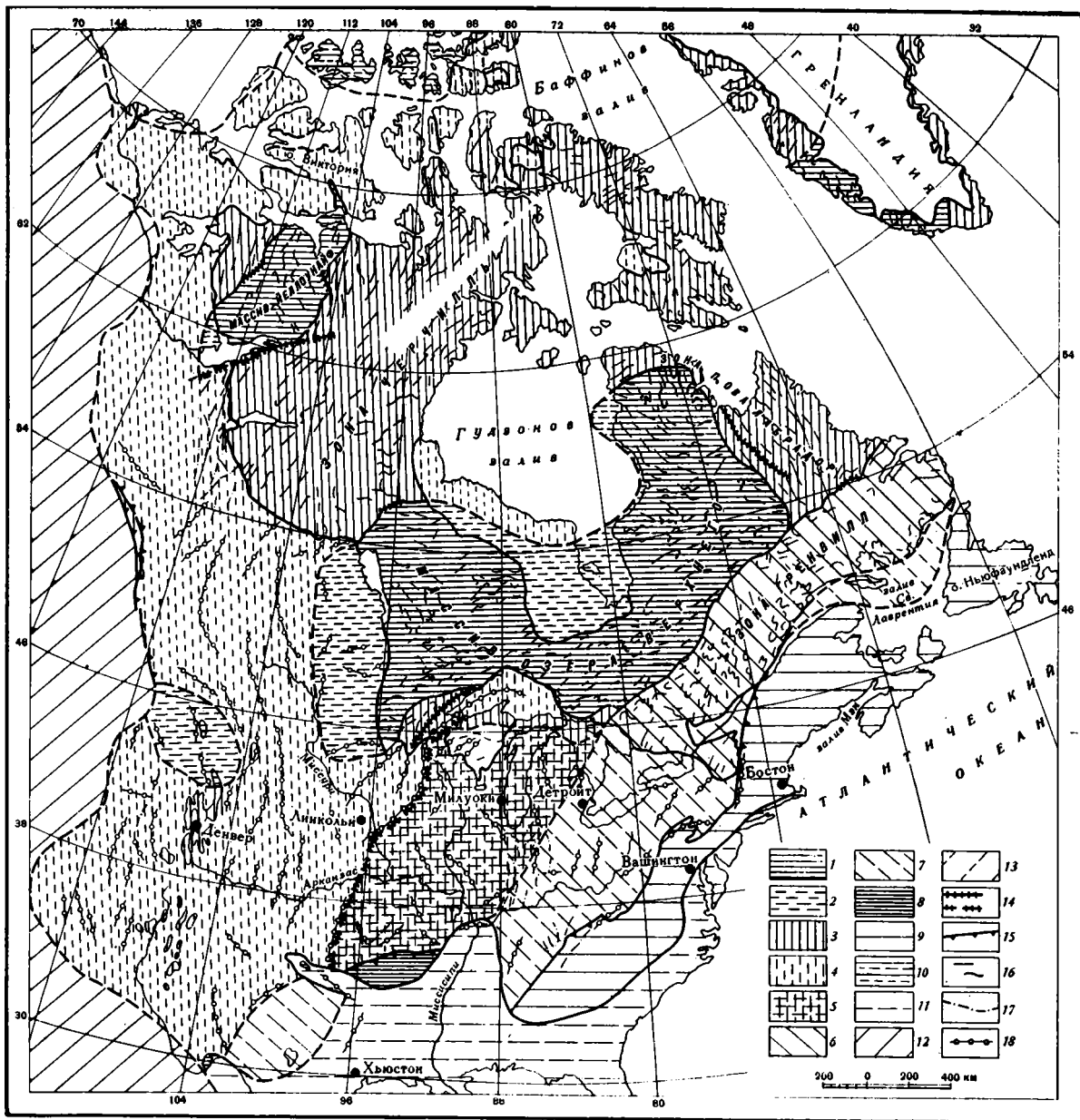


Рис. 3. Схема строения фундамента Северо-Американской платформы (по материалам Ф. Кинга, К. Х. Стоквелла, А. Энгеля и др).

Области докембрийских складчатостей (1-7): 1 — область кенорианской складчатости, киватинские массивы; 2 — то же, под платформенным чехлом; 3 — гудзонские складчатые зоны; 4 — то же, под платформенным чехлом; 5 — Центральная зона; 6 — зона Гренвилл; 7 — то же, под платформенным чехлом. Области палеозойских складчатостей (8-11): 8 — складчатая зона Уачита; 9 — складчатая система Аппалач; 10 — Иннуитская складчатая система; 11 — платформенный

чехол на складчатом палеозойском и местами более древнем основании.

Область мезозойской складчатости (12-13): 12 — складчатая система Кордильер; 13 — платформенный чехол на мезозойском складчатом основании; 14 — глубинные разломы; а — установленные, б — предполагаемые; 15 — региональные надвиги; 16 — структурные простирания; 17 — простирания осей магнитных аномалий; 18 — простирания гравитационных максимумов

ды и неправильным по форме) и ярко выделяются тем самым среди опоясывающих складчатых зон свекофенно-карелид с их протяженными системами полосовых максимумов и минимумов.

На простирании складчатых зон и массивов докембрия Балтийского щита в пределах Русской плиты прослеживаются (см. рис. 1), по данным аэромагнитной съемки и бурения, линейные складчатые зоны и крупные угловатые массивы фундамента (Гафаров, 1963). В свете магнитных данных отчетливо определяется юго-западный край эпикарельского блока Восточно-Европейской платформы и стык его с фундаментом Польско-Германской впадины, которая отмечается региональным минимумом магнитного поля (Lauterbach, 1959). О возрасте и строении фундамента Польско-Германской впадины и Северного моря существуют различные мнения. Одно из них заключается в предположении о его палеозойском возрасте (Зноско, 1964; Кельбель, 1964). Согласно другой основной точке зрения эту область охватывает западный угол Восточно-Европейской платформы с древним эпикарельским (Богданов, 1967, 1968) или байкальским (Журавлев, 1964) фундаментом. Как подчеркивает А. А. Богданов (1967), фундамент западной части платформы был интенсивно раздроблен в готскую эпоху.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украинского щита четко выделяется ряд типов магнитных полей. Массив древнейших гнейсов Среднего Приднепровья (2600—3600 млн. лет) и Подольский массив с характерными куполовидными структурами отмечаются мозаичным магнитным полем. В центральной части Украинского щита доминируют интенсивные полосовые магнитные максимумы, фиксирующие железорудные комплексы синклиналиев криворожской серии (Криворожско-Кременчугский и др.). Сопоставление основных массивов и зон Украинского щита с магнитными полями позволяет проследить их погребенное продолжение за пределы выходов складчатого докембрия (на севере вплоть до сочленения с зонами КМА). Грандиозная система Курских магнитных аномалий ярко вырисовывает зону распространения магнетитовых кварцитов курской серии, слагающих узкие шовные синклиналии (Леоненко, Полищук, Зайцев, 1967). Блоки древнейших гнейсов архея (более 2500 млн. лет) в пределах КМА и смежных районов Воронежской антеклизы обычно фиксируются минимумами магнитного поля.

В центральной части Восточно-Европейской платформы выделяется крупная субширотная Московская система полосовых магнитных аномалий, отображающая складчатую зону карелид, с которой одновозрастная Курская складчатая зона сочленяется по простиранию под некоторым углом. В восточных районах платформы выделяется, по данным бурения и геофизики, ряд крупных массивов гнейсов архея, разделенных и опоясанных линейными складчатыми зонами карелид (Гафаров, 1963; Зандер и др., 1967). Важно подчеркнуть, что по магнитным аномалиям карельский фундамент восточной части платформы прослеживается далеко (на 50—80 км) на восток под надвинутым на него складчатым палеозоем западного склона Урала и доходит до зоны хр. Урал-Тау.

В пределах северо-восточного внешнего угла Восточно-Европейской платформы сланцы Тимана, а также полуострова Канина и Рыбачьего, являющиеся практически немагнитными породами, на всем их протяжении оконтуриваются полосовым региональным магнитным минимумом. Последний охватывает и западную половину Печорской впадины, указывая, таким образом, что фундамент этой ее части сложен сходными рифейскими метаморфическими толщами. Система полосовых магнитных аномалий Большеземельской тундры и Предуралья отображает осадочно-вулканогенные комплексы эвгеосинклинальной зоны байкалид северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы.

На основании данных морской геологии и геофизики (Атласов и др., 1964; Симоненко и Толстихина, 1965 и др.) установлено подводное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры, которое может быть прослежено далеко в пределы юго-западной части Баренцева моря.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Систематизация и тектоническая интерпретация аномальных магнитных полей Сибирской платформы представляет особый интерес с точки зрения специфических геологических особенностей последней, заключающихся в первую очередь в широком распространении траппов в ее пределах, а также в приуроченности к ней крупнейшей континентальной и региональных магнитных аномалий.

Материалы аэромагнитных съемок Сибирской платформы были широко использованы и геологически интерпретированы Э. Э. Фотиади (Фотиади и др., 1965; Фотиади, Моисенко, 1967), а также Л. В. Булиной и Т. Н. Спичарским (1965), К. А. Савинским (1964), автором (Гафаров, 1965) и многими другими исследователями для составления разнообразных тектонических карт и схем строения фундамента.

Докембрийский фундамент Сибирской платформы выступает лишь в пределах Алданского, Анабарского щитов и Оленекского выступа, где представлен гнейсами и кристаллическими сланцами архея и нижне-ю протерозоя, а также в Байкальской горной области, на Енисейском крыже и Туруханском поднятии, где он представлен зонами байкалид.

Аномальное магнитное поле Сибирской платформы весьма сложно и характеризуется развитием обширных областей магнитных полей, различных по своему характеру (рис. 2). При этом для Сибирской платформы геологическая интерпретация аномальных магнитных полей значительно усложняется мощным развитием траппов в верхней части осадочного чехла Тунгусской синеклизы.

Основные зоны Алданского щита, его эпиархейское ядро и складчатая зона хр. Станового (Павловский, 1962) находят яркое отображение в региональном магнитном поле. В составе эпиархейского ядра щита выделяется Алдано-Тимптонский массив глубоко метаморфизованных гнейсов иенгской серии. Он характеризуется в целом повышенным мозаичным магнитным полем. В то же время Тимптоно-Учурская зона, сложенная гнейсами и кристаллическими сланцами тимптонской и желтулинской серий, отмечается единой системой чередующихся максимумов и минимумов. Складчатая зона хр. Станового в пределах щита, в отличие от его эпиархейской части, отмечается в целом пониженным магнитным полем.

Рассмотренные зоны магнитного поля основных структурных элементов Алданского щита прослеживаются с тем же простираением к северу и достаточно резко срезаются субширотной Вилюйской зоной пониженного магнитного поля. Относительно природы, структурного положения и возраста фундамента Вилюйской зоны существуют различные точки зрения. По-видимому, наиболее обоснованной является та, согласно которой Вилюйская полоса минимумов отображает мощную зону дробления фундамента, возникшую в байкальский этап развития.

Многие исследователи (Косыгин, 1962; Штех, 1964 и др.) эту зону выделяют в качестве авлакогена.

Метаморфические образования Анабарского щита характеризуются резко дифференцированным полосовым магнитным полем. Линейные структуры архея, щита, судя по простираению полосовых магнитных аномалий, распространяется далеко к югу и юго-западу. Таким образом, устанавливается, что складчатые зоны Алданского и Анабарского щитов образуют единую обширную Анабаро-Алданскую протогеосинклинальную область, которая охватывает всю восточную и юго-восточную части

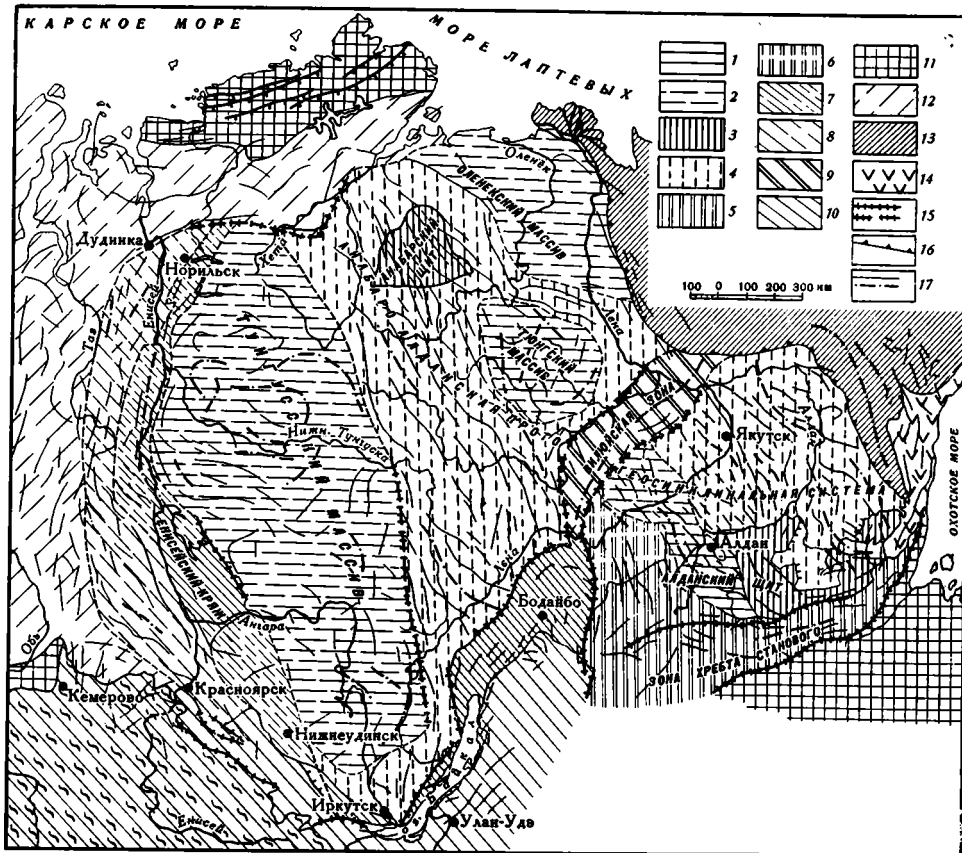


Рис. 2. Схема внутреннего строения фундамента Сибирской платформы (составил Р. А. Гафаров, 1967).

1 — архейские массивы в пределах щитов; 2 — то же, под платформенным чехлом; 3 — складчатые зоны Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы на поверхности; 4 — то же, под платформенным чехлом; 5 — складчатая система хребта Станового и бассейна р. Олёкмы; 6 — то же, под платформенным чехлом; 7 — многоэпиклиналильные зоны байкалик: а — на поверхности; б — под платформенным чехлом; 8 — эпигеосинклинальные зоны байкалик: а — на поверхности; б — под платформенным чехлом; 9 — Вилюйская зона байкальской переработки древнего фундамента; 10 — каледониды; 11 — герциниды; 12 — область эпипалеозойской платформы; 13 — мезозонды; 14 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 15 — глубинные разломы: а — установленные; б — предполагаемые; 16 — региональные надвиги; 17 — оси магнитных аномалий: а — максимумов, б — минимумов

Сибирской платформы. На юге и юго-западе Анабаро-Алданская система полосовых аномалий резко обрывается почти под прямым углом в пределах Байкальской горной области зоной полосовых минимумов и максимумов северо-восточного простираения, ярко отображающих две различные структурно-фациальные зоны рифея Западного и Восточного Прибайкалья.

Область мозаичного магнитного поля, охватывающая центральную и западную часть Тунгусской синеклизы, отображает весьма своеобразный по составу и строению крупнейший массив фундамента Сибирской платформы. На востоке эти глубинные аномалии, на фоне которых развиты локальные максимумы и минимумы траппов, резко ограничиваются полосовыми магнитными максимумами более молодых комплексов Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы (Гафаров, 1965).

Региональная система полосовых максимумов и минимумов магнитного поля, ограничивающая Тунгусский массив и прслеживающаяся вдоль западной и юго-западной окраины Сибирской платформы, фиксирует Енисейско-Байкальскую складчатую систему западной ветви сибирских байкалик.

За последние годы были выполнены крупные обобщения по геологии Северо-Американской платформы в целом и Канадского щита, в частности, в связи с чем сравнительный анализ тектоники ее фундамента и типов магнитных полей имеет важное значение. В числе таких сводок достаточно назвать тектоническую карту Северной Америки под редакцией Ф. Кинга (Кинг, 1967), а также тектоническую карту Канады, составленную под руководством К. Х. Стоквелла (Stockwell, 1965). Г. Гестил (1963), А. Энгель (Engel, 1963), С. Голдич (Goldich and oth, 1966) и другие сгруппировали данные радиометрических определений возраста пород и выделили в составе фундамента Северо-Американской платформы ряд разновозрастных складчатых комплексов.

В пределах Северо-Американской платформы выполнен также большой объем геофизических, и в частности аэромагнитных, съемок, но геологические результаты этих исследований в целом пока в виде сводок не обобщены.

Докембрийский фундамент платформы выступает на дневную поверхность в пределах ее обширного Канадского щита, а также на небольших участках в южной части плиты. Докембрийские складчатые породы фундамента обнажаются также вдоль юго-западной окраины платформы, деформированной ларамийской складчатостью (Кинг, 1961; Шор, 1967).

Канадский щит исключительно интересен для изучения региональной геофизической характеристики его крупнейших складчатых зон и массивов докембрия, ярко отображающихся в магнитных полях и обнаруживающих здесь четкие пространственные и структурные соотношения (рис. 3). Приведем некоторые наши выводы о характере магнитных полей основных структурных элементов щита. Обширный массив Верхнего озера на Канадском щите, сложенный преимущественно вулканогенными зеленокаменными породами серии киватин, «лаурентьевскими» гранитами и породами серии тамискаминг (Etokwell, 1965), характеризуется мозаичным магнитным полем, выраженным региональными субширотными полосами повышенных и пониженных значений (Bhattacharyu, Morley, 1965). Общий характер магнитного поля провинции Верхнего озера рельефно вырисовывает специфику стиля тектонического строения своеобразных куполовидных структур древнейших вулканогенных толщ серии киватин, развитых среди полей разнообразных гранитоидов.

На фоне мозаичного магнитного поля серии киватин в пределах массива Верхнего озера четко выделяются линейные магнитные максимумы, фиксирующие вулканогенные и железорудные толщи, выполняющие узкие шовные прогибы серии тимискаминг (Марков, 1964).

Древнейший массив Верхнего озера, выделяемый Дж. Т. Вильсоном (Wilson, 1959), Е. В. Павловским (1964) и другими исследователями в качестве крупнейшего зеленокаменного ядра Северо-Американской платформы, имеет, следовательно, отчетливую региональную магнитометрическую характеристику и, видимо, должен рассматриваться как тектонотип аналогичных блоков земной коры.

Обширная складчатая зона Черчилль, протягивающаяся с северо-восточным простиранием между массивами Верхнего озера и Йеллоунайф, резко отличается от них своим полосовым магнитным полем, которое фиксирует нижнепротерозойские складчатые толщи вулканогенных пород и более древних гнейсов.

Мозаичное магнитное поле массива оз. Верхнего ограничивается с юга линейными максимумами Пенокийской складчатой зоны, приуроченными здесь к мощным железорудным складчатым толщам серии Гурон. Столь же интенсивные линейные магнитные аномалии прослеживаются вдоль Лабрадорской зоны гудзонской складчатости, которая огра-

пичивает массив оз. Верхнего с северо-востока. Здесь наиболее ярко выделяется в магнитном поле крупный Лабрадорский геосинклинальный трог, вмещающий крупнейшие залежи железных руд (Марков, 1964).

В пределах юго-восточной части Канадского щита прослеживается зона Гренвилл, в целом характеризующаяся чередованием участков мозаичного магнитного поля с полосами линейных простираций магнитных аномалий обычно северо-восточной ориентировки. Магнитные данные показывают, что в пределах зоны Гренвилл очень широко развиты древние породы архея и нижнего протерозоя, омоложенные в гренвиллский этап на рубеже 1100—1000 млн. лет (Stockwell, 1965).

Погребенное продолжение зоны Гренвилл, представляющей окраинную часть фундамента Северо-Американской платформы, ограничивается Аппалачской складчатой системой герцинид (см. рис. 3). При этом в магнитном поле отчетливо отображается распространение фундамента платформы далеко на восток под надвигами окраинной зоны Аппалач.

Центральная провинция фундамента Среднего Запада США (Engel, 1963) характеризуется мозаичным магнитным и гравитационными полями. Данные бурения показывают, что Центральная провинция фундамента Среднего Запада сложена в основном комплексами гранитоидов, архейскими гнейсами и гранитами, переработанными гудзонской складчатостью и омоложенными на рубеже 1300 млн. лет (Кинг, 1967; Goldich and oth., 1966; Rudman, and oth., 1965).

Судя по разрозненным геологическим и геофизическим данным, фундамент всей западной части Северо-Американской платформы, включая плато Колорадо и Восточные хребты, сложен линейными складчатыми зонами, прослеживающимися на прямом продолжении зон Большого Медвежьего озера, Черчилль и Пенокийкой зоны Канадского щита. Строение этого грандиозного пояса гудзонской складчатости, в целом резко расширяющегося к югу, недостаточно изучено. В северо-западном Вайоминге в его составе выделяется древний массив с возрастом гнейсов сколо 2500 млн. лет (Engel, 1963; Goldich and oth., 1966), который отчетливо обтекается гудзонскими складчатыми зонами.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Данные региональных геофизических исследований, глубокого бурения и геологии складчатого докембрия щитов позволяют в настоящее время достаточно определенно установить основные черты внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. На составленных картах (см. рис. 1, 2, 3) отразилась гетерогенность внутреннего строения фундамента рассмотренных древних платформ северного ряда, образованного докембрийскими складчатыми системами и массивами различного возраста и простираания.

2. Систематизация аномальных магнитных полей названных платформ позволяет выделить основные их типы в зависимости от возраста и характера строения основных складчатых комплексов фундамента. В пределах щитов Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ массивы древнейших нуклеарных образований архея (массив оз. Верхнего и др.) характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их геосинклинальные складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелиды, гудзонида и т. д.) — весьма протяженными системами полосовых магнитных максимумов и минимумов. Среди зон полосовых магнитных аномалий щитов отчетливо выделяются, с одной стороны, крупные зоны линейных максимумов и минимумов обширных протогеосинклинальных систем (Анабаро-Алданская, зона Черчилль) и, с другой —

полосы интенсивных максимумов наложенных протерозойских геосинклинальных трогов (Лабрадорский, Криворожско-Кременчугский и пр.). Выделенные два основных типа аномальных магнитных полей — области мозаичных аномалий и полосовые системы линейных максимумов и минимумов ярко отображают, таким образом, характер внутреннего строения основных структурных элементов фундамента дорифейских блоков древних платформ — протоплатформенные нуклеарные архейские массивы, с одной стороны, и линейные зоны структур геосинклинального типа (протогеосинклинали, наложенные трого) — с другой.

Зоны байкалид резко отличаются от эпикарельских древних платформ по характеру полосовых магнитных аномалий. В региональных особенностях магнитных полей областей байкалид ярко отображаются в виде сопряженных систем минимумов и максимумов слагающие их мио- и эвгеосинклинальные зоны.

3. Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия щитов рассмотренных древних платформ позволяет распространить выявленные закономерные соотношения в пределы плит и, привлекая данные бурения и радиометрии, наметить основные черты внутреннего строения их фундамента. Как правило, подобная экстраполяция и тектоническая интерпретация магнитных полей на основе широкого комплекса геолого-геофизических данных позволяет сделать ряд новых выводов о пространственных и структурных соотношениях разновозрастных складчатых комплексов фундамента. Ярким примером может служить выявление в области Русской плиты закономерностей распространения складчатых зон карелид, а также анализ строения обширной Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы.

4. Анализ схем внутреннего строения фундамента трех рассмотренных платформ позволяет сделать ряд выводов о характере тектонического развития и структурных соотношениях крупных складчатых комплексов. Обращают на себя внимание угловатость очертаний массивов внутри фундамента и большая роль глубинных разломов в их ограничении. При этом обычно структурные простираения внутри архейских массивов резко ограничиваются более молодыми складчатыми зонами (карелидами, гудзонидами и т. д.), что явно свидетельствует о наложенном характере развития этих новообразованных линейных структур геосинклинального типа в зонах раздробления и растяжения земной коры.

Байкальские складчатые системы также обычно секут под большими углами простираения более древних структурных зон (байкалиды Прибайкалья и др.). Следовательно, при заложении рифейских геосинклинальных систем края ранее сформировавшихся платформ несомненно обламывались, как это было и в более древние и в последующие этапы (Шатский, 1947; Пейве, 1967).

5. Установление основных черт внутреннего строения фундамента и типов аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ весьма существенно для проблемы сравнительной тектоники древних платформ вообще. Так, выделенные основные типы магнитных полей Восточно-Европейской платформы достаточно четко отличаются по своему характеру от магнитных полей фундамента Сибирской платформы, что явно свидетельствует о значительных различиях особенностей тектонического развития складчатого основания двух названных древних платформ. В то же время, судя по сопоставлению региональных магнитных полей, Тунгусский массив фундамента Сибирской платформы является вероятным аналогом массива оз. Верхнего Канадского щита. С другим крупнейшим структурным элементом Канадского щита — зоной Черчилль, вероятно, может сопоставляться на основании большого сходства их полосовых магнитных полей Анабаро-Алданская система Сибирской платформы. В целом зоны гудзонской складчатости Канадского щита (Лабрадорская, Пенокийкая и

др.) аналогичны карелидам Восточно-Европейской платформы по возрасту консолидации, роли в формировании фундамента и, наконец, по пространственным и структурным соотношениям с архейскими массивами. Таким образом, на примере Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ очень ярко устанавливается важнейшая роль разновозрастных карельских и гудзонских складчатостей в формировании обширных гетерогенных эпикарельских частей древних платформ северного ряда.

Основные особенности строения фундамента платформ находят яркие отображения в различных типах магнитных аномалий. Следовательно, как неоднократно подчеркивали А. Д. Архангельский (1940) и Н. С. Шатский (1946), изучение магнитных аномалий (в комплексе с другими геолого-геофизическими данными) может привести нас к познанию внутренней структуры фундамента и решению основных проблем сравнительной тектоники древних платформ.

Литература

- Архангельский А. Д., Розе Н. В., Колюбакин В. А. и др. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., № 2, 1937.
- Архангельский А. Д. О строении Русской платформы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 3—4, 1940.
- Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д. и др. Новая тектоническая карта Арктики. Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.
- Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1967.
- Богданов А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1968.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1967.
- Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 12, 1965.
- Варданыц Л. А. (глав. ред.) Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы, м-б 1 : 2 500 000, ГУГК, 1966.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1963.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1965.
- Гестил Г. Континенты и мобильные пояса в свете определений абсолютного возраста. В кн. «Тр. Междунар. геол. конгр.», вып. 1, Изд-во иностр. лит., 1963.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. В сб. «Междунар. геол. конгресс. Докл. сов. геол., XXII сессия. Проблема 4. Деформации пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Зноско Е. Строение фундамента внекарпатской части Польши. Сов. геология, № 2, 1964.
- Зандер В. Н., Томашунас Д. И., Берковский А. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Изд-во «Недра», 1964.
- Кельбель Г. Строение фундамента Польско-Германской низменности. В кн. «Тектоника Европы», Изд-во «Наука», 1964.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Кинг Ф. Тектоническая карта Северной Америки. В кн. «Тектонические карты континентов», Изд-во «Наука», 1967.
- Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии. Геология и геофизика, № 7, 1962.
- Кратц К. О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит. В кн. «Тектоника Европы», Изд-во «Наука», 1964.
- Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев В. С. Докембрий Воронежской антеклизы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 12 (5), 1967.
- Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1966.
- Неволин Н. В., Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В., Ртищева В. Ф., Серова А. Д. Основные черты строения фундамента Восточно-

- Европейской платформы. В сб. «Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5». Изд-во «Наука», 1968.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Савинский К. А. Некоторые особенности древнего структурного плана южной части Сибирской платформы. Сов. геология, № 2, 1964.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. Сов. геология, № 4, 1965.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. Всес. н.-и. ин-та геофизики, вып. 5, 1958.
- Фотиади Э. Э. (гл. редактор) Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока, м-б 1:10 000 000, ГУГК, 1965.
- Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. В кн. «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке», Изд-во «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Шоу Е. В. Канадские скалистые горы, их положение во времени и в пространстве. В кн. «Кордильеры Америки», Изд-во «Мир», 1967.
- Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Виллийской впадины. Изд-во «Наука», 1964.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. В сб. «Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 9. Гондвана», Изд-во «Наука», 1964.
- Bhattacharyy R. K., Morley L. W. The delineation of crustal magnetic bodies from total field aeromagnetic anomalies. J. Geomagn., Geoelectric. v. 17, No. 3, 4, 1965.
- Engel A. E. J. Geologic evolution of North America. Science, v. 140, No. 3565, 1963.
- Goldich S. S., Muehlberger W. R., Liddiak E. G. Geochronology of the Mid-continent region, United States. J. Geophys. Res. v. 71, No. 22, 1966.
- Lauterbach R. Geomagnetische aufschluss-verfahren in Dienste der Geologie. Sonderdruck aus Geomagnetismus und Aeronomie, band III, kapital 13, VEB Deutscher verlag der Wissenschaften, 1959.
- Rudman A. J., Summerson C. H., Hinze W. J. Geology of basement in midwestern United States. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 49, No 7, 1965.
- Stockwell C. H. Structural trends in Canadian Shield. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 49, No 7, 1965.
- Wilson J. Tuzo. Geophysics and continental growth. Amer. Scientist, v. 47, No. 1, 1959.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
25 апреля 1968 г.

УДК 551.241+550.341

Н. К. БУЛИН

О ПРИРОДЕ ПОЛОГИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ

Рассматривается природа пологозалегающих преломляющих и отражающих границ, выделяемых по сейсмическим данным в коре континентов на глубинах 1—40 км. Обсуждаются представления о природе границ, базирующиеся на геологическом подходе. Указывается на необходимость комплексного анализа данных геофизики и глубокого бурения, поскольку процессы преобразования вещества глубоких недр отражаются на упругих и иных физических параметрах горных пород. Высказано предположение о существовании общих причин, приведших к возникновению пологих сейсмических границ и к резкому уменьшению на тех же уровнях избыточной намагниченности горных пород.

К настоящему времени, благодаря широкому применению сейсмических и детальных сейсмологических исследований, накоплен огромный экспериментальный материал, позволяющий судить о структуре земной коры в пределах различных регионов СССР. Наиболее точные количественные представления о глубине залегания и рельефе преломляющих и отражающих сейсмических границ получены по данным сейсморазведки и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в их различных модификациях. Результаты сейсмометрических исследований широко используются геологами и наряду с данными глубокого бурения являются основой при комплексной интерпретации всей совокупности геолого-физических материалов, несущих информацию о строении глубинных зон земной коры. В связи с этим вопрос о природе сейсмических разделов приобретает первостепенное значение.

Что касается сейсмических горизонтов, выделяемых в осадочном покрове плит и платформ на глубинах до 3—4 км, то эти границы в большинстве случаев совпадают с поверхностями литолого-стратиграфических комплексов пород и, таким образом, имеют вполне ясный геологический смысл. Гораздо сложнее обстоит вопрос с преломляющими и отражающими горизонтами, выделяемыми по данным сейсморазведки, ГСЗ и детальной сейсмологии внутри консолидированной земной коры континентов¹ на глубине 1—40 км и более от поверхности складчатого или кристаллического фундамента. Эти границы в первом приближении можно подразделить на две основные группы. Сейсмические границы первого типа, прослеживаемые преимущественно в верхней части консолидированной коры на глубинах до 10 км ниже ее поверхности, имеющие обычно крутые углы падения, отражают ее складчатое и блоковое строение. Широкое распространение таких границ установлено по данным сейсморазведки, в частности в северо-восточной части Балтийского щита (Литвиненко, Ленина, 1968). Сейсмические границы второго типа характеризуются пологим, слабеволнистым залеганием,

¹ Здесь и в дальнейшем под консолидированной земной корой понимается толща геологических образований, залегающих между поверхностью складчатого или кристаллического фундамента и границей Мохоровичича.

прослеживаются на многие десятки километров и указывают на расслоение земной коры по упругим свойствам в вертикальном направлении. Эти сейсмические разделы, создающие облик макрослоистости земной коры и верхней части мантии, и являются предметом рассмотрения настоящей статьи.

Реальность пологозалегающих сейсмических разделов, косвенно подтверждаемая данными гравиметрии и магнитометрии, едва ли может быть поставлена под сомнение. Как отмечает А. А. Борисов (1967), достаточно дробная горизонтальная расслоенность отдельных блоков земной коры «одинаково характерна как для альпийских геосинклинальных областей, так и областей палеозойской складчатости, в том числе и претерпевших тектоническую активизацию, и, наконец, для докембрийских платформ» (стр. 40). Участки, где такая расслоенность не установлена, являются скорее исключением, чем правилом.

Сейсмические границы как первого, так и второго типа имеют, хотя и не вполне ясный, но определенный геологический смысл. Следует полностью согласиться с С. В. Крыловым (1967), что в земной коре нет «негеологических», «чисто физических» разделов. В связи с этим вызывает возражение использование для обозначения сейсмических разделов термина «геофизическая граница» (Афанасьев, 1967 и др.).

Целью настоящей работы является, во-первых, дать обзор основных представлений о природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре и, во-вторых, выявить на основе экспериментальных данных некоторые перспективные направления дальнейших исследований по разработке этой проблемы.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИИ О ПРИРОДЕ ПОЛОГИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Капитальная сводка работ по этому вопросу содержится в недавно вышедшей статье С. В. Крылова (1967), поэтому ниже рассмотрены в основном новые материалы, не нашедшие отражения в упомянутой работе.

Как справедливо отмечено С. В. Крыловым, в постановке и обсуждении рассматриваемого вопроса условно можно выделить физический и геологический подходы. При физическом подходе сейсмические разделы трактуются как границы фазовых превращений вещества в условиях высоких температур и давлений, либо как контакты пород, имеющих различный химический состав (Магницкий, 1965; Рахимова, 1964 и др.). Основные представления, полученные при физическом подходе, в значительной степени сформулированы на базе умозрительных заключений, зачастую не связанных с анализом конкретной, к тому же мало известной геологической ситуации в глубинных недрах Земли. Хотя подобные исследования бесспорно представляют значительный интерес, однако более перспективны, по нашему мнению, работы, основанные на геологическом подходе к анализу природы пологих сейсмических границ. Эти работы и являются предметом последующего обсуждения.

Одна из первых попыток геологического истолкования природы сейсмических границ, выявленных по материалам ГСЗ на юго-востоке Русской платформы, была сделана Э. Э. Фотиади (1958). Им, в частности, было сформулировано представление о возникновении на глубине 6—8 км «фронта внедрения основных масс», к которому и приурочена первая пологая преломляющая граница, залегающая внутри кристаллического фундамента. По данным Э. Э. Фотиади, эта пологая граница совпадает по глубине с нижней границей распространения значительных плотностных неоднородностей консолидированной коры, устанавливаемых по аномалиям силы тяжести. Последний вывод был подтвержден други-

ми исследователями, анализировавшими данным ГСЗ и гравиметрии по Балтийскому щиту и другим регионам (Клушин, Шустова, 1965; др.).

И. П. Косминская и Ю. В. Ризниченко (1963) связывают возникновение пологих сейсмических границ с существованием особых фронтов метаморфизма, развивающихся в специфических условиях земных недр и свойственных определенным, довольно узким интервалам глубин. В этой трактовке подчеркивается вторичный наложенный характер сейсмических разделов. Касаясь природы первой границы в консолидированной коре со скоростью 6,3—6,4 км/сек, выделяемой в пределах Русской платформы и Балтийского щита на 2—5 км глубже поверхности кристаллического фундамента, И. П. Косминская в более поздней работе (1966, стр. 22) отмечает, что она «вероятно, соответствует физической границе уплотнения пород под влиянием давления». По мнению И. П. Косминской, аналогичную природу имеет и первая от земной поверхности слаболомистая сейсмическая граница, фиксируемая на глубинах 3—5 км в консолидированной коре горных областей.

Представления о метаморфической природе сейсмических разделов поддерживают и ряд других советских исследователей. Так, Н. И. Халевин и И. Ф. Таврин (1965) по данным сейсморазведки и материалам изучения плотности образцов керна скважин в районе Нижнего Тагила (Урал) выявили существование скачка плотности и скорости на глубине 0,5 км. Соответствующая сейсмическая граница, занимающая резко несогласное, секущее положение по отношению к складчатой структуре палеозойского фундамента, предположительно связывается ими с различиями в степени метаморфизма пород. И. В. Литвиненко (1963) отмечает, что спокойно залегающие сейсмические границы, установленные по данным ГСЗ на Балтийском щите, являются наложенными и своим возникновением обязаны процессам регионального метаморфизма. Представления о преобладающем значении процессов метаморфической дифференциации вещества при формировании глубинных сейсмических границ развивают В. В. Белоусов (1965), В. В. Жданов (1966), А. А. Борисов (1967) и многие другие исследователи. Например, рассматривая возможную природу поверхности Конрада в северо-восточной части Балтийского щита, В. В. Жданов (1966) указывает, что последняя является «зоной раздела физико-химической устойчивости определенных минеральных ассоциаций». И далее: «... выше ее в стабильном состоянии находятся кали-натровые алюмосиликаты и свободный кремнезем, ниже — стабильной ассоциацией являются кальциевые, железо-магнезиальные алюмосиликаты и силикаты» (стр. 56). В синтезированном виде представления упомянутых выше исследователей приведены в работе А. А. Борисова (1967). Он указывает, что горизонтальная расслоенность земной коры «определяется поверхностями, которые соответствуют фронтам мигматизации, гранитизации, базальтификации, как правило, связанным со специфическими явлениями глубинного метаморфизма» (стр. 43).

Существенно иная трактовка сейсмических разделов была дана Ю. Н. Годиным (1962). В виде предположения он указывал, что «значительное число выделяемых сейсмических границ являются, по-видимому, «геологическими» границами несогласий отдельных комплексов» (стр. 72), т. е. по существу основывался на признании структурного характера сейсмических разделов. Аналогичного взгляда придерживались Д. Н. Казанли, А. А. Попов и А. Н. Антоненко (1959), анализируя природу первой от поверхности сейсмической границы в консолидированной коре на территории Центрального Казахстана, которую они связывали с кровлей нижнепалеозойских образований. Представления о структурном значении пологих сейсмических разделов наиболее последовательно развиты в работах И. А. Резанова (1962 и др.). Он считает, что сейсмические горизонты приурочены к границам разновозрастных структурных этажей древних метаморфических комплексов пород. В основу этой трак-

товки положено близкое соответствие мощностей толщ земной коры, заключенных между пологими сейсмическими границами, и мощностей отдельных комплексов пород по геологическим данным, что установлено И. А. Резановым, в частности, на профиле ГСЗ Магадан — Колыма.

Особняком стоит группа гипотез, трактующих слоистость консолидированной коры, как совокупность наложенных структурных (тектонических) границ. Согласно А. В. Пейве, в земной коре существуют многочисленные тангенциальные (горизонтальные) поверхности скольжения, к уровню которых приурочено изменение физических свойств горных пород. В связи с этим он отмечает: «Вполне возможно, что поверхность Мохоровичича..., а также поверхность Конрада и все другие аналогичные поверхности имеют тектоническое, структурное значение. Каждая из них не является сплошной непрерывной поверхностью, а представляет сложную и мощную тектоническую зону, в которой отдельные поверхности скалывания, скольжения и течения масс могут кулисообразно заходить одна за другую» (Пейве, 1961, стр. 39). В. И. Богданов (1967) указывает, что в результате интенсивных блоковых движений образуются системы макро- и микропоровых пространств, которые в процессе динамических воздействий локализуются в системы горизонтальных «прослоев», приуроченных к дискретным интервалам глубин. Таким образом, слоистость коры, по В. И. Богданову, обусловлена образованием качественно новых структурных и текстурных форм вещества в специфических условиях земных недр.

Рассмотренной группе гипотез довольно близко соответствуют концепции, объясняющие природу сейсмических границ изменением физического состояния пород под действием нагрузки лежащих выше толщ. Так, Г. Д. Афанасьев (1967, стр. 16) указывает, что «субпараллельность геофизических границ свидетельствует о том, что геофизическая стратификация вызвана изменением физических свойств гетерогенной среды под влиянием возрастающей с глубиной нагрузки вышележащих толщ». Представления Г. Д. Афанасьева конкретизированы и развиты в работе Д. Ю. Мочернюка и М. Н. Мельничука (1969). Произведенные ими расчеты, основанные на положениях теории упругости и механики сплошных средств, показали, что в консолидированной коре континентов могут существовать четыре теоретические границы разделов, соответствующие глубинам 0,8; 1,9; 16—20 км (имеет расплывчатый характер) и 37 км.

В работе Н. Б. Дортман и М. Ш. Магида (1968) природа слоистости коры объясняется в связи с установленным ими фактом сильной зависимости упругих свойств образцов скальных пород от степени заполнения водой поровых пространств. По мнению этих исследователей, граница М, по-видимому, регистрирует увеличение упругости среды, вследствие изменения фазового состояния воды при достижении критической температуры. Что касается других сейсмических горизонтов, то они могут быть связаны с изменением содержания и фазового состояния воды.

Заканчивая рассмотрение различных гипотез, трактующих с геологических позиций природу пологих сейсмических границ, следует отметить интересную работу В. И. Лебедева и В. М. Силицына (1968), затрагивающую исследуемую нами проблему. Упомянутые авторы пишут, что «сейсмический раздел Конрада... помимо своего геофизического значения является также важнейшей геознергетической границей внутри Земли и границей, до которой распространяется круговорот вещества, действующий на базе солнечной энергии» (стр. 14).

Как видно из приведенного выше обзора, в подавляющем большинстве рассмотренных концепций пологие сейсмические разделы трактуются как наложенные границы, возникшие в результате вторичных процессов, сопутствующих тектогенезу. Гораздо меньшее число исследователей относят эти разделы к первичным структурным поверхностям, разграничивающим крупные этажи древних метаморфических комплексов земной

кры. Кроме того, существуют воззрения, согласно которым одни и те же сейсмические границы в пределах одного региона имеют различную природу (наложенные или первичные поверхности раздела). В частности, С. В. Крылов (1967, стр. 120) указывает, что «в конкретных условиях сейсмические границы могут иметь разную природу». Попытка обоснования этой концепции сделана им по материалам геофизических исследований вдоль профиля ГСЗ через Западно-Сибирскую низменность. В результате выдвинуто предположение, что преломляющий горизонт с граничной скоростью продольных волн $V_r = 6,2—6,6$ км/сек, лежащий на глубинах 5—11 км, в одном из районов является «метаморфической» поверхностью раздела, а в других — структурной границей. Указанный, по существу дуалистический, подход представляется недостаточно обоснованным. Во всяком случае, степень его обоснованности отнюдь не больше, чем любой другой отдельно взятой гипотезы.

Приведенный неполный перечень наиболее распространенных воззрений на природу пологих сейсмических границ свидетельствует о чрезвычайной сложности рассматриваемой проблемы, а также о том, как много предстоит еще сделать, чтобы приблизиться к правильному пониманию ее существа. Одним из ключевых является вопрос о роли и времени протекания процессов, в результате которых произошло формирование макрослоистости земной коры.

Большинство исследователей принимают, что «процессы метаморфизма и гранитизации являются основными в формировании вещества «гранитного» слоя, а может быть и более глубоких слоев континентальной земной коры» (Белусов, 1966, стр. 21). При этом предполагается, что эти процессы происходили в основном на поздних стадиях геосинклинального развития конкретных территорий, т. е. отделены от настоящего времени промежутком в несколько десятков или даже сотен миллионов лет. Вместе с тем известно, что горизонтальная расслоенность земной коры является отражением современного состояния слагающего ее вещества. Это обстоятельство создает определенные трудности при трактовке пологих сейсмических границ, как своеобразных «фронтов метаморфизма», возникших в довольно отдаленные геологические эпохи. В связи с изложенным выше необходимо отметить крайнюю важность всестороннего учета всех проявлений новейшего и современного тектогенеза.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Ниже рассмотрены некоторые проявления современного тектогенеза, изучение которых может представить определенный интерес при дальнейшей разработке вопроса о природе границ.

1. Как показал прошедший в 1968 г. в Ленинграде Международный симпозиум по современным движениям земной коры, амплитуда вертикальной составляющей этих движений в пределах Евразии за последнее пятидесятилетие не превосходит $\pm 5—15$ мм/год и мало зависит от приуроченности к той или иной тектонической зоне. Примерно одинаковые амплитуды современных поднятий и опусканий земной поверхности зафиксированы как в сейсмоактивных областях (Гармская область Таджикистана, Апшеронский полуостров и др.), так и в пределах относительно стабильных участков коры (Русская платформа, Балтийский щит и др.).

Что касается современных горизонтальных движений, то последние изучены очень слабо. В работе А. Г. Бондарука и др. (1968) приведены некоторые данные по этому вопросу, относящиеся к району Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Основные выводы авторов следующие.

товки положено близкое соответствие мощностей толщ земной коры, заключенных между пологими сейсмическими границами, и мощностей отдельных комплексов пород по геологическим данным, что установлено И. А. Резановым, в частности, на профиле ГСЗ Магадан — Колыма.

Особняком стоит группа гипотез, трактующих слоистость консолидированной коры, как совокупность наложенных структурных (тектонических) границ. Согласно А. В. Пейве, в земной коре существуют многочисленные тангенциальные (горизонтальные) поверхности скольжения, к уровню которых приурочено изменение физических свойств горных пород. В связи с этим он отмечает: «Вполне возможно, что поверхность Мохоровичича..., а также поверхность Конрада и все другие аналогичные поверхности имеют тектоническое, структурное значение. Каждая из них не является сплошной непрерывной поверхностью, а представляет сложную и мощную тектоническую зону, в которой отдельные поверхности скалывания, скольжения и течения масс могут кулисообразно заходить одна за другую» (Пейве, 1961, стр. 39). В. И. Богданов (1967) указывает, что в результате интенсивных блоковых движений образуются системы макро- и микропоровых пространств, которые в процессе динамических воздействий локализуются в системы горизонтальных «прослоев», приуроченных к дискретным интервалам глубин. Таким образом, слоистость коры, по В. И. Богданову, обусловлена образованием качественно новых структурных и текстурных форм вещества в специфических условиях земных недр.

Рассмотренной группе гипотез довольно близко соответствуют концепции, объясняющие природу сейсмических границ изменением физического состояния пород под действием нагрузки лежащих выше толщ. Так, Г. Д. Афанасьев (1967, стр. 16) указывает, что «субпараллельность геофизических границ свидетельствует о том, что геофизическая стратификация вызвана изменением физических свойств гетерогенной среды под влиянием возрастающей с глубиной нагрузки вышележащих толщ». Представления Г. Д. Афанасьева конкретизированы и развиты в работе Д. Ю. Мочернюка и М. Н. Мельничука (1969). Произведенные ими расчеты, основанные на положениях теории упругости и механики сплошных сред, показали, что в консолидированной коре континентов могут существовать четыре теоретические границы разделов, соответствующие глубинам 0,8; 1,9; 16—20 км (имеет расплывчатый характер) и 37 км.

В работе Н. Б. Дортман и М. Ш. Магида (1968) природа слоистости коры объясняется в связи с установленным ими фактом сильной зависимости упругих свойств образцов скальных пород от степени заполнения водой поровых пространств. По мнению этих исследователей, граница М, по-видимому, регистрирует увеличение упругости среды, вследствие изменения фазового состояния воды при достижении критической температуры. Что касается других сейсмических горизонтов, то они могут быть связаны с изменением содержания и фазового состояния воды.

Заканчивая рассмотрение различных гипотез, трактующих с геологических позиций природу пологих сейсмических границ, следует отметить интересную работу В. И. Лебедева и В. М. Силицына (1968), затрагивающую исследуемую нами проблему. Упомянутые авторы пишут, что «сейсмический раздел Конрада... помимо своего геофизического значения является также важнейшей геознергетической границей внутри Земли и границей, до которой распространяется круговорот вещества, действующий на базе солнечной энергии» (стр. 14).

Как видно из приведенного выше обзора, в подавляющем большинстве рассмотренных концепций пологие сейсмические разделы трактуются как наложенные границы, возникшие в результате вторичных процессов, сопутствующих тектогенезу. Гораздо меньшее число исследователей относят эти разделы к первичным структурным поверхностям, разграничивающим крупные этажи древних метаморфических комплексов земной

кры. Кроме того, существуют воззрения, согласно которым одни и те же сейсмические границы в пределах одного региона имеют различную природу (наложенные или первичные поверхности раздела). В частности, С. В. Крылов (1967, стр. 120) указывает, что «в конкретных условиях сейсмические границы могут иметь разную природу». Попытка обоснования этой концепции сделана им по материалам геофизических исследований вдоль профиля ГСЗ через Западно-Сибирскую низменность. В результате выдвинуто предположение, что преломляющий горизонт с граничной скоростью продольных волн $V_r = 6,2—6,6$ км/сек, лежащий на глубинах 5—11 км, в одном из районов является «метаморфической» поверхностью раздела, а в других — структурной границей. Указанный, по существу дуалистический, подход представляется недостаточно обоснованным. Во всяком случае, степень его обоснованности отнюдь не больше, чем любой другой отдельно взятой гипотезы.

Приведенный неполный перечень наиболее распространенных воззрений на природу пологих сейсмических границ свидетельствует о чрезвычайной сложности рассматриваемой проблемы, а также о том, как много предстоит еще сделать, чтобы приблизиться к правильному пониманию ее существа. Одним из ключевых является вопрос о роли и времени протекания процессов, в результате которых произошло формирование макрослоистости земной коры.

Большинство исследователей принимают, что «процессы метаморфизма и гранитизации являются основными в формировании вещества «гранитного» слоя, а может быть и более глубоких слоев континентальной земной коры» (Белусов, 1966, стр. 21). При этом предполагается, что эти процессы происходили в основном на поздних стадиях геосинклинального развития конкретных территорий, т. е. отделены от настоящего времени промежутком в несколько десятков или даже сотен миллионов лет. Вместе с тем известно, что горизонтальная расслоенность земной коры является отражением современного состояния слагающего ее вещества. Это обстоятельство создает определенные трудности при трактовке пологих сейсмических границ, как своеобразных «фронтов метаморфизма», возникших в довольно отдаленные геологические эпохи. В связи с изложенным выше необходимо отметить крайнюю важность всестороннего учета всех проявлений новейшего и современного тектогенеза.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Ниже рассмотрены некоторые проявления современного тектогенеза, изучение которых может представить определенный интерес при дальнейшей разработке вопроса о природе границ.

1. Как показал прошедший в 1968 г. в Ленинграде Международный симпозиум по современным движениям земной коры, амплитуда вертикальной составляющей этих движений в пределах Евразии за последнее пятидесятилетие не превосходит $\pm 5—15$ мм/год и мало зависит от приуроченности к той или иной тектонической зоне. Примерно одинаковые амплитуды современных поднятий и опусканий земной поверхности зафиксированы как в сейсмоактивных областях (Гармская область Таджикистана, Апшеронский полуостров и др.), так и в пределах относительно стабильных участков коры (Русская платформа, Балтийский щит и др.).

Что касается современных горизонтальных движений, то последние изучены очень слабо. В работе А. Г. Бондарука и др. (1968) приведены некоторые данные по этому вопросу, относящиеся к району Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Основные выводы авторов следующие.

Пункты триангуляционной сети испытывают горизонтальные смещения, величина которых за двадцатилетний период (1929—1950 гг.) превосходит вероятные ошибки их определений. Векторы смещения пунктов триангуляции располагаются закономерно и указывают, в первом приближении, на существование правого сдвига со сжатием. Полученные результаты объясняют природу значительных напряжений, наблюдающихся в горных выработках Криворожского бассейна.

2. Исследования динамических параметров очагов землетрясений, происшедших на территории СССР и в других районах земного шара, показывают, что наибольшее относительное сжатие, либо наибольшее относительное растяжение ориентированы параллельно горизонтальной плоскости и — в подавляющем большинстве областей — перпендикулярно простиранию тектонических структур (Балакина и др., 1967).

3. В консолидированной земной коре континентов существуют интенсивные внутренние напряжения, возникновение которых связано либо с процессами формирования горных пород, либо с неотектоническими и современными процессами. Ввиду новизны этого вопроса и крайне ограниченного числа публикаций он будет рассмотрен более подробно несколько позднее.

4. В пределах Таджикской депрессии, Памира и в некоторых других регионах Запада и Юго-Востока Средней Азии, изучавшихся ВСЕГЕИ детальными сейсмологическими исследованиями в течение 1956—1966 гг., зачастую отмечается локализация значительного числа гипоцентров землетрясений на уровне пологих сейсмических границ, в особенности поверхности M (рис. 1). Сходная зависимость несколько ранее была установлена Д. Н. Рустановичем (1957) для Ашхабадского сейсмоактивного района. Им, в частности, отмечено, что зона наибольшей плотности очагов слабых землетрясений приурочена к поверхности палеозойских отложений. Следует, однако, учитывать, что намечающаяся в некоторых районах связь распределения очагов землетрясений и пологих сейсмических границ не имеет повсеместного проявления и касается, по-видимому, в основном слабых землетрясений с энергией $\leq 10^{12}$ Дж. По данным исследований автора статьи, в пределах Памиро-Гиндукушской зоны глубокофокусных землетрясений на глубинах 80—250 км сейсмологическими наблюдениями не установлено четких преломляющих границ. Не исключено, что эта особенность глубинного разреза находится в непосредственной связи с существованием здесь большого числа достаточно сильных землетрясений с энергией 10^{12} — 10^{13} Дж и более.

Рассмотрим теперь более подробно имеющиеся данные о распределении в верхней части консолидированной коры поля тектонических напряжений, при этом будем касаться только инструментальных измерений, производившихся методом разгрузки. К настоящему времени инструментальные измерения тектонической компоненты горного давления, общим числом свыше 15 000 отдельных определений произведены более чем в 40 различных участках на территории СССР (Кольский полуостров, Саяны и др.), стран Скандинавии, Египта, Австралии, Ирана, Португалии, Британской Колумбии и других странах. При этом подавляющая часть определений относится к территории Балтийского щита.

По данным измерений тектонических напряжений, производившихся на 17 рудниках Швеции, Норвегии и Финляндии, установлены следующие основные закономерности (Хаст, Нильсон, 1967; Hast, 1967; Прочухан, 1966, и др.):

а) верхние участки земной коры, сложенные кристаллическими породами, испытывают сильное сжатие на всех уровнях, начиная от земной поверхности до глубины по крайней мере 1000 м;

б) сумма горизонтальных главных напряжений $\sigma_1 + \sigma_2$ у земной поверхности равна 160—180 кг/см² и нарастает с глубиной, достигая 1000 кг/см² на глубине 1000 м (рис. 2);

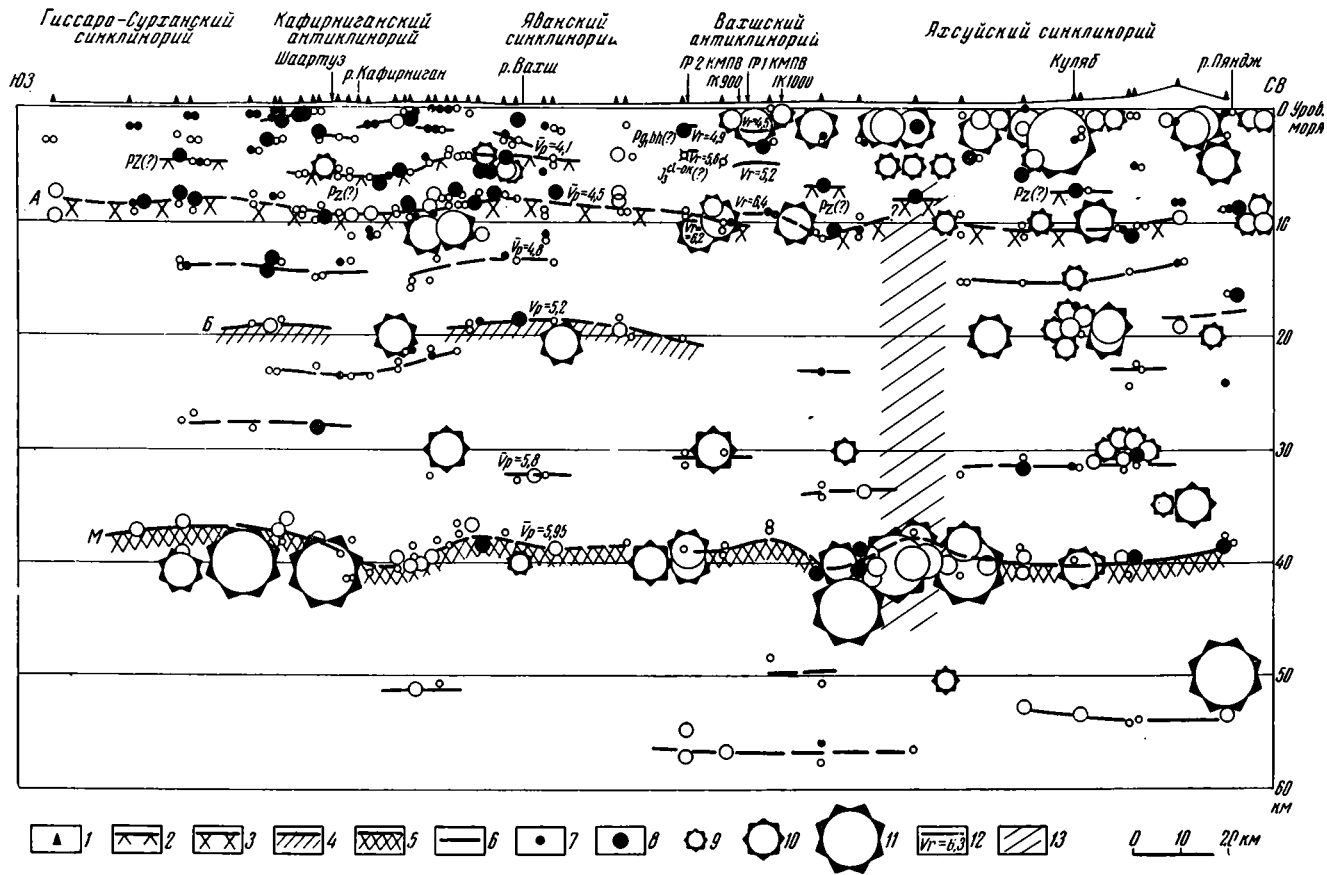


Рис. 1. Глубинный сейсмо-геологический разрез через Таджикскую депрессию. Составили Н. К. Булин, Е. А. Проняева и Е. Я. Рабинович по данным обменных преломленных волн PS и SP от далеких и близких землетрясений, 1967 г.

1 — пункты регистрации землетрясений; 2—6 — границы обмена (преломляющие горизонты) по обменным волнам; 2 — предположительная поверхность дорэзского (?) фундамента, 3 — горизонт А в «границе-метаморфическом» слое, 4 — поверхность Конрада, 5 — поверхность Мохоровичича, 6 — прочие горизонты земной коры и верхней мантии; 7 — 8 — отметки глубин границ обмена, соответственно: 7 — по обменным волнам средней и малой интенсивности, 8 — то же повышенной интенсивности (полые кружки — неуверенные определения глубин); 9—11 — гипоцентры землетрясений (данные Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР с энергией упругих волн в очаге: 9 — 10^5 — 10^6 дж, 10 — 10^6 — 10^9 дж, 11 — 10^{11} — 10^{12} дж); 12 — преломляющие горизонты по сейсморазведке КМТВ и соответствующие им значения граничной скорости (V_p) продольных волн, км/км/сек (Старобинец, 1967); 13 — зона глубинного разлома, предполагаемого по обменным волнам; V_p — средняя скорость продольных волн в среде выше границы обмена, км/сек

в) горизонтальные главные напряжения в несколько раз больше вертикального давления, обусловленного собственным весом породы;

г) горизонтальная составляющая напряжений почти всегда больше вертикальной и лишь в редких случаях приближается к ней (этот вывод основан на измерениях, произведенных в различных частях земного шара);

д) горизонтальные главные напряжения редко равны между собой, а их отношение колеблется в пределах 0,15—0,6, что говорит о существовании анизотропии пород в латеральном направлении;

е) поле напряжений в горных массивах содержит очаговые аномалии, образование которых связано с современной или уже угасшей тектонической жизнью отдельных тектонических зон или отдельных интервалов разреза.

Сходные с рассмотренными закономерности установлены И. А. Турчаниновым и Г. А. Марковым (1966) при анализе поля напряжений на

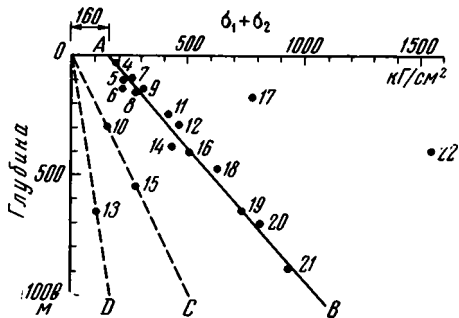


Рис. 2. Изменение горизонтальных напряжений в кристаллических породах в зависимости от глубины залегания, по измерениям в рудниках Скандинавии

АВ — осредненная зависимость от глубины суммы горизонтальных главных напряжений $\sigma_1 + \sigma_2$ по экспериментальным данным, ОД — измененные напряжения в случае, если бы они были обусловлены гравитационными силами при коэффициенте Пуассона $\mu = 0,25$; ОС — то же при $\mu = 0,5$. Цифры на графике соответствуют точкам наблюдений напряжений. Рисунок заимствован из работы Д. П. Прохухана (1966)

Хибинских апатитовых рудниках. Ими, в частности, отмечено, что при сравнительно небольшой глубине горных выработок (несколько сотен метров) замеренные напряжения в отдельных случаях достигают 1600—1800 кг/см². По мнению этих исследователей, описанные явления указывают на возможность существования больших по площади и глубине зон, в пределах которых в настоящее время происходит процесс накопления тектонических напряжений. Инструментальные измерения тектонических напряжений, произведенные на железорудных и каменноугольных месторождениях в Горной Шории и южной части Кузбасса, показали, что в нетронутым массиве горных пород горизонтальная составляющая напряжений в 1,5—2 раза больше вертикальной в (Егоров

и др., 1968). При этом в зонах тектонических нарушений «установлены области повышенных напряжений с коэффициентом концентрации в них от 2 до 7» (стр. 49).

По представлениям Н. Хаста (Hast, 1967), поле тектонических напряжений в консолидированной земной коре имеет глобальный характер и отражает процесс постепенного сокращения (сморщивания) Земли. В настоящее время, по мнению Н. Хаста, оно является одной из важнейших причин таких явлений, как землетрясения, современные поднятия и опускания земной поверхности и др.

Необходимо подчеркнуть, что высокая тектоническая напряженность скальных горных пород в их естественном залегании характерна как для щитов платформ, так и для складчатых областей (Урал, Альпы, Казахстан, Саяны и др.). Она проявляется в виде стреляния пород, горных ударов, внезапных выбросов газа и других явлений, сопутствующих релаксации тектонических напряжений. Хотя описанные явления были известны много десятилетий тому назад, однако их тектоническая обусловленность, а также огромный масштаб вызывающих их упругих сил стали очевидными лишь в самые последние годы. Можно предполагать, что напряженно-деформированное состояние горных пород оказывает существенное влияние на изменение их плотности, пористости и, соответ-

ственно, упругих свойств. В качестве примера можно сослаться на результаты исследований Б. А. Осиповой (1967), выполненных на Нахичеванском соляном руднике. Ею показано, что скорость продольных сейсмических волн уменьшается на участках, характеризующихся интенсивным проявлением горного давления, и увеличивается при незначительном его действии.

Совершенно очевидно, что тектоническая напряженность горных пород должна учитываться при попытках объяснить субгоризонтальную слоистость земной коры. При этом необходимо принимать во внимание **известные факты о преобладающем значении горизонтальной составляющей в современном поле упругих напряжений.** В свете последнего замечания интересна трактовка природы пологих преломляющих горизонтов, установленных в отдельных блоках Украинского кристаллического щита на сравнительно небольших глубинах (1—4 км). Согласно представлению В. Б. Соллогуба (1967, стр. 10), «такого типа структуры возникли при горизонтальном действии тектонических напряжений и горизонтальном проскальзывании слоев друг относительно друга». Мнение о возможном влиянии горизонтальных подвижек в земной коре на формирование пологих сейсмических границ еще ранее высказывал Ю. Н. Годин (1962).

О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Приведенные выше данные о характере отдельных проявлений современного тектогенеза (преобладание горизонтальной составляющей напряжений над вертикальной как в сейсмоактивных, так и в асейсмичных областях, приуроченность в некоторых районах зон скоплений гипоцентров к пологим сейсмическим границам, наличие горизонтальных перемещений самых верхних участков консолидированной коры) заставляют более внимательно отнестись к представлениям А. В. Пейве о тектонической природе субгоризонтальных сейсмических разделов. Естественно, что это отнюдь не исключает необходимость дальнейшей разработки других конкурирующих гипотез, поскольку вопрос о природе сейсмических разделов еще далек от своего разрешения. Можно надеяться, что большой прогресс в разработке этой сложной проблемы будет достигнут после проходки сверхглубоких скважин.

В настоящее время одной из важнейших задач в этой области является комплексная интерпретация данных геофизики и бурения. При этом необходимо учитывать, что процессы преобразования вещества земной коры, в результате которых сформировались пологие сейсмические границы, несомненно отразились не только на упругих, но и на других константах горных пород. В частности, можно предполагать существование общих причин, которые привели, с одной стороны, к возникновению в верхних участках консолидированной коры пологих сейсмических границ, и, с другой, к резкому уменьшению на тех же уровнях избыточной намагниченности горных пород. Основанием для этого предварительного вывода является близкое соответствие глубин залегания нижних кромок намагниченных образований и горизонтов интенсивного обмена, установленное, например, на Алтае (рис. 3). Как видно на разрезе, линия, осредняющая нижние кромки, примерно совпадает с преломляющим горизонтом, отнесенным условно к поверхности додевонского (?) фундамента. Подобные примеры соответствия данных сейсмических и сейсмологических исследований, касающиеся не только нижних, но и верхних кромок намагниченных образований, приведены в работах Л. В. Булиной (1961), А. А. Борисова (1967), С. В. Крылова (1967) и других исследователей.

Можно также предполагать, что резкое уменьшение избыточной намагниченности пород на определенных интервалах глубинного разреза, приводящее к появлению так называемых нижних кромок, может быть связано не с возрастанием температуры среды выше точки Кюри, как это

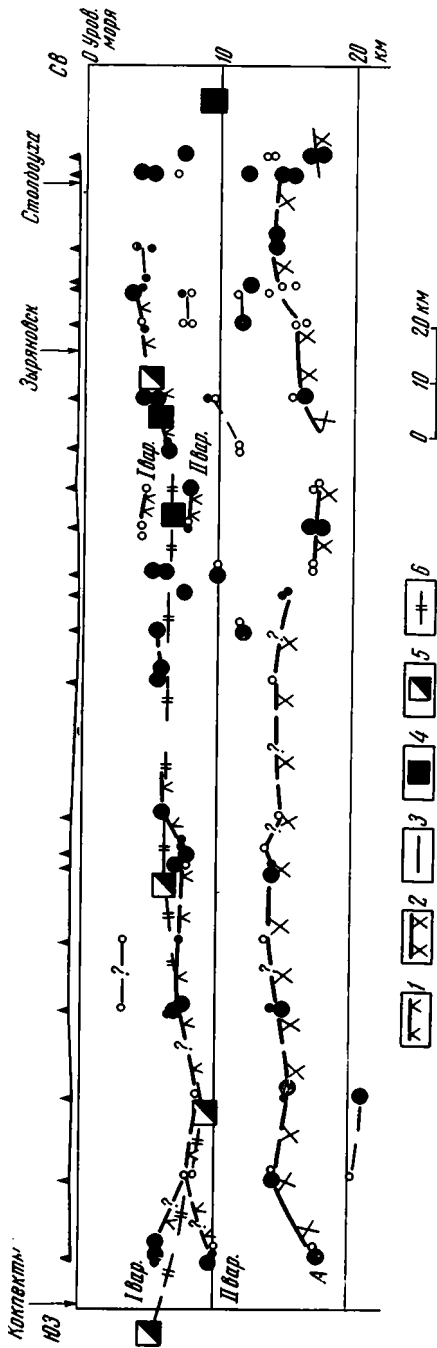


Рис. 3. Сопоставление результатов сейсмологических исследований на Алтае с данными расчетов глубин нижних кромок на магнитных тел (составили Н. К. Булин и Л. В. Булина, 1967).

Вертикальный масштаб сейсмо-геологического разреза в 2,5 раза крупнее горизонтального. 1—предположительно поверхность додевонского (?) фундамента по обменным волнам PS от землетрясений; 2—горизонт А в «сравнительно-метаморфическом» слое; 3—прочие границы раздела по волнам PS землетрясений; 4, 5—нижние кромки намагнитенных образований при удалении точек расчета от профиля менее 30 км (4) и 30–60 км (5); 6—линия, осредняющая нижние кромки. Остальные обозначения см. на рис. 1

ческого баланса хотя бы ведущих тектонических процессов, протекавших в различные геологические эпохи. А такой анализ, при всей его сложности, крайне необходим, поскольку не исключено, что для формирования сейсмических разделов достаточно сравнительно небольших энергий, которые присущи, в частности, новейшему или даже современному этапам тектогенеза. Таким образом, как уже отмечалось, одной из важнейших задач в проблеме выяснения природы сейсмических границ является всесторонний учет основных факторов новейшего и современного текто-

считает большинство исследователей (Пучкова, Ладынин, 1965; и др.), а напряженно - деформированному состоянию горных пород. Не развивая этот тезис, отметим, что возможность такого объяснения природы «нижних кромок» вытекает из результатов лабораторных и полевых исследований, которыми установлена связь магнитных свойств горных пород с распределением напряжений (Грабовский, Пархоменко, 1963; Туезов и др., 1967; Беленицкая, Тюремнов, 1968; др.).

Как мы указывали, по мнению большинства исследователей, пологие сейсмические границы в консолидированной земной коре обусловлены процессами метаморфической дифференциации, протекавшими на геосинклинальном этапе развития конкретных территорий. Представления о приоритете указанных выше процессов в общем комплексе явлений, приводящих к формированию и становлению пологих сейсмических границ, базируются на том положении (кажущемся априорным), что эти процессы в отношении их энергетического уровня значительно превосходили такие в платформенный этап развития. Между тем это исходное предположение совсем не подкрепляется количественным анализом энергетического

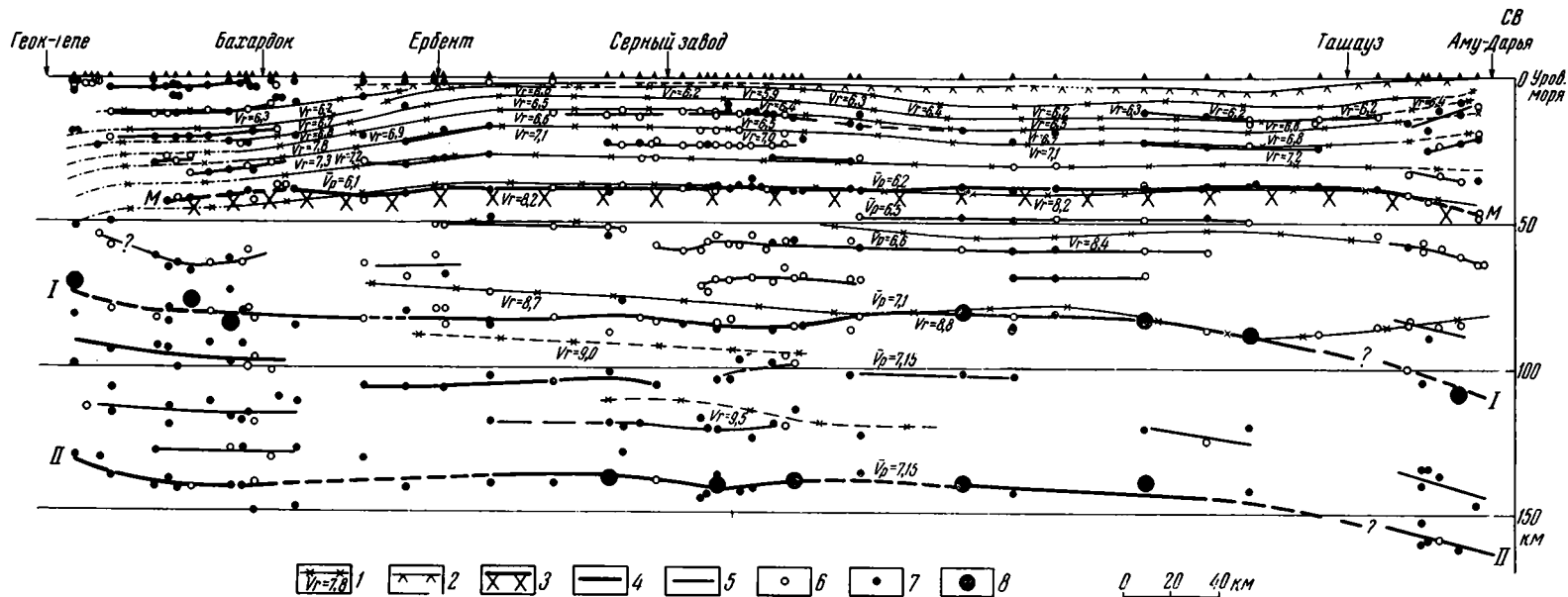


Рис. 4. Сейсмический разрез земной коры и верхней части мантии через Центральную Туркмению. Составлен по данным ГСЗ (Рябой, 1966) и наблюдениям обменных преломленных волн типа PS от землетрясений (Н. К. Булин, Е. А. Проняева, 1969) с привлечением результатов сейсморазведки КМРВ

1 — преломляющие и отражающие горизонты по данным ГСЗ; 2 — поверхность палеозойского (?) складчатого фундамента по данным сейсморазведки; 3—5 — границы обмена (преломляющие горизонты по данным обменных волн, соответственно: 3 — поверхность Мохоровичича, 4 — границы интенсивного обмена, 5 — прочие границы обмена; 6—8 — отметки глубины залегания границ обмена: 6 — по данным волн PS малой интенсивности; 7 — то же средней интенсивности, 8 — то же большой интенсивности. I и II — маркирующие границы в верхней мантии по обменным волнам. Остальные обозначения см. на рис. 1

генеза, в том числе нагрузки лежащих выше толщ и тектонический компонент горного давления.

В заключение отметим, что изучение природы пологих сейсмических границ должно проводиться в комплексе как для горизонтов, расположенных выше поверхности Мохоровичича, так и для границ, лежащих в верхней части мантии. Имеющиеся данные ГСЗ и детальные сейсмологические исследований (Рябой, 1966; Булин, 1964) показывают, что характер расслоения по вертикали консолидированной земной коры и верхней части мантии, по крайней мере до глубины 100—150 км, представляется во многом сходным, что можно видеть, в частности, на рис. 4. Много общего и в динамических характеристиках сейсмических волн, соответствующих этим глубинным преломляющим и отражающим границам. Таким образом, вполне допустимо предположение о том, что главные принципиальные особенности процесса формирования пологих сейсмических границ в диапазоне 5—150 км ниже поверхности складчатого или кристаллического фундамента имели много общего.

Литература

- Афанасьев Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1966.
- Афанасьев Г. Д. Проблемы магматической геологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1967.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 6, 1967.
- Беленицкая Г. А., Тюремнов В. А. О связи упругих и магнитных свойств горных пород с их напряженным состоянием. В сб. «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры». Изд-во «Наука», 1968.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геология, № 1, 1965.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Богданов В. И. О природе слоистости земной коры на северо-востоке Балтийского кристаллического щита. Докл. АН СССР, т. 174, № 1, 1967.
- Бондарук А. Г., Веселов В. Я., Курочкин П. Е., Осецкий А. И., Самарский З. Я., Тяпкин К. Ф. Изучение современных горизонтальных движений в Криворожье. В сб. «Современные движения земной коры», вып. 4, произв.-издат. комбинат ВИНТИ, 1968.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Изд-во «Недра», 1967.
- Булина Л. В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. Сов. геология, № 5, 1961.
- Булин Н. К. Строение верхней части подкорового слоя на территории Туркмении по данным обменных волн землетрясений. В сб. «Сейсмические исследования», XII раздел программы МГГ, выпуск № 6, Изд-во «Наука», 1964.
- Грабовский М. А., Пархоменко Э. И. Об изменении магнитных свойств магнетита под действием больших сжимающих напряжений. Изв. АН СССР. Серия геофиз., № 5, 1963.
- Годин Ю. Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИгеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостоптехиздат, 1962.
- Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Новые данные о скорости упругих волн в кристаллических породах и ее зависимость от влажности. Сов. геология, № 5, 1968.
- Егоров П. В., Шаманская А. Т., Аман И. П. Напряженное состояние горных пород Горной Шории и южной части Кузбасса. Тезисы докл. Всес. совещ. по механике горн. пород и горн. давл., февраль 1968 г., Новосибирск, Изд-во «Наука» СО АН СССР, 1968.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд-во «Наука», 1966.
- Казанли Д. Н., Попов А. А., Антоненко А. Н. Глубинное сейсмическое зондирование в Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 4 (169), 1959.
- Клушин И. Г., Шустова Л. Е. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметровой съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. Прикл. геофизика, вып. 41, 1965.
- Косминская И. П., Ризниченко Ю. В. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.

- Косминская И. П. Развитие основ метода глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. Автореф. докт. дис., М., 1966.
- Крылов С. В. О природе сейсмических разделов земной коры. В сб. «Региональные геофизические исследования в Сибири», Новосибирск, Изд-во «Наука» СО АН СССР, 1967.
- Лебедев В. И., Сеницын В. М. Солнечная энергия и проблема образования силалического слоя земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, т. 43 (1), 1968.
- Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 46, вып. 2, 1963.
- Литвиненко И. В., Ленина И. С. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», Изд-во «Наука», 1968.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Мочернюк Д. Ю., Мельничук М. И. Проблема бурения на верхнюю мантию. В сб. «Проблемы геологии и техники освоения сверхглубокого бурения на нефть и газ в УССР», Изд-во «Наукова Думка», 1969.
- Осипова Б. А. Результаты применения импульсного сейсмического метода измерения торного давления на Нахичеванском соляном руднике. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 10, 1967.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Прочухан Д. П. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тезисы докл. к III регион. совещ. по инженер. геологии, октябрь, 1966, Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1966.
- Пучкова Л. И., Ладынин А. В. О связи магнитных аномалий со строением земной коры в юго-восточной части Центрального Казахстана. Геология и геофизика, № 2, 1965.
- Рахимова И. Ш. Об изменении скоростей продольных волн и плотностей при фазовых и химических превращениях в недрах Земли. «Геофизич. сб. ин-та геофизики АН УССР», Изд-во «Наукова Думка», вып. 9 (11), 1964.
- Резанов И. А. О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан—Колыма. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1962.
- Рустанович Д. Н. Некоторые вопросы изучения сейсмичности Ашхабадского района. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 1, 1957.
- Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Копетдаг—Аральское море. Сов. геология, № 5, 1966.
- Соллогуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине. В сб. «Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы», Изд-во «Наука», 1967.
- Тузев И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Геотектоника, № 4, 1967.
- Турчанинов И. А., Марков Г. А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 8, 1966.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИ геофизики, вып. IV, 1958.
- Халевин Н. И., Таврин И. Ф. О субгоризонтальной слоистости верхней части земной коры на Урале. Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, № 3, 1965.
- Хаст Н., Нильсон Т. Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. В сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 4, Изд-во «Мир», 1967.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. Engineering Geology, v. 2, No. 1, 1967.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
25 ноября 1968 г.

УДК 551.244

С. С. ШУЛЬЦ

**ОБ ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИИ
В РАЗВИТИИ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ**

Структура и рельеф Земли обусловлены в основных чертах планетарной сетью трещин разного масштаба. Ими предопределяется положение разрывных и складчатых дислокаций, развивающихся с разной интенсивностью и направленностью как во времени, так и в пространстве и в той или иной мере отраженных в рельефе.

В задачу настоящей статьи не входит рассмотрение вопросов, связанных с трещиноватостью и разрывными нарушениями. Статья посвящается лишь одному из типов складчатости, играющему, по нашему мнению, главную роль в строении земной коры и устройстве ее поверхности.

1

Разные ученые под различными названиями выделяли два типа складчатости: германотипную и альпинотипную (Г. Штилле), платформенную и геосинклинальную (С. Невин), кратогенную и орогенную (Л. Кобер), складчатость основания и покрова (Е. Арган), первичную и вторичную (Е. Рейер, Е. Хаарман, Р. Ван-Беммелен) и т. д.

У нас в настоящее время также наиболее известно выделение двух типов складчатости. Они определяются или по морфологическим признакам — прерывистая и полная, или по кинематическим особенностям — глыбовая и общего смятия (В. В. Белоусов).

Указываются иногда промежуточные или переходные типы, но они не меняют основного деления.

Каждый исследователь вкладывает в выделяемые им типы складчатости свой смысл и дает им свои определения, связывая их со своими общими представлениями. Но наличие двух основных типов складчатости едва ли может встретить серьезные возражения.

Правда, и сейчас еще имеются высказывания о том, что не всякий изгиб слоев можно назвать складкой, а только достаточно крутой изгиб. С таких позиций можно говорить о «настоящей» и «ненастоящей» складчатости. Наиболее четко подобные представления излагались М. М. Тетяевым. Выделяя складчатую зону и ее платформу, М. М. Тетяев считал, что складки образуются только в складчатой зоне. А на платформе складок нет. Напоминающие складки формы, например куполовидные, складками, по мнению М. М. Тетяева, называть нельзя.

Однако в настоящее время большинство исследователей под складками понимают всякий изгиб слоев или поверхностей выравнивания, независимо от их формы, величины и происхождения. С такой точки зрения складки существуют и образуются не только в так называемой складчатой зоне, но повсеместно, в том числе и на платформе.

Имеется специальная классификация платформенных складок, где в зависимости от своей величины они подразделяются на складки разных порядков вплоть до мелких локальных складок «четвертого порядка». С другой стороны, выделяются и крупнейшие «надпорядковые» складки

типа синеклиз или еще более крупные — типа щитов (Решение совещания..., 1963). Конечно, это не альпинотипные (геосинклинальные, покровные, полные и т. д.) складки. Последние формируются главным образом в мобильных областях, в определенные этапы (фазы), сравнительно быстро, после отложения сминаемых в складки осадков (постседиментационно). Формы и характер структуры в постседиментационной (полной) складчатости зависят в значительной мере от состава сминаемых толщ.

Рассмотрение этого типа складчатости не входит в мою задачу. Это вторичная, в основном гравитационная (в широком смысле) складчатость. Она не создает основные неровности Земли, а вместе с поверхностными гравитационными явлениями и денудационными процессами ведет к выравниванию земной поверхности.

Первичный тектогенез, напротив, создает основные структуры и формы земной поверхности. Сюда относятся так называемая «платформенная», «прерывистая», «глыбовая» складчатость, «складчатость основания» и т. п. Этот тип складчатости проявляется повсеместно и постоянно. В разных геоструктурных областях и в разное время он протекает в разных формах и с разной интенсивностью. Но формирование структуры происходит здесь длительно, одновременно с седиментацией и размытием. К этому типу относится конседиментационная складчатость, формирующаяся одновременно с осадконакоплением в областях опускания (прогибания). Мощности и фациальные особенности накапливающихся осадков при конседиментационной складчатости зависят от местоположения в структуре.

Не буду останавливаться на всех особенностях конседиментационных складок. Подробная характеристика их давалась уже мной (Шульц, 1948, 1967, 1970; Шульц и Брун, 1955).

Здесь я на примере отдельной длительно прогибающейся синклинали подчеркну лишь разницу между структурным и геоморфологическим выражением различных конседиментационных складок. Разница эта зависит от целого ряда причин. В первую очередь от соотношения интенсивности тектонического прогибания синклинали ($-t$) и интенсивности седиментации (c).

Если амплитуда прогибания равна мощности аккумулирующихся осадков ($-t=c$), то происходит компенсация прогиба осадконакоплением и прогиб не получает выражения в рельефе дна водоема. Характер осадков в вертикальном разрезе остается в этом случае неизменным. Связанные с местоположением в формирующейся структуре мощности отложений полностью отражают величину прогибания синклинали (рис. 1, *a* слои 1, 2).

Если прогибание синклинали идет более интенсивно, чем осадконакопление ($-t>c$), то глубина рассматриваемого участка водоема увеличивается, осадки становятся более глубоководными, формируется микрокlastогенный трансгрессивный разрез (рис. 1, *б*, слои 3, 4). В процессе роста синклинали все время углубляющийся водоем служит ее непосредственным геоморфологическим выражением. В разрезе осадков смена их фациальных особенностей является свидетелем существовавшего во время их отложения углубляющегося водоема. Рельеф, таким образом, оказывается запечатленным в фациях, смена которых является геоморфологическим выражением конседиментационной складки. Структура ее читается непосредственно, а величина прогибания определяется мощностью осадков плюс разность конечной и исходной глубины водоема ($h-h_0$). Величина прогибания складки представляет собой структурное выражение процесса. Мощности осадков в рассматриваемом случае всегда меньше величины прогибания ($c<t$). Структурное и геоморфологическое выражение процесса складчатости развивается в одном направлении.

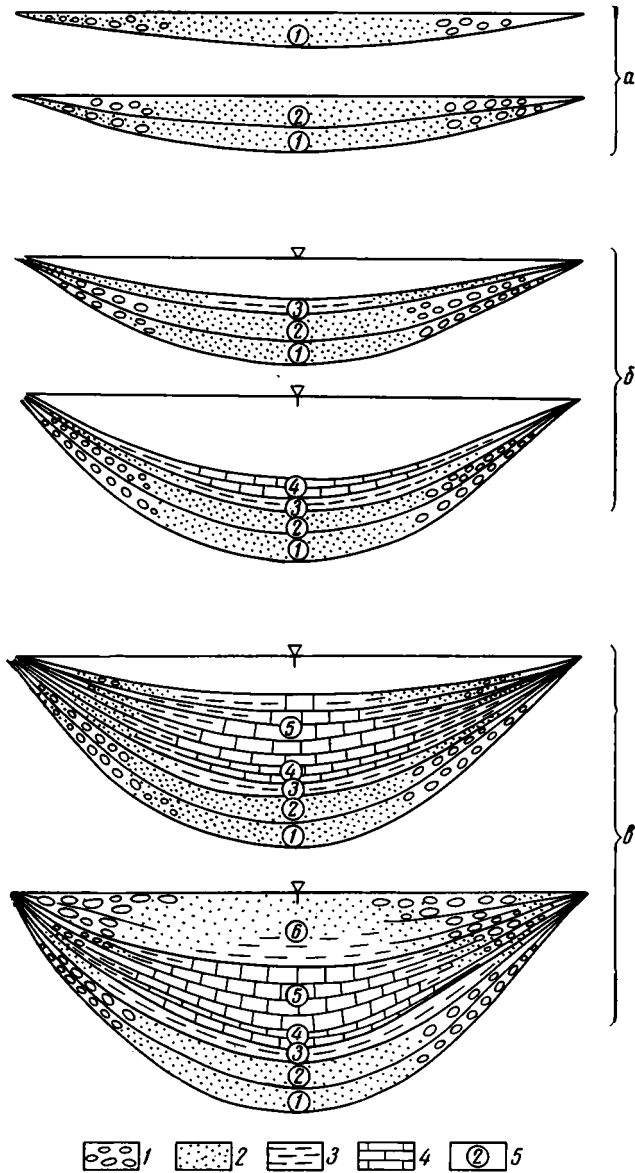


Рис. 1. Схема формирования конседиментационной синклинали

a — компенсированной осадконакоплением ($-t=c$); *б* — некомпенсированной осадконакоплением ($-t > c$; $-t=c+(h-h_0)$); *в* — избыточно компенсированной осадконакоплением ($-t < c$; $-t=c(h_0-h)$).
 1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — последовательно отлагавшиеся слои

Если прогибание синклинали идет менее интенсивно, чем осадконакопление ($-t < c$), то глубина рассматриваемого участка водоема последовательно уменьшается. Осадки становятся все более мелководными и формируется регрессивный разрез (рис. 1, *в* слои 5, 6). В данном случае структурное выражение (прогибание синклинали) идет в направлении противоположном геоморфологическому. Поверхность дна водоема повышается, и в частном случае морские осадки могут смениться континентальными отложениями аккумулятивных равнин. Мощность осадков в данном случае оказывается больше величины прогибания, для определения которой следует вычесть из мощности осадков разность исходной и конечной глубины водоема (h_0-h).

Таким образом, конседиментационная складчатость, длительно формируя структуру накапливающихся осадков, может иметь два различных проявления на земной поверхности. В одном случае она ведет к консервации или выравниванию, в другом — к созданию неровностей рельефа. Эти два случая могут быть названы компенсированной и некомпенсированной конседиментационной складчатостью.

2

Конседиментационные складки могут формироваться только там, где происходит осадконакопление, т. е. в условиях прогибания ниже уровня аккумуляции отдельных синклиналиных складок любого масштаба или опускания всей рассматриваемой области складчатости. Аккумуляция осадков на новом уровне может быть вызвана также эвстатическим поднятием уровня водоема.

Рассматриваемый процесс складчатости в условиях области не опускающийся, а поднимающийся не вызовет осадконакопления.

Выше уровня общей или частной аккумуляции длительное изгибание какой-либо поверхности в складки будет вызывать не осадконакопление, а размыв, которой может быть обусловлен общим или частным тектоническим поднятием или эвстатическим опусканием уровня моря.

Можно ли в таком случае длительно протекающий, одновременный с размывом растущих поднятий процесс складчатости называть конседиментационной складчатостью?

По существу процесс длительного развития структуры остается тем же. Но хотя тектонический процесс этот и един, в разных случаях он имеет разное геоморфологическое выражение.

Поднятие области складчатости прекращает в ней осадконакопление, на смену которого приходят площадная денудация или линейная эрозия.

Так же, как при опускании, и при поднятии процесс складчатости может сопровождаться или выравниванием, или созданием неровностей рельефа. В зависимости от соотношения интенсивности размыва и интенсивности роста складчатой структуры могут быть выделены конденудационные и конэрозионная складчатости.

Если интенсивность денудационных процессов больше интенсивности общего поднятия или роста антиклинальной складки ($d > +t$), то все, что поднимается выше уровня денудации, будет уничтожено размывом. Страна будет представлять собой денудационную равнину. В этом случае процесс складчатости можно назвать конденудационным (рис. 2).

Чем больше преобладание денудационных процессов над тектоническими, тем полнее выравнивание. Однако обычно и на денудационных равнинах создаваемые живой тектоникой построенные формы, как и более древние структурные формы, обусловленные выходами на поверхность пород различной устойчивости, в какой-то мере отражаются в рельефе. Неровности эти неизменно разрушаются и вновь появляются, а рельеф сохраняет равнинность, сколько бы времени ни продолжалась конденудационная складчатость. Чем дольше происходит поднятие, тем более глубокий срез наблюдается.

На поверхности выравнивания, срезающей складки поднимающегося участка, можно прочесть структуру его, как на геологической карте. В случае последующего перекрытия этой поверхности новым комплексом осадков она будет представлять собой поверхность несогласия.

В ископаемом виде поверхность регионального несогласия является геоморфологическим выражением конденудационной складчатости. Она свидетельствует эпохи выравнивания, пенепленизации страны, эпохи сравнительно слабых общих тектонических поднятий.

Мы рассмотрели характер проявления длительно формирующейся складчатости, идущей в области поднятия и размыва, при условии тектонических процессов, проявляющихся менее интенсивно, чем процессы денудационные.

Если же интенсивность складкообразования окажется больше интенсивности денудации ($+t > d$), то отдельные структурные формы и це-

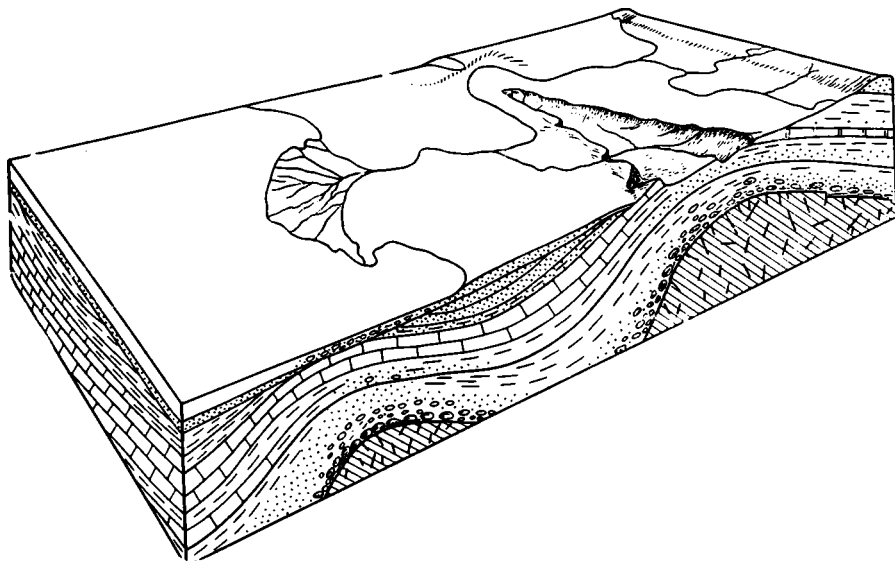


Рис. 2. Блок-диаграмма района к денудационной складчатости



Рис. 3. Блок-диаграмма района конэрозивной складчатости

лые комплексы тектонически построенных форм получают непосредственное выражение в рельефе. Страна перестанет выравниваться. Напротив, создаваемые складчатостью неровности будут расчленяться в результате эрозионной работы рек. Увеличение крутизны склонов может быть вызвано также работой моря, ледников и т. п. Но главную роль в расчленении создаваемых тектоникой на/поверхности Земли неровностей играет речная эрозия. Поэтому рассматриваемый процесс складчатости может быть назван конэрозивным (рис. 3).

В результате конэрозивной складчатости страна приобретает холмистый или горный рельеф.

В ископаемом состоянии непосредственные следы конэрозивной складчатости встречаются редко. Примером может служить угленосная толща нижнего карбона Подмосковского бассейна (Брунс, 1940). Здесь, в песчано-глинистых отложениях, хорошо прослеживаются эрозионные врезы глубиной до 40 м, выполненные косослоистыми песками. В глубь

бассейна песчано-глинистая угленосная толща сменяется известняками. Вместе с тем исчезают следы перерывов и размывов, исчезают следы конэрозионной складчатости. Глубокие врезы известны в угленосных юрских отложениях Ферганы (Брунс, 1948) и в других районах.

Но обычно о древней конэрозионной складчатости, следы которой в областях древних поднятий срезаны вместе с самими поднятиями, последующей денудацией, можно судить по фаціальным признакам коррелятных отложений или по орогеническим формациям, развитым в прилегающих прогибах. Так, по артинским молассам герцинского предгорного прогиба Урала можно судить об особенностях расчленения речными долинами и даже о высотах конэрозионно растущих гор (Хабакон, 1948).

Новейшая конэрозионная складчатость, так же как и древняя, во времени и в пространстве сменяется конденудационной и конседиментационной складчатостями. Так, глубоко расчлененные горные хребты Средней Азии образовались в неогене и четвертичном периоде на месте денудационных равнин палеогена (Шульц, 1948). В настоящее время конэрозионная складчатость среднеазиатских горных поднятий в областях опускания переходит в конседиментационную складчатость межгорных впадин.

3

И конэрозионная, и конденудационная, и конседиментационная (компенсированная и некомпенсированная складчатости) представляют собой один и тот же тектонический процесс, но лишь в разном геоморфологическом выражении. Процесс этот заключается в изгибе слоев или поверхностей выравнивания, вызывающем поднятия одних участков и опускание других.

Основное свойство рассматриваемых изгибов заключается в том, что поднятия и опускания развиваются длительно, сохраняя свое местоположение. При этом чем дольше подвергается слой или поверхность изгибу, тем больше они оказываются изогнутыми. А так как рассматриваемые движения не обладают колебательным характером и не смещаются в пространстве подобно волнам, то они фиксируются в виде структурных форм — антиклинальных и синклинальных складок разного масштаба.

Рассматриваемый процесс, как автор докладывал уже в своих выступлениях на пленуме геоморфологической комиссии (1964) и на пленуме тектонического комитета (1969), следует называть эпейрогенезом (Шульц, 1967). Так этот процесс называется во всем мире.

Джилберт (Gilbert, 1890) установил понятие эпейрогенеза анализируя террасы оз. Бонвилл, и рассматривал его как изгиб. Он допускал проявление эпейрогенеза в самых разных масштабах.

Суммируясь, длительное изгибание должно получить выражение в структуре в виде складок, которые могут быть названы эпейрогеническими складками.

Таким образом, эпейрогенической складчатостью мы называем процесс изгибания слоев или поверхностей выравнивания, протекающий длительно, с неизменной направленностью, одновременно с размывом и седиментацией. Благодаря этому более древние слои или поверхности, дольше подвергавшиеся изгибанию, оказываются более сильно изогнутыми, а более молодые, первично горизонтальные слои или поверхности, по мере своего формирования вступающие в складчатый процесс, менее сильно.

В разных геолого-географических условиях при разных соотношениях между интенсивностью тектонических поднятий или опусканий, с одной стороны, и интенсивностью размыва или седиментации, с другой,

единый процесс эпейрогенической складчатости получает разное геоморфологическое выражение.

В областях опускания формируются конседиментационные складки, в областях поднятия — конденудационные и конэрозионные. При преобладании денудационных или аккумулятивных процессов все создаваемые тектоникой неровности сглаживаются денудацией или компенсируются аккумуляцией. При преобладании тектонических движений (положительных или отрицательных) формируются неровности рельефа.

В формировании структуры в тектоническом развитии эпейрогенической складчатости главное значение имеет режим этого процесса.

Под режимом эпейрогенеза мы понимаем его общую направленность в какой-либо области, его интенсивность и дифференцированность, определяемую тем или иным градиентом движений. Определенный режим эпейрогенеза характеризует каждую из основных геоструктурных областей Земли (Шульц 1964). Геосинклиналям свойственно общее опускание при большой интенсивности и дифференцированности движений. Области горообразования — орогены¹, обладая тоже большими градиентами движений, отличаются от геосинклинальных областей суммарной направленностью движений — общим поднятием всей орогенической области.

В отличие от мобильных областей, относительно стабильные области материковых и океанических платформ характеризуются значительно меньшей интенсивностью и дифференцированностью движений при общем эпейрогеническом поднятии материковых платформ над океаническими.

Геоструктурные области отличаются не только направленностью, интенсивностью, и дифференцированностью современных им эпейрогенических движений, но и геофизическими, структурными, формационными и геоморфологическими особенностями (Шульц, 1964, табл. 1).

В мобильных областях эпейрогенические складки всех масштабов растут интенсивнее, создавая достаточно четко выраженные складчатые формы структуры. В то же время они получают и более контрастное выражение в рельефе. Несмотря на то, что и все денудационные процессы в мобильных областях производят несравнимо большую работу, чем на платформах, именно здесь, в мобильных областях, создаются основные, наиболее крупные неровности на поверхности земли.

В областях горообразования эти неровности, как правило, не могут уничтожить ни резко усилившаяся речная эрозия, не пришедшие ей на помощь поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника (Шульц, 1961).

В геосинклинальных областях длительно живут некомпенсированные седиментацией глубоководные прогибы, хотя помимо обычного осадкоотложения в заполнении их принимают участие мутьевые потоки, оползни и другие гравитационные процессы.

В платформенных областях, напротив, большей частью происходит выравнивание всех создаваемых тектоникой неровностей.

В целом и особенности структурных форм, создаваемых эпейрогенической складчатостью, и формирование основных форм рельефа Земли зависят от режима эпейрогенических движений.

4

Казалось бы, тот или иной режим должен предопределить то или иное геоморфологическое выражение эпейрогенической складчатости. В основном это так. Мобильным областям в пределах зон поднятия свойственна конэрозионная складчатость. В зонах опускания здесь раз-

¹ Орогенез — режим, не противопоставляется нами эпейрогенезу — типу тектонических движений.

вита конседиментационная складчатость, не обладающая нормальным осадконакоплением.

В истории развития континентальных платформ преобладающее значение имели конденудационная и компенсированная конседиментационная складчатости.

Но, отличаясь друг от друга в связи с местоположением в той или иной геоструктурной области, соотношения тектонических и денудационных процессов оказываются изменчивыми и во времени.

Наиболее крупные изменения этих соотношений связаны со сменой режима эпейрогенических движений. Примером подобных явлений могут служить древние поверхности выравнивания, наблюдающиеся в ряде случаев во внутренних частях обширных горных систем в эпиплатформенных орогенах. Они являются свидетелями конденудационной складчатости предшествующего платформенного развития страны.

Но вслед за тем, как страна встала на орогенический путь развития, сколь интенсивна ни была бы площадная денудация, она не в состоянии выровнять рельеф растущих гор. Только молодая эрозия прорезает здесь растущие поднятия теснинами горных долин. В результате конэрозионной складчатости выпуклые изгибы древних доорогенных поверхностей выравнивания на сводах растущих антиклиналей превращаются в ряде случаев в зубчатые горные хребты.

В межгорных впадинах в это же время идет накопление мощных толщ моласс, последовательно вступающих в конседиментационную складчатость. Благодаря складчатому изгибу синклиналиев впадин и общему поднятию орогенической области, окраины впадин втягиваются в поднятие и седиментация сменяется здесь размывом.

Однако и в областях горообразования можно наблюдать следы периодического усиления энергии денудационных процессов. Они бывают представлены более молодыми локальными поверхностями выравнивания, цикловыми террасами или выполаживанием кривых врезывания даже в наиболее крутых частях речных долин.

В эти этапы относительного усиления денудационных процессов временное проявление конденудационной складчатости особенно характерно для предгорий и некоторых участков межгорных впадин. Здесь происходит срезание растущих антиклиналей, сопряженное с продолжающимся конседиментационным заполнением отдельных синклиналей и центральных частей впадин.

По-видимому, с этими этапами связана приостановка свойственного орогеническим областям разрастания поднятий и формирование в толще моласс локальных угловых несогласий. В разрезе моласс, в целом регрессивном, наблюдаются ритмически повторяющиеся второстепенные трансгрессивные пачки.

В общем в областях горообразования как в зонах поднятия и размыва, так и в зонах опускания и осадконакопления можно наблюдать следы периодических усилений относительной роли денудационных процессов, сменяющихся затем новым ослаблением их. Однако изменения эти не ведут к уничтожению гор. Орогенический режим эпейрогенеза сохраняется, хотя часть эпейрогенических складок и получает иное геоморфологическое выражение.

Такие же периодические явления происходят и на континентальных платформах. Конденудационная складчатость и выравнивание рельефа, свойственные платформенным областям, сменяются в некоторые этапы их сравнительно неглубоким расчленением с сохранением в целом равнинного рельефа. Проявление конэрозионной складчатости широко распространено на континентальных платформах в настоящее время. Мы постоянно видим на поверхности современных платформ не выравнивание, а расчленение равнин неглубоко (не так, как в горах) врезанными в них речными долинами. Общее поднятие материков и осложня-

ющие их весьма пологие изгибы в современную эпоху большей частью проявляются в конэрозионной складчатости, сменяющейся конседиментационной только в областях значительных опусканий (на шельфах и аккумулятивных равнинах).

Однако наряду с современным расчленением на платформах (гораздо шире, чем в горах) можно наблюдать множественные следы недавнего выравнивания, выраженного в рельефе. Они наблюдаются в виде денудационных уровней полигенетических поверхностей выравнивания в виде речных, озерных или морских террас.

Таким образом, и в мобильных орогенических областях, и в относительно стабильных областях континентальных платформ наблюдается периодическая изменчивость соотношения тектонических и денудационных процессов. Эта изменчивость не вызывается сменой режима эпейрогенеза, но ведет иногда к изменению геоморфологического выражения эпейрогенической складчатости.

Изменчивость интенсивности денудационных процессов мы связываем с планетарными явлениями, в том числе непосредственно с периодическими изменениями климата. Вызываемая, этими изменениями повсеместно наблюдающаяся этапность в развитии рельефа заслуживает самого глубокого изучения.

В то же время рассматриваемая этапность создает определенные веки, позволяющие восстанавливать последовательность развития структурных форм.

Литература

- А р г а н Е. Тектоника Азии. ОНТИ НКТП СССР, 1935.
Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, 1962.
Б е м м е л е н Р. ван. Горообразование. Изд-во иностр. лит., 1956.
Б р у н с Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. Тр. Всес. ин-та минеральн. сырья, вып. 163, 1940.
Б р у н с Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. ВНИГРИ, «Литологический сб.», № 1, Гостоптехиздат, 1948.
Решение совещания по классификации платформенных структур. Изд-во ВНИГРИ. Л., 1963.
Т е т я е в М. М. Основы геотектоники. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
Х а б а к о в А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Литологический сб., № 1. ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1948.
Ш т и л л е Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
Ш у л ь ц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз, 1948.
Ш у л ь ц С. С. Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. Уч. зап. ЛГУ, № 293, 1961.
Ш у л ь ц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность», Изд-во «Наука», 1964.
Ш у л ь ц С. С. О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе. Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. Изд-во «Недра», 1967.
Ш у л ь ц С. С., Б р у н с Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Вопросы геологии Азии, т. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
Ш у л ь ц С. С. Конседиментационная складчатость. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 2, 1970.
G i l b e r t G. K., Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Mon. I, 1890.
H a a g m a n n E. Die Oszillationstheorie. Stuttgart, 1930.
K o b e r L. Der Bau Der Erde. Berlin, 1921.
N e v i n C. Principles of structural geology. N. Y., John. Wiley and Sons, 1931.
R e y e r E. Theoretische Geologie, Stuttgart, 1888.

УДК 551.24 + 551.21 (415)

А. А. МОССАКОВСКИЙ
О ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ
ЕВРОПЫ И АЗИИ

Рассмотрены особенности пространственного размещения верхнепалеозойского субсеквентного вулканизма в варисцийских складчатых областях Европы и Азии и сделан вывод о том, что орогенный вулканизм верхнепалеозойского времени локализовался в субширотном поясе, приуроченном к южной окраине обширного континентального массива Северной Европы и Северной Азии.

I

Верхнепалеозойский, в основном нижнепермский и верхнекаменноугольный (стефанский) наземный вулканизм липаритового, андезитдацитового, реже андезит-базальтового состава, широко распространенный в варисцийских складчатых областях Европы и Азии, после известных работ Г. Штилле (1964^{1,2}) рассматривается в качестве характерного представителя субсеквентного магматизма и связывается с заключительными (орогенными) стадиями геосинклиналиного развития крупных областей земной коры. Верхнепалеозойские вулканические серии этого типа по своему химическому составу относятся к известково-щелочному (тихоокеанскому) классу пород, а по формационному составу включаются в базальт-андезит-липаритовую группу вулканоплутонических формаций (Кузнецов, 1964; Устиев, 1963). В пространственном и генетическом отношении они всегда тесно связаны с одновозрастными гранитными интрузиями. Это дало основание Г. Штилле и многим другим исследователям рассматривать породы верхнепалеозойских вулканических серий в качестве продуктов литогенных (коровых) магм, возникших в процессе анатексиса и палингенеза в сиалической коре.

Однако результаты большого количества специальных петрологических и петрохимических исследований, выполненных в последнее десятилетие как в Советском Союзе, так и за рубежом, показали, что породы, слагающие эти вулканические серии, часто являются продуктами различных магм — кислых коровых и основных мантийных — и поэтому субсеквентные вулканические серии в этом отношении являются гетерогенными (Bederke 1959; Моссаковский, 1968 и др.). С другой стороны, изучение тектонического положения многих наземных вулканических серий окраинных вулканических поясов, например меловых вулканических серий Восточно-Азиатского пояса, которые по своим петрологическим и петрохимическим особенностям практически неотличимы от типичных представителей субсеквентного вулканизма, привело ряд исследователей (Комаров, Хренов, 1964; Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966) к выводу об отсутствии какой-либо связи между геосинклиналиным развитием и формированием этих серий. Последние стали рассматриваться как проявления внегеосинклиналиного магматизма. Постепенно такой взгляд на внегеосинклиналиное происхождение наземных вулканических серий стал распространяться этими исследователями и на девонский наземный вулканизм в каледонидах и на верхнепалеозойский вулканизм в

варисцийских областях. При этом стала отрицаться какая-либо связь с геосинклинальным развитием не только продуктов наземного вулканизма и одновозрастного с ним гранитного магматизма, но и мощных молассовых толщ, заполнявших в это же время межгорные впадины и прогибы. Последние также стали выделяться в совершенно самостоятельные внегеосинклинальные типы структур, например структуры ревивации (Нагибина, 1967) и т. д.

II

Для выяснения пространственного и генетического взаимоотношения верхнепалеозойского орогенного (субсеквентного) вулканизма и поясов варисцийского эпигеосинклинального горообразования нами в результате изучения большого числа крупно- и среднемасштабных геологических карт различных зарубежных стран и Советского Союза (перечисление всех их в рамках настоящей статьи просто нецелесообразно) была составлена карта, на которой показаны все более или менее значительные участки распространения вулканических пород этого типа и возраста на фоне главнейших структурных элементов Европы и Азии. При этом были учтены и данные глубокого бурения¹, вскрывшего в ряде мест на Северо-Германской, Мизийской и Туранской плитах, а также в Большой Венгерской впадине верхнепалеозойские вулканиты кислого и среднего состава под мощным чехлом мезо-кайнозоя.

Оказалось, что продукты верхнепалеозойского наземного вулканизма известково-щелочного класса пород локализируются в широтном поясе, протягивающемся через всю Европу и Азию от Пиринеев и Арморики на западе через Центральную Европу, Балканы, Северный Кавказ. Южные Каракумы, Тянь-Шань, Восточный Казахстан, Северо-Западный Китай и Монголию вплоть до Северо-Восточного Китая на крайнем востоке (рис. 1).

К югу от этого пояса какие-либо признаки верхнепалеозойского наземного вулканизма полностью отсутствуют в связи с господством морских условий, в которых в верхнем палеозое и раннем мезозое формировались терригенные, кремнистые и карбонатные отложения. Севернее верхнепалеозойский наземный вулканизм, хотя и проявлялся спорадически, но его продукты имели совершенно другой, существенно основной состав (оливин-базальтовые формации Шотландии, грабена Осло, Голландии, Дании и на северо-западе ФРГ²; трапповые формации Урала и Зауралья, Кузнецкого бассейна и т. д.), указывающий на его типично платформенный характер.

В большей своей части этот пояс лежит в пределах варисцийских складчатых областей, хотя в ряде мест (Северо-Германская низменность, Северный Тянь-Шань, Чингиз, Юго-Западный Алтай, Северная Монголия) он выходит за их границы и накладывается на каледонские, салаирские и более древние складчатые сооружения.

Границы верхнепалеозойского вулканического пояса в общем не совпадают с границами областей варисцийской складчатости. Например, северная граница вулканического пояса на западе Европы (Арморика, Рейнские сланцевые горы) смещены к югу от северной границы варисцид, затем в районе о. Рюген она пересекает эту границу распо-

¹ См. Albrecht, Goldecher, 1964; Roß, Schimanski, 1967; Korich, 1967; Ryka, 1968 — по Северо-Германской низменности в пределах ГДР и Польши; Чунев, Колчева, Янкулова, 1965; Чунев, 1968; Răileanu, Patrulius, Mirăută, Bleanu, 1968 — по Мизийской плите; Князев, 1969; Князев, Соловьева, Флоренский, Чарыгин, 1969 — по Туранской плите.

² См. Macgregor, 1948 — по Шотландии; Oftedahl, 1959 — по Норвегии; Kimpe, 1953 — по Голландии; Sorqenfrei, Buch, 1964 — по Дании; Fabian, Gaertner, Müller, 1962; Eckhardt, 1968 — по ФРГ. Материалы по Дании, Голландии и ФРГ получены в результате глубокого бурения.

лагается к северу от нее, но юго-восточнее (Венгрия, Румыния, Кавказ, Туранская плита) северная граница вулканического пояса вновь перемещается во внутренние части варисцид. Аналогичная картина (см. рис. 1) наблюдается и в азиатской части верхнепалеозойского вулканического пояса. В целом этот пояс наложен на рифейско-палеозойские складчатые геосинклинальные пояса Евразии, выделенные М. В. Муратовым (1965), хотя в западной части он подчиняется простираниям Средиземноморского пояса, а в восточной — широтного отрезка Урало-Монгольского пояса.

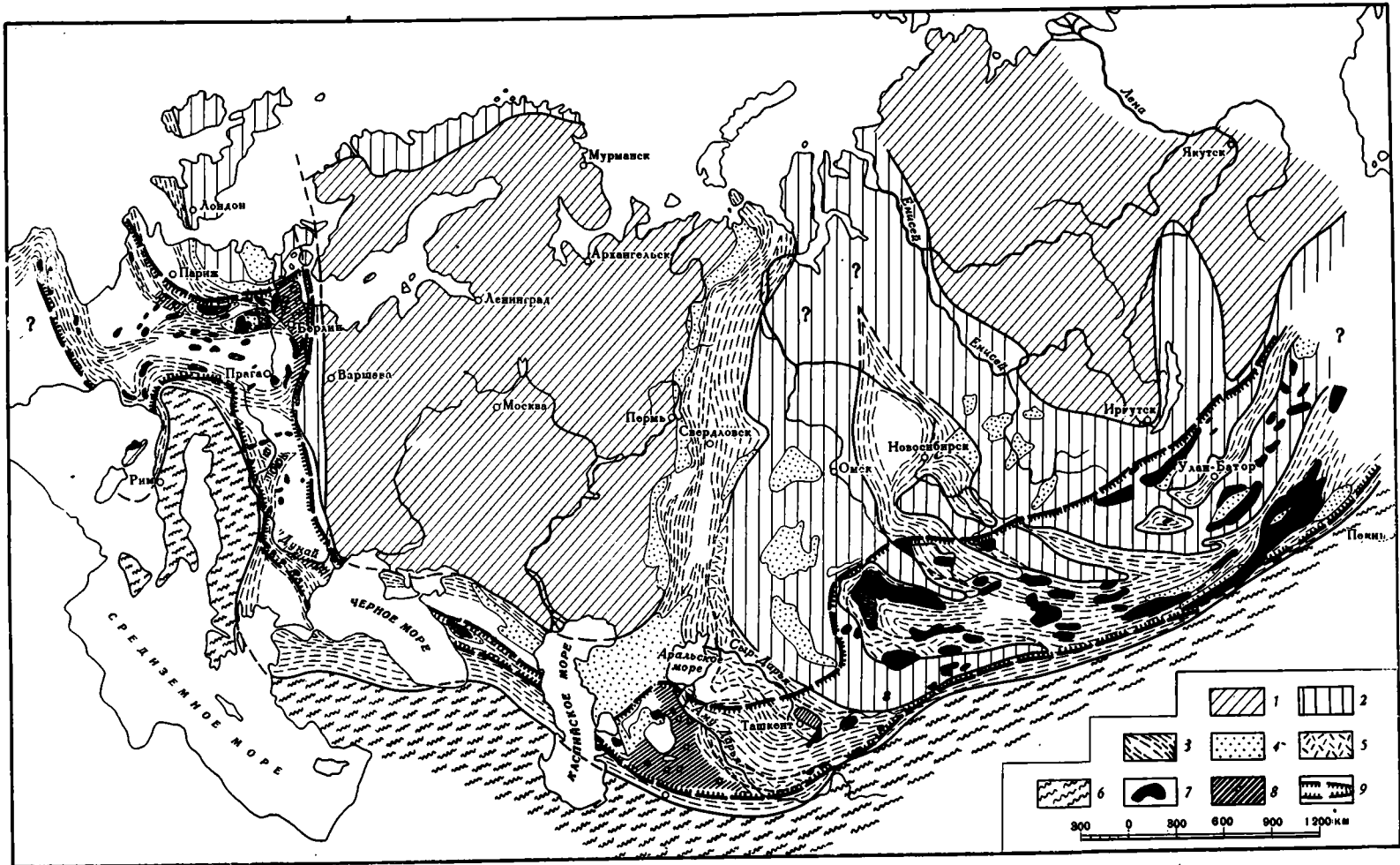
Но особенно важным представляется тот факт, что верхнепалеозойский вулканический пояс пересекает вкрест простирания такие варисцидские складчатые системы, как Урало-Тянь-Шаньская и Обь-Зайсанская, южные части которых попадают в пределы вулканического пояса и характеризуются всеми признаками орогенного вулканизма, а северные, оставшиеся вне пояса, практически совершенно лишены сколь угодно значительных признаков верхнепалеозойского орогенного вулканизма (Пронин, 1962, Бочкарев, 1965). Имевшийся там локальный вулканизм в триасе, реже в перми, как показали специальные исследования (Иванов, 1969; Кутюлин, 1963), относится к субплатформенному типу и представлен трапповыми и оливин-базальтовыми формациями.

При этом следует иметь в виду, что в рассматриваемый верхнепалеозойский вулканический пояс мною не включаются сходные по составу, но несколько отличающиеся по условиям образования более древние вулканиды нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона, пространственные закономерности распределения которых были совершенно иными. Как показал А. А. Богданов (1965), распространение этих вулканидов контролировалось конфигурацией зон сочленения каледонского массива Центрального Казахстана и некоторых других массивов ранней консолидации с активно прогибавшимися варисцидскими геосинклинальными прогибами Южного Тянь-Шаня, Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской систем и ограничивалось сравнительно узкими (первые десятки километров) и не слишком протяженными поясами в виде вытянутых в субмеридиональном, северо-западном, реже северо-восточном направлении гирлянд вулканических островов.

Южная граница верхнепалеозойского вулканического пояса более определена. Повсеместно она следует параллельно южной границе широтного пояса варисцидских складчатых областей, будучи несколько смещенной внутрь варисцид. Характерно, что вулканический пояс, как правило, не распространялся на так называемые поздние варисциды с морским верхним карбоном и нижней пермью, которые в виде узкой полосы окаймляют с юга вулканический пояс, а также на варисцидские геосинклинальные прогибы «сквозного развития», которые впоследствии переросли в альпийские геосинклинали.

Хотя состав магматических пород в верхнепалеозойском вулканическом поясе весьма выдержан и в общем подчиняется строгой продольной зональности, выражающейся в том, что внутри пояса он не выходит за пределы известково-щелочной базальт-андезит-липаритовой серии, а за границей пояса, в северной внешней зоне, сразу сменяется субщелочными трапповыми и щелочными оливин-базальтовыми сериями, тем не менее характер субстрата существенным образом влияет на условия залегания верхнепалеозойских вулканидов и на их парагенез с другими верхнепалеозойскими формациями.

В пределах выделенного пояса верхнепалеозойские вулканические образования занимают различное структурное положение. Они развиты в зонах варисцидских геосинклинальных прогибов и разделяющих их геодомклинальных поднятий, широко представлены на площади срединных массивов, образованных каледонскими и более древними складчатými комплексами, наконец, как уже отмечалось, распространены в



ряде случаев в смежных с варисцидами частях каледонских и байкальских складчатых областей.

В связи с этим верхнепалеозойский вулканический пояс в самом общем виде можно подразделить на три сектора: западный, центральный и восточный, которые различаются по характеру и возрасту субстрата, по особенностям структурных форм, контролировавших верхнепалеозойский вулканизм, по типам геологических формаций, находящихся в парагенетических сочетаниях с вулканическими образованиями, а также по интервалам времени проявления вулканической деятельности.

Западный сектор охватывает всю Европу, Кавказ, юг Туранской плиты и Южный Тянь-Шань. Этот сектор полностью располагается в пределах соответствующих варисцидских складчатых геосинклинальных областей. Верхнепалеозойский вулканизм здесь контролировался тектоническими структурами орогенного этапа развития варисцид, а вулканические продукты всегда находятся в тесном парагенезе с верхнепалеозойскими нижними и верхними эпигеосинклинальными молассами. Очень характерным является то, что продукты верхнепалеозойского вулканизма накапливались здесь в крупных межгорных впадинах и прогибах (Саарском, Заальском, Внутрисудетском и др.), реже на поднятиях — в наложенных мульдах и грабен-синклиналях (Ильфельдской, Мейсдорфской, Рудногорской, Бриансонской и др.). Главная эпоха вулканизма падает на нижнюю пермь и самые верхи верхнего карбона, хотя отдельные проявления вулканизма, особенно в южной части пояса отмечаются в среднем карбоне (вестфале) и раннем стефане. Применительно к наиболее широкому отрезку западного сектора пояса в Центральной Европе некоторые исследователи (Galwitz, 1959) подчеркивают существование определенной закономерности в развитии верхнепалеозойского вулканизма, выраженной в том, что в более южных районах (Молданубская зона) вулканизм начался раньше, в вестфале, а затем постепенно распространялся на север, достигая в стефане Саксо-Тюрингской зоны и в нижней перми (нижний ротлигенд) — Ренно-Герцинской зоны. Полное прекращение вулканизма произошло во второй половине нижней перми (верхний ротлигенд), когда повсеместно во всех межгорных впадинах началось формирование мощных верхних красноцветных моласс, лишенных каких-либо признаков одновременного вулканизма.

Центральный сектор включает Срединный и Северный Тянь-Шань, Прибалхашье, частично Джунгарию и Восточный Казахстан. В этом секторе вулканический пояс резко несогласно пересекает перемежающиеся между собой варисцидские (Обь-Зайсанскую, Кураминскую) и более древние каледонские (Северо-Тянь-Шаньскую, Чингизскую) складчатые зоны, простирающиеся с юго-востока на северо-запад.

Продукты верхнепалеозойского вулканизма распространены здесь на огромных площадях и заполняют как обширные впадины (Токраус-

Рис. 1. Верхнепалеозойский вулканический пояс на фоне главнейших структурных элементов Европы и Азии конца верхнего палеозоя

1—4 — верхнепалеозойский континент Северной Евразии: 1—древние платформы; 2 — доварисцидские (байкальские и каледонские) складчатые сооружения, объединенные; 3—варисцидские геосинклинальные области (не заштрихованы срединные массивы и геантиклинальные поднятия); 4 — верхнепалеозойские межгорные впадины и краевые прогибы, выполненные верхними, преимущественно континентальными молассами верхнего карбона и перми, иногда нижнего триаса; 5 — ниже-среднекаменноугольные (включая башкирский ярус) образования краевых вулканических поясов (по А. А. Богданову, 1963); 6 — северный край верхнепалеозойского морского бассейна Палеотетиса; 7—9 — верхнепалеозойский вулканический пояс: 7 — участки современного распространения на дневной поверхности верхнепалеозойских базальт-андезит-диабазитовых вулканических серий известково-щелочного типа; 8 — то же под покровом мезо-кайнозоя по данным глубокого бурения (кружки обозначают местоположение глубоких скважин, вскрывших верхнепалеозойские вулканы); 9 — границы верхнепалеозойского вулканического пояса

скую, Северо-Прибалхашскую, Баканасскую, Илийскую), так и более мелкие грабены и мульды, (Эбинорскую), а также слагают отдельные вулканические нагорья, часто являющиеся остатками древних стратовулканов и щитовых вулканов (Фремд, Каменский, 1963; Кошкин, 1963; Беспалов, 1968). В целом вулканизм имел многоареальный характер. В этой области, за исключением Зайсанской зоны, нет прямой связи между верхнепалеозойской вулканической деятельностью и развитием вариссийских орогенных структур. Крупнейшие впадины, в которых накапливались вулканические продукты, своим происхождением обязаны специфическим вулкано-тектоническим процессам, обусловившим крупные проседания земной коры (Щерба, 1966). На фоне таких крупных вулканических впадин широкое развитие получили более мелкие вулкано-тектонические депрессии с характерными кольцевыми структурами (Коптева, 1964; Бахтеев, 1967; Кепежинская, 1969).

В связи с этим в парагенезе с вулканическими продуктами здесь находятся не эпигеосинклинальные молассы орогенного этапа варисцид, образование которых, хотя и происходило в отдельных зонах, не было подавлено вулканическими процессами, а своеобразные вулканические молассы, представляющие собой существенно вулканомиктовые обломочные породы, отложившиеся в морской или наземной среде по периферии вулканических центров. Примером таких вулканических моласс могут служить визейские, намюрские, средне- и верхнекаменноугольные отложения Балхашского антиклинория. Центральный сектор отличался наиболее длительным периодом активной вулканической деятельности, практически охватившей весь верхний палеозой, а в отдельных местах продолжавшейся в нижнем триасе. Затухание вулканизма происходило постепенно и не одновременно в разных районах и почти не сопровождалось формированием верхних моласс.

Восточный сектор пояса начинается в юго-восточной Джунгарии и продолжается на восток через южную часть Зайсанской котловины в северо-западный Китай и Монголию. Как и западный, он в большей своей части располагается в пределах варисцид, в данном случае — Иртыш-Зайсанской и Монголо-Амурской складчатых систем и лишь на севере наложен на раннекаледонские складчатые сооружения Забайкалья и Северной Монголии. С этим, видимо связаны многие черты сходства между западным и восточным секторами верхнепалеозойского вулканического пояса. В восточном секторе, как и в западном, главную роль в размещении продуктов верхнепалеозойского вулканизма играли структуры орогенного этапа развития варисцид — Буконь-Аркаульский, Предхентейский, Орхон-Селенгинский межгорные прогибы, Турфан-Хамийская, Номин-Гобийская и другие впадины. Точно так же здесь имеется тесный парагенез между вулканическими породами и эпигеосинклинальными молассами среднего — верхнего карбона и перми. Максимум верхнепалеозойского вулканизма здесь падает на верхний карбон и нижнюю пермь, хотя в южных частях пояса (Южно-Монгольская зона) он начался раньше — в среднем-верхнем карбоне, а на севере (Селенгинская зона) — продолжался до начала верхней перми включительно. Верхнепалеозойский вулканизм в восточном секторе на протяжении среднего — верхнего карбона и перми постепенно распространялся с юга на север, т. е. тут намечается та же закономерность, которая была свойственна западному сектору. Закончился вулканизм в начале верхней перми, после чего на протяжении верхней перми и нижнего триаса в межгорных прогибах рассматриваемой области происходило накопление мощных верхних сероцветных, местами пестроцветных моласс.

Таким образом выясняется, что верхнепалеозойский субсеквентный вулканизм в пространственном отношении далеко не всегда строго следует границам вариссийских складчатых областей. В одних случаях он

распространяется за пределы варисцид в области каледонской и более древних складчатостей. В других случаях, наоборот, крупные части варисцидских складчатых областей, а иногда и целые складчатые системы, подобные Уральской, оказываются практически лишенными каких-либо признаков верхнепалеозойского субсеквентного вулканизма. Надо сказать, что аналогичные примеры можно привести и из каледонских складчатых областей, в частности столь широко распространенный в них нижне- и среднедевонский субсеквентный вулканизм совершенно отсутствует в каледонидах Норвегии, Шпицбергена и Северной Земли, несмотря на широкое развитие процессов горообразования и связанных с ними эпигеосинклинальных моласс. Все это приводит нас к заключению, что субсеквентный вулканизм для своего массового проявления требует каких-то особых условий, свойственных не всем геосинклинальным и складчатым областям.

III

Попытаемся рассмотреть, что же это за условия?

Уже сам факт локализации верхнепалеозойского вулканизма известково-щелочного типа в широтном линейном поясе, протягивающемся через всю Европу и Азию на расстоянии свыше 9000 км и в общем не считающемся со сложной, часто весьма прихотливой по очертаниям и

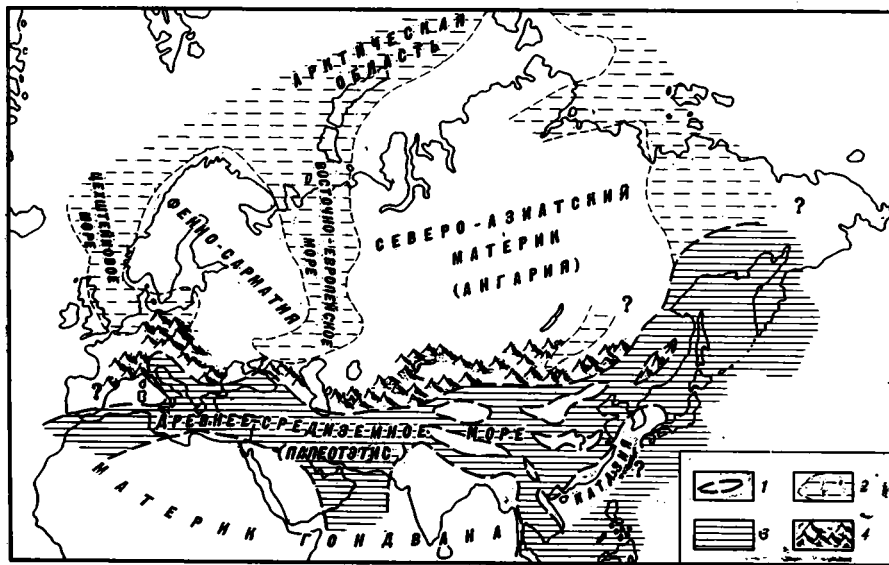


Рис. 2. Палеогеографическая схема верхнего палеозоя (составлена по материалам М. Жинью, 1952, А. Д. Миклухо-Маклая, 1963, и Палеогеографического атласа Китая, 1962, без учета мобилистских построений, с дополнениями автора)

1 — суша; 2—3 — области морской седиментации в верхнем карбоне и перми; 2 — эпиконтинентальные моря Арктического бассейна; 3 — древний Средиземноморский бассейн — Палеотетис; 4 — области проявления в верхнем карбоне и перми наземного субсеквентного вулканизма

изменчивой по простиранию формой варисцидских складчатых областей, указывает на то, что эти условия не связаны со спецификой тектонического развития тех или иных складчатых областей, а определяются структурой крупных континентальных блоков земной коры, в данном случае Евразийского материка в целом.

Здесь речь может идти об огромной широтной трансконтинентальной зоне механических деформаций, в которой в верхнем палеозое мог-

ли возникнуть условия растяжения, благоприятные для излияния на земную поверхность огромных масс вулканического материала.

Анализ фациальных особенностей верхнепалеозойских отложений показывает (рис. 2), что в палеогеографическом отношении вулканический пояс располагался на краю обширного массива суши, включавшего всю Северную Европу и Северную Азию, который с юга на всем протяжении от Иберийского полуострова и Балеарских островов, на западе, до Монголии и северо-восточного Китая, на востоке, омывался водами крупного морского бассейна (Древнего Средиземного моря, по М. Жинью, 1952, или Кавказско-Синийского бассейна, по А. Д. Миклухо-Маклау, 1963). В краевой части этого морского бассейна, непосредственно прилегавшей с юга к вулканическому поясу, в верхнем карбоне и перми происходила геосинклинальная, в основном флишевая или карбонатно-терригенная седиментация. В качестве примеров такой седиментации могут служить верхнекаменноугольные и пермские отложения Внешних Динарид, Южного склона Большого Кавказа, Северного Гиндукуша, Заалайского хребта Южного Тянь-Шаня, Северного и Центрального Памира, Кокшальского и Муздукского хребтов в северо-западном Китае, севернее Таримского массива, Солонкерской зоны Южной Монголии¹ и т. д.

Собственно вулканический пояс в большей своей части формировался в наземной обстановке, в условиях горного, достаточно расчлененного рельефа, о чем свидетельствуют находящиеся в тесном парагенезе с вулканическими продуктами грубые континентальные молассы, часто содержащие породы аллювиального и пролювиального генезиса. Этот горный вулканический пояс в верхнем палеозое играл роль своеобразного водораздела между «Древним Средиземным морем», или, как мы его будем называть в дальнейшем, Палеотэтисом, на юге, и пермскими бо-реальными эпиконтинентальными морями-заливами типа цехштейнового или предуральского, которые трансгрессировали на материк с севера из Арктической провинции.

Из сказанного вытекает, что верхнепалеозойский вулканический пояс возник на южном, охваченном геосинклинальным процессом крае обширного материка как пограничная структура между ним и Палеотэтисом — протяженным морским бассейном, разделявшим материковые массивы суши Северной Европы и Северной Азии, с одной стороны, и Африки, Индостана, а также, возможно, Китайской платформы — с другой.

Наконец, наблюдаемая вкрест простираения пояса с юга на север, от края материка по направлению к его внутренним частям, закономерная смена базальт-андезит-диабазовых известково-щелочных верхнепалеозойских вулканических серий трапповыми и оливин-базальтовыми субщелочными и щелочными вулканическими сериями (особенность, подчеркнутая еще А. Н. Заварицким, 1950, применительно к кайнозойскому вулканизму восточной окраины Азиатского и западной — Северо-Американского материков) является еще одной важной чертой, указывающей на большое сходство рассматриваемого верхнепалеозойского вулканического пояса с мезозойскими окраинными вулканическими поясами, типа Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиньского (Шатский, Богданов 1957; Устиев, 1959), иногда объединяемых в единый Восточно-Азиатский или Чукотско-Катазиатский пояс.

¹ См. работы В. И. Славина (1964), М. Л. Сомина и А. А. Белова (1967_{1,2}), И. И. Белостоцкого (1967), Б. П. Бархатова (1963), В. П. Колчанова (1969), Н. М. Синицына (1957, 1959), Н. М. Синицына (1960); Ю. А. Борзаковского, Л. П. Зоненшайна, О. Д. Суетенко, Р. А. Хасина (1967), а также Палеогеографический атлас Китая (1962).

Сравнение верхнепалеозойского вулканического пояса с окраинными поясами приобретает еще больший смысл, если учесть, что верхний палеозой был временем становления в северном полушарии громадного континента (Лавразии или по меньшей мере Северной Евразии), который образовался в процессе варисцийской эпохи складчатости, спаявшей в единый массив отдельные крупные блоки континентальной земной коры: Сибирскую, Восточно-Европейскую и Северо-Американскую (?) древние платформы вместе с обрамляющими их байкальскими и каледонскими складчатыми сооружениями.

Естественно предположить, что новообразованный континент, вся история формирования которого заключалась в последовательном наращивании земной коры континентального типа, особенно «гранитно-метаморфического» слоя, за счет преобразования в процессе геосинклинального развития океанической коры, в конце верхнего палеозоя, так же как и раньше, был окружен со всех сторон океаническими или субокеаническими акваториями. Для решения этого весьма дискуссионного вопроса большое значение имеют последние работы А. В. Пейве (1969), доказывающего, что этот континент в его Евразийской части в начале мезозоя¹ был ограничен с юга праокеаном Тэтис, на месте которого впоследствии развился Альпийский геосинклинальный пояс.

Если точка зрения о существовании в верхнем палеозое и начале мезозоя праокеана Тэтис верна, то тогда широтный верхнепалеозойский вулканический пояс должен рассматриваться как типичный окраинный пояс, возникший на границе праокеана Евразии и праокеана Тэтис перед фронтом зарождавшегося киммерийско-альпийского геосинклинального пояса.

Вместе с тем имеются основания предполагать, что в верхнепалеозойском праокеане Тэтис, особенно вдоль его северного края, существовали отдельные архипелаги или мелководные шельфовые участки с земной корой промежуточного типа или даже с «гранитным» слоем, подобно тому как это известно в западной периферической части Тихого океана, в так называемой зоне перехода от океана к континенту. Вероятно, это было связано с постепенным вовлечением в геосинклинальный процесс отдельных частей праокеана Тэтис не только в мезозое, но и в верхнем и среднем палеозое, а может быть и раньше.

Совершенно очевидно, что такая трактовка генетической природы Евразийского широтного верхнепалеозойского вулканического пояса и Палеотэтиса отнюдь не бесспорна и нуждается в дальнейшем подтверждении, так как противоречит устоявшимся представлениям о палеозойской тектонической структуре Альпийско-Гималайского пояса и Центральной Азии. Она потребует возвращения к известным идеям Э. Аргана (1935) о более или менее значительных горизонтальных перемещениях в мезозое в северном направлении таких крупных континентальных масс как Африка, Индостанский щит и, вероятно, Китайская платформа, в пользу которых в последние годы приводятся новые структурно-тектонического (Пейве, 1969; Гансер, 1967), палеоклиматического и палеофитологического (Мейен, 1969) и палеомагнитного (Храмов, 1967) характера. Можно думать вслед за А. В. Пейве, что в результате таких перемещений произошло резкое сужение, а возможно и перекрытие аллохтонными континентальными пластинами значительных частей праокеана Тэтис.

Существованием Евразийского верхнепалеозойского вулканического пояса и его окраинной природой можно хорошо объяснить многие особенности пространственного размещения верхнепалеозойских субсек-

¹ По данным некоторых других исследователей (Sylvester-Bradley, 1968), и в позднем палеозое.

вентных вулканитов (например, их отсутствие в варисцийской складчатой области Урала и Зауралья и в некоторых других районах), понятие закономерности изменения их состава (переход с юга на север от известково-щелочных базальт-андезит-липаритовых вулканических серий к трапповым и оливин-базальтовым вулканическим сериям).

Вместе с тем признание окраинного характера вулканического пояса не снимает вопроса о геосинклинальной природе верхнепалеозойского наземного вулканизма. В пользу этого говорит не только типичный для складчатых зон известково-щелочный базальт-андезит-липаритовый состав вулканических продуктов верхнепалеозойского возраста, но и совпадение во времени массового вулканизма с заключительными (орогенными) стадиями развития варисцийских геосинклинальных областей, а также, видимо, совсем не случайная приуроченность верхнепалеозойского вулканизма в большей части пояса именно к варисцийским складчатым сооружениям, в которых нередко состав вулканических излияний полностью зависит от характера соответствующих орогенных тектонических структур (Моссаковский, 1969).

При этом важно подчеркнуть то обстоятельство, что другие окраинные вулканические пояса (Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский мезозойские, образовавшиеся по западной периферии Тихого океана) возникли как раз на том крае Азиатского материка, где в мезозое в результате геосинклинального процесса происходило наращивание континентальной сиалической коры, продолжавшееся и в кайнозое уже после формирования соответствующих вулканических поясов. Например, Сихотэ-Алиньский верхнемеловой вулканический пояс наложился непосредственно на мезозоицы Сихотэ-Алиня и Приморья, вступившие в орогенный этап своего развития (Салун, 1964, 1968). Подобная связь может быть намечена в отношении Охотско-Чукотского пояса применительно к ранним и поздним мезозоидам Колымы, Чукотки и Корякии (Устиев, 1959; Белый, 1968, 1969; Тильман и др., 1969).

Там же, где геосинклинальный процесс не развивался, например в мезозое на северном приполярном крае Евразийского и Северо-Американского материков или на берегах Атлантического океана, краевые вулканические пояса не образовывались.

Поэтому вряд ли правильно говорить о внегеосинклинальной природе магматизма окраинных вулканических поясов. Вероятно, следует полностью согласиться с Ю. М. Шейнманном (1969), указывающим, что связь вулканизма окраинных и внутриконтинентальных вулканических поясов с геосинклинальным развитием несомненна. Но эта связь имеет более сложную, чем представлялось ранее, форму.

В ходе развития геосинклинальных областей, особенно на его заключительных стадиях, по-видимому, создаются благоприятные условия — возможно, в связи с подъемом теплового фронта, как считает Ю. М. Шейнманн (1968), или по иным причинам — для массового зарождения в земной коре очагов палингенной, существенно кислой магмы. Обычным результатом проникновения этой магмы в верхние горизонты земной коры является внедрение многочисленных генераций гранитных интрузий (предорогенных, орогенных, посторогенных и т. д.), становление которых нередко растягивается на много десятков миллионов лет (Штрейс, 1968; Штрейс, Макарычев, 1969).

Однако на границе континента и океана, т. е. там, где в силу большой неоднородности соприкасающихся масс земной коры (а, возможно, и верхней мантии) возникают многочисленные глубокие разломы и особенно легко могут осуществляться горизонтальные перемещения блоков земной коры во время орогенических эпох, в связи с резким усилением тектонических движений могли возникать обширные и протяженные зоны магматической проницаемости. Накладываясь на те края континентов, где в результате предшествовавшего активного геосинкли-

нального процесса происходило массовое магмообразование, эти зоны магматической проницаемости дали начало окраинным вулканическим поясам. Возможно, что под влиянием горизонтальных перемещений миграция магмы могла происходить не только по вертикали, но частично и в латеральном направлении, что обусловило относительную непрерывность окраинных вулканических поясов. Участие в составе пород вулканических поясов в большом количестве продуктов базальтовых (мантийных) магм показывает, что отмеченные зоны захватывали не только земную кору, но и верхнюю мантию.

Следовательно, магматические массы, давшие начало породам окраинных вулканических поясов, судя по многим особенностям их состава, возраста и генезиса, имели геосинклинальную природу, в то время как их пространственная локализация на земной поверхности в окраинных поясах была обусловлена факторами общепланетарного значения и прежде всего интенсивными механическими деформациями и раздроблением окраин континентов.

Время заложения этих зон магматической проницаемости, равно как и краевых вулканических поясов, четко коррелируется с эпохами горообразования во время орогенного этапа развития соответствующих складчатых геосинклинальных областей (верхний карбон — нижняя пермь в варисцидах; мел, особенно верхний мел — в мезозоидах). Это невольно наталкивает на мысль, что эти явления причинно связаны.

Представляется, что формирование девонских субсеквентных вулканических поясов в каледонских складчатых областях также происходило в окраинных вулканических поясах, на что уже давно обратил внимание А. А. Богданов (1959). Однако реконструкция этих поясов в силу значительной тектонической переработки и последующей дезинтеграции пока еще затруднительна.

Изложенный материал позволяет прийти к выводу, что окраинные вулканические пояса являются одной из самых важных форм, если не главной формой проявления эпигеосинклинального орогенного (субсеквентного) вулканизма. Поэтому противопоставление этих двух исторически сложившихся различных понятий, по-видимому, не имеет смысла.

Литература

- Арган Э. Тектоника Азии. Перевод с франц. ОНТИ, 1935.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Бахтеев М. К. Особенности заключительного орогенного этапа геосинклинального развития герцинид северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис., М., 1967.
- Белостокский И. И. Тектоника Центрального сектора Динарид. Автореф. канд. дис., М., 1967.
- Белый В. Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского, вулканического пояса). В кн. «Вулканизм и тектогенез». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Изд-во «Наука», 1968.
- Белый В. Ф. Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса. В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1969.
- Беспалов В. Ф. Вулканические образования Илийского мегасинклинория. В кн. Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, № 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойских складчатых систем Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Вариссийские складчатые системы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40 № 6, 1965.
- Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. К тектонике монгольских герцинид. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 42, № 2, 1967.
- Бочкарев В. С. О верхнем палеозое Урала и Зауралья. Сов. геология, № 1, 1965.
- Гансер А. Геология Гималаев. Перевод с англ., Изд-во «Мир», 1967.
- Жиньёу М. Стратиграфическая геология. Перевод с франц., Изд-во иностр. лит. 1952.

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. Автореф. канд. дис., Свердловск, 1969.
- Кеппежинская В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Изд-во «Наука», Сиб. отд. Новосибирск, 1969.
- Князев В. С. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности. Автореф. докт. дис., М., 1969.
- Князев В. С., Соловьева М. Н., Флоренский П. В., Чарыгин А. М. Верхнепалеозойские метаморфизованные отложения северо-восточной Туркмении. В кн. «Пермо-триас Русской платформы в связи с его нефтегазоносностью». Изд-во «Недра», 1969.
- Колчанов В. П. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша. Автореф. канд. дис., М., 1969.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Колтева В. В. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан). Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.
- Кожин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. В кн. «Проблемы палеовулканологии», Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кутюлин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. Геотектоника, № 5, 1969.
- Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Моссаковский А. А. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. В кн. «Вулканизм и тектогенез». Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол. Изд-во «Наука», 1968.
- Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субэпигентного магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1969.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, № 4, 1967.
- Палеогеографический атлас Китая. Изд-во иностр. лит., М., 1962.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Пронин А. А. Верхнепалеозойский и мезозойский вулканизм Урала в свете новых данных. В кн. «Проблемы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.
- Салун С. А. Тектоника поздне меловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алиньской области. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Салун С. А. О развитии тектонических структур и вулканизма мезозойских складчатых систем Восточной Азии (на примере Сихотэ-Алиня). В кн. «Вулканизм и тектогенез». Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол., Изд-во «Наука», 1968.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. Изд-во АН СССР, 1957.
- Синицын В. М. Центральная Азия. Географиздат, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Славин В. И. О длительно развивавшихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области. Сов. геология, № 6, 1964.
- Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа. Геотектоника, № 1, 1967.
- Сомин М. Л., Белов А. А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ) — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 42, вып. 1, 1967.
- Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.
- Тектоника Европы. Изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника северо-востока СССР. Тр. Сев.-Вост. компл. н.-и, ин-та, вып. 33, Магадан, 1969.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1963.
- Фремд Г. М., Каменский А. С. Верхнепалеозойские стратовулканы. В кн. «Проблемы палеовулканологии». Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата, 1963.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 1, 1967.

- Чунев Д., Колчева К., Янкулова К. Върхунякон закономерности в развитието на младапалеозойската магматизъм в СЗ България. «Списание Бълт. геол. дружество», т. 26, № 3, 1965.
- Чунев Д. Младапалеозойски вулканизи. «Стратиграфи на България», София, 1968.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связи магмы и тектоники. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. Пер. с нем. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964₁.
- Штилле Г. «Субсеквентный» магматизм. Пер. с нем. Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964₂.
- Штрейс Н. А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. В кн. «Вулканизм и тектогенез». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол., Изд-во «Наука», 1968.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1969.
- Щерба И. Г. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 41, № 6, 1966.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Albrecht K. H., Coldbecher K. Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im Norddeutsche Flachland. Z. angew. Geol. B. 10, H. 5, 1964.
- Bederke E. Probleme des permischen Vulkanismus. Geol. Rundschau, B. 48, Stuttgart, 1959.
- Eckhardt F. J. Vorkommen und Petrogenese spilitisierten Diabase des Rotliegenden im Wesser-Ems-Gebiet. Geol. Jahrbuch., B. 85, Hannover, 1968.
- Fabian H., Gaertner H., Muller G. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlanger Tenge Z-1 im Emsland. Fortschr. Geol. Reinid. u. Westf. B. 3, Krefeld, 1962.
- Galwitz H. Die Stellung der Magmatite im Permo-Karbon des Mittedeutschen Hauptstelle. Geol. Rundschau, B. 48, Stuttgart, 1959.
- Kimpe W. F. Doleritic and gabbroic intrusives in the Autunian (Lomer permien) of the Boring Wannepervenien I. Eastern Netherlands. Geol. and Mijnb. N.S. 15, 1953.
- Korich D. Eruptivgesteine im Rotliegenden des Nordteils der DDR. Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss., R. A., Geol., Paläont. B. 12, No. 3—4, Berlin, 1967.
- Macgregor A. G. Problems of Carboniferous—Permian volcanicity in Scotland.—Quart. J. Geol. Soc. London, v. 104, 1, 1948.
- Oftedal Chr. Volcanic sequence and magma formation in the Oslo-region. Geol. Rundschau, B. 48, Stuttgart, 1959.
- Răileanu Cr., Patzulius D., Mirăuta O., Bleanu M. Etal actuel des Connaissances sur le poleorique de Roumanie. Anuarul Com. de Stat al Geologies. v. 36, Bucarest, 1968.
- Rost W., Schimanski W. Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR. Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss., R. A., Geol., Paläont., B. 12, No. 3-4, Berlin, 1967.
- Ryka W. Wtorne ryolity nadbaltyckiej części Pomorza Zachodniego. Kwart. Geol., T. 12, No 4, 1968.
- Sorgenfrei T., Buch A. Deep Tests in Denmark 1935—1959.—Geol. Surw. Denmark, III ser., No. 36, Kopenhagen, 1964.
- Sylvester-Bradley P. G. Tithys: the lost ocean. Sci. J., v. 4, No. 9, 1963.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
29 ноября 1969 г.

УДК 551.24 (571.53)

К. А. КЛИТИН, Т. Г. ПАВЛОВА

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВРЕМЕНИ ЗАВЕРШЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ЮГЕ СИБИРИ

В зоне байкалид Байкальской складчатой области вертикальный ряд осадочных формаций отражает общую направленность в развитии рифейских геосинклиналей; прекращение геосинклинального режима выражено накоплением орогенной молассовой формации. В ряду гранитоидных формаций гранито-гнейсовая тесно связана со складчатыми формами, а ба-толитовая является позднескладчатой.

Анализ формаций подтверждает проявление в пределах Сибири в конце рифея складчатости, в процессе которой сформировался мощный «гранито-гнейсовый» слой, что привело к завершению геосинклинального типа развития.

В последнее время проблема байкалид и байкальской складчатости все больше привлекает внимание геологов как в нашей стране, так и за рубежом. Байкалды выделяются не только в пределах юга Восточной Сибири, но и в Европе, Африке, Южной Америке и Австралии. Однако в проблеме байкальской складчатости остается нерешенным ряд основных вопросов, и в первую очередь вопрос о времени проявления байкальской складчатости. Вероятно, этот вопрос был бы решен относительно просто, если бы методика определения возраста складчатости была хорошо разработана. Между тем до сих пор при выделении байкалид некоторые исследователи особое внимание уделяют угловым несогласиям или последним по времени дислокациям и байкальскую складчатость нередко рассматривают только как кратковременную фазу в отрыве от длительной истории развития геосинклинального процесса.

Возможности выяснения возраста складчатости на основе формационного метода хорошо показал в своих работах Н. П. Херасков (1963, 1967). Этот метод с успехом был использован для целей тектонического районирования при составлении «Тектонической карты Евразии» (1966).

Как подчеркнул Н. С. Шатский (1954), формации являются понятием тектоническим, они тесно связаны с определенными структурами и изменяются в зависимости от изменения тектонического режима и структурного развития земной коры, причем формационные ряды характеризуют развитие наиболее крупных тектонических структур в течение длительных отрезков геологического времени.

Термин «возраст складчатости» в настоящее время понимается не в буквальном смысле. Структурные формы геосинклиналей развиваются длительно, причем время начала их развития не всегда удается установить. Под возрастом складчатости, как это подчеркнули А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и Н. П. Херасков, следует понимать только время окончания геосинклинального стиля развития, замыкание геосинклинальных систем, когда на их площади начинают формироваться негеосинклинальные структуры и отложения. Это время, как показал Н. П. Херасков (1963), наиболее точно устанавливается при помощи формационного

анализа, а именно по смене геосинклинальных формаций орогенными. Последние рассматриваются Н. П. Херасковым как формации негеосинклинального класса. Они в свою очередь обычно сменяются платформенными формациями.

Процесс замыкания геосинклинальных систем и областей может охватывать большой интервал времени, который далеко не всегда поддается количественной оценке. С определенной долей точности, вполне достаточной для целей тектонического районирования, время замыкания фиксируется по началу накопления орогенных формаций.

В областях проявления гранитного магматизма формационный метод, примененный по отношению к магматическим породам, в значительной мере способствует выяснению возраста складчатости. Такие данные могут быть получены путем анализа соотношений разновозрастных, но датированных во времени, магматических формаций со структурами.

По определению, данному Н. С. Шатским (1954) и Н. П. Херасковым (1952), любая формация является геологическим телом, связанным с тектоническими структурами. Эмпирически широко известные связи магматических комплексов с теми или иными тектоническими формациями позволяют считать, что прежде всего положение магматических комплексов в конкретных тектонических структурах является важной характеристикой формационного типа. Морфология тектонических структур, влияющая на форму тел той или иной магматической формации, выявляются в результате конкретных геологических наблюдений. По существу для магматических тел еще ярче, чем для тел осадочных формаций, выступает парагенезис с конкретными структурами.

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

В настоящей статье ставится задача при помощи формационного анализа не только определить собственно время замыкания геосинклинальных систем, но и проанализировать ряды осадочных формаций, отражающих длительный и закономерный процесс формирования крупных структур Байкальской области.

Рассмотрение рифейских осадочных формаций целесообразно начать с краевых участков байкальских складчатых систем, где развиты миогеосинклинальные прогибы, отличающиеся асимметричностью строения. Их крутые борта, прилегающие к эвгеосинклинальной зоне, нередко осложнены надвигами, тогда как противоположные, приплатформенные борта характеризуются простым строением. Соответственно со строением прогибов асимметрия наблюдается и в распределении осадочных формаций.

К подобным прогибам относятся Прибайкальский, Патомский и Жуинский прогибы, расположенные по периферии Байкальской складчатой области (рис. 1). В этих прогибах на ниже- и среднепротерозойских кристаллических породах с несогласием залегают мощные серии рифейских и нижнепалеозойских отложений. Нижняя часть разреза складывается однообразным терригенным комплексом пород, главным членом которого являются кварцево-полевошпатовые песчаники, а второстепенным — конгломераты, кварциты, черные графитсодержащие филлитовые сланцы и редкие горизонты карбонатных пород. Песчаники состоят преимущественно из кварца (до 70%) и кислого плагиоклаза. В основании разреза, как правило, располагаются гравелиты, конгломераты и прубозернистые песчаники (200—600 м).

Основываясь на составе песчаников и их положении в нижней части разреза, мы относим терригенный комплекс пород к базальной аркозовой формации. С этой формацией тесно ассоциирует формация тиллитоподобных конгломератов, широко развитая вдоль границ с эвгеосинклинальными структурами. Породы этой формации состоят из валунов и га-

лек, рассеянных в несортированном песчаниковом материале. Гальки представлены преимущественно гранитами и гранито-гнейсами нижнего протерозоя.

Базальная аркозная формация в вертикальном направлении постепенно сменяется терригенно-карбонатной формацией. Для пород этой формации характерно ритмичное чередование песчаников с пластами карбонатных сланцев и песчанистых доломитов.

По направлению к внутренним поднятиям и к окраинам Байкальской складчатой области терригенно-карбонатная формация в латеральном

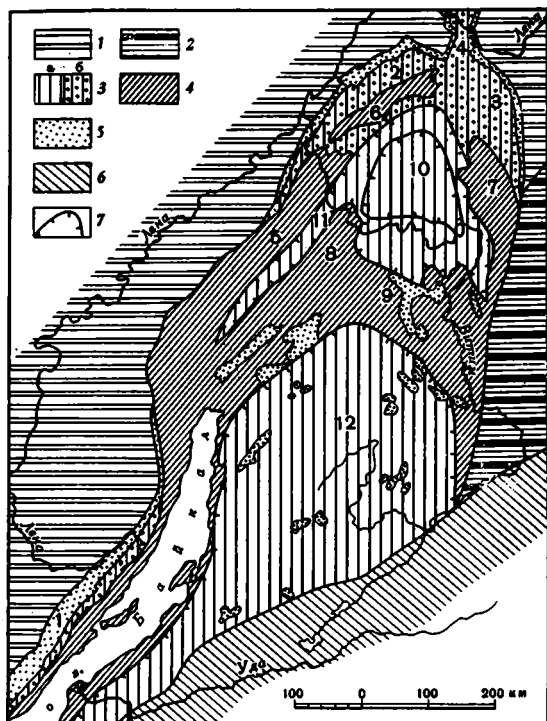


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов Байкальской складчатой области

Сибирская платформа: 1 — чехол; 2 — кристаллический фундамент. Байкальская складчатая область: 3 — рифейские эвгеосинклинальные (а) и многоэоосинклинальные (б) образования; 4 — нижне- и среднепротерозойские кристаллические породы; 5 — орогенные образования; 6 — раннекаледонская складчатая область; 7 — контуры основных структур. Цифры на схеме: 1 — Прибайкальский прогиб; 2 — Патомский прогиб; 3 — Жуинский прогиб; 4 — Уринское поднятие; 5 — Чуйский антиклинорий; 6 — Тонодский антиклинорий; 7 — Нечерский антиклинорий; 8 — Байкало-Конквудерский антиклинорий; 9 — Мамско-Витимский антиклинорий; 10 — Бодайбинский синклинорий; 11 — Мамский синклинорий; 12 — Баргузино-Витимский синклинорий

направлении частично замещается аркозной формацией, а на севере области, в районе Уринского поднятия, в нее вклинивается мощная формация тиллитоподобных конгломератов (рис. 2).

Выше по разрезу на площади всей внешней зоны области выделяется мощная толща среднерифейских известняков и доломитов, окрашенных в черный цвет, благодаря присутствию в них тонкораспыленного вещества, вероятно органического происхождения. Его содержание нередко достигает 20—30%. Эта толща образует формацию углистых известняков и доломитов. Типичными представителями этой формации являются баракунская свита Патомского прогиба и улунтуйская — Прибайкальского, достигающие мощности 1000—2000 м. В карбонатных породах формации широко распространены сингенетические брекчии и структуры подводного оползания. Среди известняков выделяются оолитовые, онколитовые и строматолитовые разновидности, а в Прибайкальском прогибе в углистых известняках присутствуют фосфориты, тесно связанные с кремнисто-карбонатными разновидностями пород.

Формация углистых известняков вверх по разрезу сменяется углесто-флишовой формацией. Ее особенностью является ритмичное чередование тонких прослоев черных углистых алевролитов, аргиллитов и сланцев, на поверхностях напластования слоев которых наблюдаются

разнообразные иероглифы. Поро- ды обычно пиритизированы и си- деритизированы, причем с пири- тизированными сланцами иногда ассоциирует золото.

В Прибайкальском прогибе не- прерывный ряд формаций оканчи- вается углисто-шлишиоидной фор- мацией, но в Жуинском и Патом- ском прогибах выше располагается верхнерифейская формация рифогенных известняков и доло- митов. Эта формация, мощностью до 1500—2000 м, сложена зелено- ватыми, розоватыми известня- ми и доломитами, накопившимися в морских мелководных условиях. Среди слоистых карбонатных по- род выделяются мощные пласты, линзы и рифовые постройки, со- стоящие из строматолитовых и он- колитовых известняков.

Рифейские формации, выпол- няющие рассматриваемые проги- бы, по своему строению и положе- нию относятся к категории мио- геосинклинальных. Терригенные породы, входящие в их состав, возникли преимущественно в ре- зультате разрушения антиклино- риев, отделяющих прогибы от эв- геосинклинали.

Возникновение аркозвой фор- мации и формации тиллитоподо- бных конгломератов, отражающих заложение миогеосинклинальных прогибов, связано с разрушением ограничивающих их антиклинори- ев. Возможность поступления об- ломочного материала со стороны удаленных участков платформы можно предполагать лишь для отдельных районов. В частности, на вероятный снос с платформы, происходивший при накоплении чистых кварцевых песчаников в основании голоустинской свиты, указывает И. К. Королук (1962).

Среди выделяемых формаций, формации углистых известняков и доломитов и углисто-шлишиоидная не характерны ни для платфор- менных, ни для орогенных осадоч- ных комплексов. Поэтому нам представляется совершенно не- обоснованным отнесение рифей- ского комплекса пород Патомско- го нагорья к молассам, как это

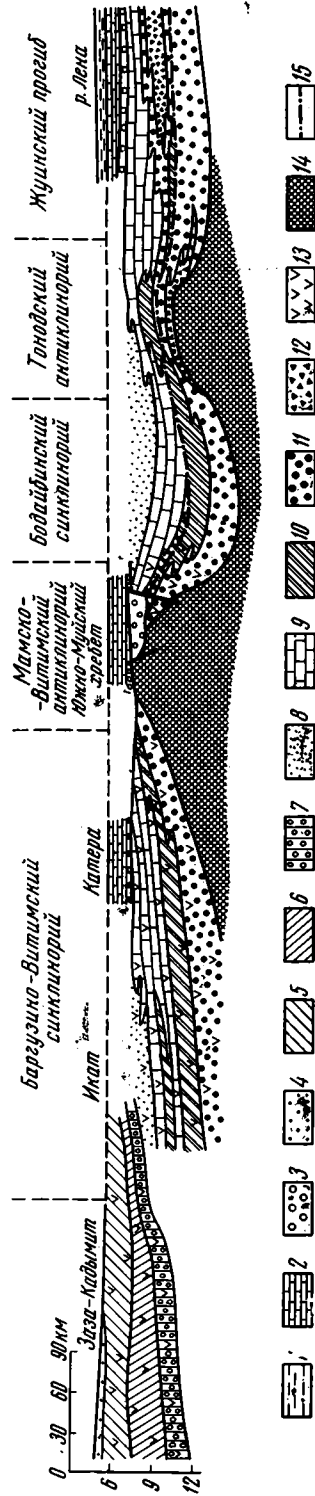


Рис. 2. Формационный профиль через Байкальскую складчатую область от р. Лены на севере до бассейна рек Заза-Кадымит на юге

1—2 — платформенные формации: 1 — терригенно-карбонатные формации верхнего кембрия — ордовика, 2 — карбонатная платформенная формация ленинского и амгинско- го ярусов кембрия; 3 — молассовая формация байкаль (верхний кембрий); 4 — молассовая формация каледонид (верхний кембрий); 5—7 — геосинклинальные образова- ния лавных каледонид (верхи рифей — нижний кембрий); 8 — карбонатно-вулканогенный комплекс; 9 — углисто-терригенно-вулканогенный комплекс; 10 — углисто-терригенно-вулканогенный комплекс; 11 — базальная аркозвая формация; 12 — формация тиллитоподобных конгломе- ратов; 13 — вулканогенные породы; 14 — дорифейские породы; 15 — условная линия равного стратиграфического уровня

предполагают А. П. Булгатов и Б. Н. Красильников (1968). К формации моласс в байкальских геосинклиналях Сибири следует относить осадочные толщи иного облика, а именно грубообломочные терригенные образования, залегающие на подстилающих отложениях рифея обычно несогласно и сменяющиеся вверх нижнекембрийскими платформенными формациями (Королюк, 1962; Клитин, Постельников, 1966).

В Прибайкальском прогибе молассовая формация сложена в нижней части грубозернистыми зеленовато-серыми песчаниками и гравелитами с мощными линзами конгломератов (ушаковская свита). Гальки конгломератов состоят главным образом из местных пород, в частности обломков геосинклинального комплекса рифея. Вверх по разрезу конгломераты постепенно исчезают и в составе формации основную роль играют зеленовато-серые полимиктовые песчаники, кластический материал которых плохо окатан и несортирован. Верхняя часть молассовой формации (мотская свита) сложена пестроцветными, красночетными песчаниками, сланцами и доломитовыми мергелями с прослоями ангидритов и псевдоморфозами по каменной соли. Выше молассовая формация повсеместно сменяется светло-серыми доломитами, доломитовыми известняками и известняками, образующими платформенную карбонатную формацию нижнего кембрия (Королюк, 1962).

Общая направленность формационного ряда, характерная для миеосинклиналя, в общих чертах сохраняется и для эвгеосинклинальной зоны, хотя там появляются новые формации и взаимоотношения между ними значительно сложнее.

В эвгеосинклинальной зоне Байкальской области выделяется два крупных широких синклинали (Бодайбинский и Баргузино-Витимский), выполненные метаморфизованными рифейскими толщами и характеризующиеся сложной складчатостью.

В Бодайбинском синклинории в основании рифейского разреза повсеместно устанавливается терригенная аркозавая формация, в строении которой по сравнению с миеосинклинальной зоной, более существенную роль играют сланцы. Хорошо развиты и терригенно-карбонатная формация (конкудерская свита). Состав следующей выше формации углистых доломитов и известняков отличается появлением черных сланцев и песчаников (гохтачинская свита), а в углисто-флишоидной формации присутствуют кварцевые песчаники и алевролиты (аунакитская, вачская свиты). Однако общим для двух последних формаций внешней и внутренней зон является высокое содержание (до 20—30%) тонкораспыленного углестового вещества.

Формационный ряд Бодайбинского синклинория завершается мощной (до 2000 м) граувакковой формацией, сложенной грубослойными граувакковыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами (см. рис. 2).

В Баргузино-Вигимском синклинории, расположенном в центральной части эвгеосинклинальной области, прослеживаются крупные литологические комплексы пород, которые имеют черты сходства с охарактеризованными ранее формациями. В основании рифея, как и во внешней зоне, предполагается мощный терригенный комплекс пород, но в нем присутствуют вулканогенные образования, нередко слагающие половину всего разреза, а также появляются горизонты кремнистых и кремнисто-карбонатных сланцев и линзовидных тел магнетит-гематитового состава. Характерно, что в составе песчаников содержатся обломки основных и кислых эффузивов.

В расположенном выше карбонатно-терригенном комплексе помимо карбонатных и терригенных пород существенную роль играют углистые сланцы и вулканы. Разрез рифея в синклинории завершается комплексом черных углистых известняков и доломитов со строматолитами и онколитами, но среди карбонатных пород появляются черные филлитовидные графит-карбонатные и кремнисто-карбонатные сланцы. Вулка-

ногенные породы развиты слабо, будучи представлены кислыми эффузивами.

В эвгеосинклинальной зоне байкалид молассовая формация распространена шире, чем в миогеосинклинальной и выделяется более четко. Она представлена мощными (до 6000 м) толщами конгломератов и песчаников, локализующихся в грабенообразных впадинах, от которых в современном эрозионном срезе сохранились только отдельные фрагменты (см. рис. 1). Как и в миогеосинклинальной зоне, молассовая формация вверх сменяется выдержанной по площади карбонатной платформенной формацией ниже- и среднекембрийского возраста общей мощностью 2000—2500 м.

Возраст молассовой формации Байкальской области, судя по ее взаимоотношениям с нижним кембрием и отдельным находкам строматолитов и микрофитолитов, следует рассматривать как вендский (Клигин, Постельников, 1966; Язмир, 1966; Хоментовский и др., 1969), хотя не исключено, что в отдельных впадинах в ее состав входят и более древние слои.

Вертикальный ряд осадочных и вулканогенных формаций Байкальской геосинклинальной области, как и вообще байкалид юга Сибири, в целом хорошо отражает общую направленность развития рифейских геосинклиналей. Здесь выделяются три крупных стадии. В раннюю стадию возникает однообразная аркозавая формация, тесно ассоциирующая с характерной для докембрия формацией тиллитоподобных конгломератов. В это время начали формироваться основные структуры области. Внутренние и окраинные поднятия служили источниками сноса огромной массы обломочного материала, накапливавшегося в соседних синклинориях и прогибах.

Зрелая стадия развития находит выражение в проявлении карбонатно-терригенной формации и широко развитой формации углистых известняков и доломитов. С предорогенной стадией связано накопление флишеидной формации черных углистых сланцев, а в Бодайбинском синклинории — граувакковой формации (рис. 2). Прекращение геосинклинального осадконакопления подчеркивается возникновением в конце рифея орогенной молассовой формации. Повсеместно она постепенно сменяется карбонатными платформенными формациями.

Следует подчеркнуть, что три крупных литологических комплекса, отражающие основные стадии развития рифейских геосинклиналей, выделяются в байкалидах Енисейского кряжа (Белянкина, Долгинов, Казаков, 1968), Восточного Саяна, Сангилен и Хамар — Дабана (Смирнов и др., 1967), а по данным А. Х. Иванова (1953) и новым исследованиям И. П. Палея, — в Восточном Прикозоголье. Нижний комплекс этих районов представлен терригенными породами, нередко преобразованными в различные гнейсы. Средний комплекс сложен карбонатными, углистыми породами и графитовыми мраморами. В составе верхнего комплекса преобладают сланцы, чередующиеся с вулканогенными образованиями. В этих районах выделяется и молассовая формация, залегающая на подстилающих рифейских породах несогласно, причем в ее строении нередко существенную роль играют вулканогенные толщи кислого состава.

Обращаясь к общим особенностям формационного ряда рифейских геосинклиналей, необходимо подчеркнуть сравнительную простоту его строения. В нем нет такого разнообразия формаций, как это наблюдается в каледонских или герцинских комплексах. Некоторые характерные формации рифея, например углистых известняков и доломитов, углесто-флишеидная, тиллитоподобных конгломератов встречаются редко среди осадочных толщ палеозоя и мезо-кайнозоя.

Близость строения рифейского формационного ряда в удаленных друг от друга районах, литологическое сходство их формаций, соизмеримость

мощностей, непрерывность разреза — все это свидетельствует об устойчивом тектоническом режиме на значительных площадях, занятых рифейскими геосинклиналями. Относительная простота строения геосинклиналей байкалид юга Сибири подчеркивается и объемной формой слоистых формаций, которые представлены вытянутыми линзовидными, иногда клиновидными телами, согласно наложенными друг на друга. Эти формационные тела отражают сравнительно простую и длительно существовавшую форму геосинклинальных прогибов. Следует отметить, что тела карбонатных формаций заполняют внутренние части крупных синклинориев и прогибов, выклинаясь и замещаясь по направлению к антиклиноориям терригенными формациями, что подчеркивает длительное и конседиментационное развитие основных структур.

Орогенные формации, в противоположность геосинклинальным, отличаются локальностью развития, резкими колебаниями мощностей и состава, что связано с их накоплением в отдельных впадинах, нередко ограниченных разломами. В большинстве случаев они залегают на подстилающих рифейских и более древних образованиях с несогласием и, вероятно, повсеместно с перерывом в осадконакоплении.

Анализ формационного ряда рифейской геосинклинальной области показывает, что замыкание байкальских геосинклиналей юга Сибири произошло в конце докембрия, в верхнем рифее, а начало накопления орогенных формаций определяется в одних случаях вендским, а в других — более ранним временем. Поэтому возраст складчатости, определяемый формационным методом по времени начала накопления орогенных формаций, позволяет понимать под байкальской складчатостью только складчатость конца докембрия. Более поздняя — кембрийская, должна быть отнесена к каледонской. К этому выводу ранее пришли Е. В. Павловский (1960) и Н. С. Зайцев (1964), показавшие необходимость ограничения верхнего возрастного предела байкалид. На площади байкальских сооружений юга Сибири геосинклинальные формации в послерифейское время больше не отлагались, а образовывались только орогенные и платформенные формации.

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В Байкальской складчатой области широко проявлен разновозрастный гранитоидный магматизм. Гранитоиды представлены как гранито-гнейсами, мигматитами, пегматитами, так и гранитами, гранодиоритами и щелочными породами. Они разделены на ряд комплексов на основании различий в фациальном облике, составе и немногочисленных геологических и радиологических данных. Они занимают различное положение по отношению к складчатым и разрывным структурам. В результате работ ряда исследователей, и главным образом Л. И. Салопа (1967), выделены мамско-оронский, баргузинский, тельмамский, конкудеро-мамаканский (витимканский) гранитоидные комплексы, возраст которых определяется как позднерифейский и раннепалеозойский. В. П. Арсентьевым (1966) и В. А. Дворкиным-Самарским (1965) эти комплексы рассмотрены как формации разных этапов развития региона.

Гранитоиды слагают большую часть области Байкало-Конкудерского и Муйско-Витимского антиклинориев и Баргузино-Витимского синклинория. Внутреннее строение этих сложных и обширных по площади структур известно слабо, и поэтому положение гранитоидных комплексов будет рассмотрено в отдельных более изученных районах.

Структурная позиция гранитов, гранито-гнейсов и гранит-пегматитов наиболее раннего мамско-оронского комплекса может быть выяснена в районе северо-восточного погружения Байкало-Конкудерского антиклинория. В результате анализа расположения многочисленных остатков осадочных пород среди гранитов и ориентировки гнейсовидности в

гранито-гнейсах, выявленных В. М. Таевским и З. К. Таевской, была сделана попытка восстановления деталей строения этого участка (рис. 3). Судя по «реставрированным» площадям выходов пород среднего протерозоя, нижней и средней подсерий рифея, их ширина выхода в плане на периклинальном погружении возрастает в 5—10 раз по сравнению с шириной выхода на крутом северо-западном крыле антиклинория,

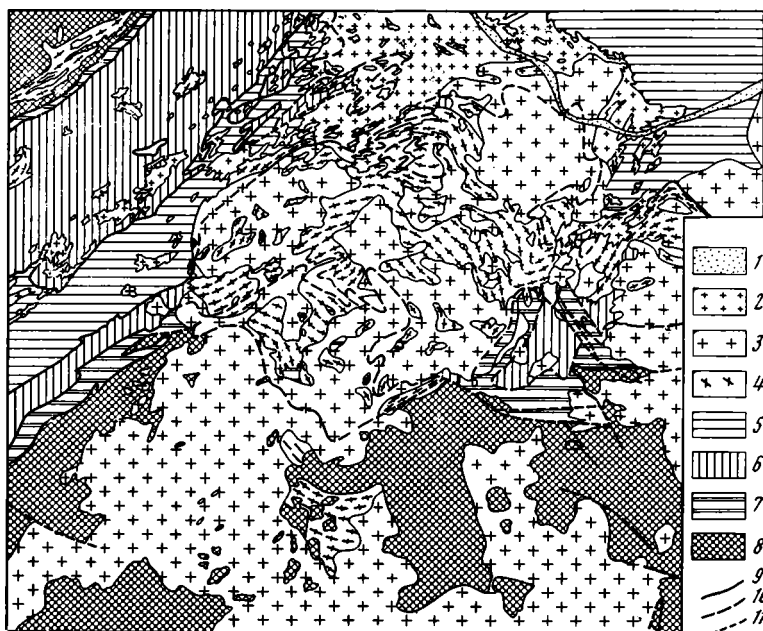


Рис. 3. Схематическая карта структурного положения гранито-гнейсов мамско-оронского и гранитоидов тельмамского комплекса в периклинальном замыкании Байкало-Конкудерского антиклинория. Составлена Т. Г. Павловой по материалам В. М. Таевского, З. К. Таевской, Л. В. Ревякина и С. Д. Шера.

1 — четвертичные отложения; 2 — гранит-пегматиты и пегматиты; 3 — гранитоиды тельмамского комплекса; 4 — гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса; 5 — кадаликанская подсерия рифея; 6 — баллаганакская подсерия рифея; 7 — тепторгинская серия среднего протерозоя; 8 — муйская и чуйская серии нижнего протерозоя. Геологические границы: 9 — установленные; 10 — предполагаемые; 11 — линии разломов

где гранито-гнейсы отсутствуют. Такое увеличение ширины выходов, особенно нижней подсерии рифея (в 10 раз), по-видимому, связано с дополнительными складками на фоне общего пологого зеркала складчатости. В этой области общего пологого погружения антиклинория широко развиты гранито-гнейсы и гранит-пегматиты мамско-оронского комплекса, и их положение на периклинальном замыкании антиклинория определено положительной структурой с относительно небольшой амплитудой поднятия.

Севернее, в области антиклинального перегиба между Мамским и Бодайбинским синклинориями, гранито-гнейсы сменяются гранит-пегматитами. Здесь они не представляют собой такого сплошного поля, как это условно показано на геологической схеме (рис. 3). Они очень обильно насыщают эту площадь, и простираения их тел подчиняются складчатым формам вмещающих пород.

Граниты и гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса приурочены также к северо-восточному крылу Муйско-Витимского и западному крылу Нечерского антиклинориев, разделенных Бодайбинским синклинорием. Среди гранитоидов известно большое количество участков пород кадаликанской и бодайбинской подсерий рифея, сохранивших первона-

чальное залегание. По мере погружения оси синклинория к северо-западу гранито-гнейсы сменяются инъекциями, жилами и фельдшпатизированными породами рифея. Напротив, к востоку и к западу от центрального замыкания прогиба по направлению к смежным антиклинариям располагаются более молодые гранитоиды. Таким образом, и в этом районе гранито-гнейсы размещаются в области, относительно приподнятой по сравнению со структурой синклинория.

В отношении структурного положения пегматитов мамско-оронского комплекса существуют различные представления, детально рассмотренные Д. А. Великославинским и др. (1963). В свете имеющихся в настоящее время материалов очевидно правильными являются заключения упомянутых авторов о том, что наиболее насыщена пегматитами центральная антиклинальная зона, состоящая из нескольких брахиформных асимметричных складок. К осевой части более глубоко эродированных складок приурочены мелкие тела гранито-гнейсов и различных мигматитов, а к их крыльям и менее вскрытым ядрам складок — пегматиты. Такая тесная связь пегматитов со складчатыми формами свидетельствует, что образование пегматитов одновременно со складчатостью.

Гранит-пегматиты и пегматиты приурочены также к области антиклинального перегиба между Мамским и Бодайбинским синклинориями.

С областями распространения пород мамско-оронского комплекса очень тесно связаны сильно метаморфизованные породы рифея, в то время как во внутренней части Бодайбинского синклинория и в прогибах внешней зоны одновозрастные породы метаморфизованы лишь до стадии филлитовых сланцев. Степень изменения зависит не столько от относительного возраста пород в пределах мощного разреза верхнего протерозоя, сколько от положения в той или иной части структуры. Тесная ассоциация кристаллических сланцев и других сильно метаморфизованных пород с породами, в которых проявлена гранитизация и мигматитообразование, позволяет рассматривать эти явления, как имеющие причинную связь.

Таким образом, мамско-оронский комплекс является наиболее ранней, очень характерной ассоциацией гранито-гнейсов, гранитов, гранит-пегматитов, пегматитов и сопутствующих им метаморфических пород. Гранито-гнейсы тесно связаны со складчатыми формами, наследуя простирания первичной слоистости стратифицированных толщ, преобразованной в гнейсовидность. Наблюдаются постепенные переходы, с одной стороны, от гранито-гнейсов к гранитам, с другой — к вмещающим породам, метаморфизованным до амфиболовой фации. По химизму гранитоиды этого комплекса очень ярко отличаются своей пересыщенностью глиноземом. Антиклинальные структуры, к которым приурочены гранито-гнейсы, если рассматривать их по поверхностям зеркала складчатости, представляют собой сравнительно простые пологие формы. Такое структурное положение, гранитный состав и текстурные особенности гранито-гнейсов отвечают гранито-гнейсовой формации геоантиклиналей (Павлова, 1964).

Очевидно, что время становления этой формации является очень важным для выяснения времени формирования крупных складчатых структур. Оно может быть датировано данными, приведенными Л. И. Салопом (1967), о нахождении гальки гранитов и гранит-пегматитов, очень сходных с породами мамско-оронского комплекса, в конгломератах, подстилающих нижний кембрий в Северо-Байкальском нагорье и Средне-Витимской горной стране. Эти конгломераты, по мнению К. А. Клитина и Е. С. Постельникова (1965), являются вендскими образованиями.

Для пород мамско-оронского комплекса известны единичные радиологические определения по циркону α -свинцовым методом, полученные А. А. Краснобаевым (Салоп, 1967). Эти значения (690, 750 и 1040 млн. лет) указывают на предвендское, верхнерифейское время образования гранитоидов.

Многочисленные радиологические данные, полученные К—Аг-методом, характеризуют гранито-гнейсы и пегматиты как нижнепалеозойские образования (Великославинский и др., 1963; Жаднова, 1968) и ряд исследователей полагает, что гранитоиды этого комплекса являются каледонскими. Однако приведенные выше геологические и радиологические данные и исследования причин «омоложения» значений К—Аг-метода (Мануйлова и др., 1968; Неелов, 1967) позволяют считать более правильной первую точку зрения.

Следующими по времени проявления являются гранитоиды тельмамского комплекса на севере и баргузинского комплекса на юге Байкальской складчатой области, слагающие колоссальные площади. В породах тельмамского комплекса описаны значительные вариации в составе, вплоть до щелочных сиенитов, но преобладают биотит-амфиболовые и амфибл-биотитовые граниты. В составе баргузинского комплекса наблюдаются биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, сиенитодиориты, лейкократовые и пегматоидные граниты. Ряд исследователей предполагает многофазное становление интрузий гранитов, но более вероятно, что все разнообразие пород связано с явлениями гибризма.

Рассмотрение положения гранитов тельмамского комплекса в структуре Байкало-Конкудерского антиклинория также позволяет отметить некоторые особенности морфологии и размеров тел в зависимости от структуры (см. рис. 3). В области описанного выше пологого погружения антиклинория граниты распространены в виде тел с прихотливыми контурами в плане, часто очень небольших размеров. Их площади чередуются с участками развития гранито-гнейсов. По направлению к центральной части антиклинория массивы гранитоидов приобретают крупные размеры, заметно уменьшается количество ксенолитов вмещающих пород.

Для гранитоидов тельмамского комплекса в деталях отмечаются секущие соотношения с вмещающими породами, в то время как в целом породы этого комплекса приурочены к осевым частям антиклинальных структур.

Структурная позиция гранитоидов баргузинского комплекса может быть выявлена в ряде районов. Крупные тела баргузинского комплекса в Баргузино-Витимском синклинии, как отмечает А. Н. Булгатов (1966), приурочены к ядрам антиклинальных структур и их вытянутая форма совпадает с простираем осей структур. В пологих контактах со сланцами развиваются широкие зоны мигматитов и гнейсовидных гранитов. В ряде участков прослежены линейные текстуры течения. Наблюдая согласную со складчатой структурой форму плутонов, наличие прогкластических текстур, проявления значительных контактовых ореолов, А. Н. Булгатов (1966) отмечает, что формирование баргузинского комплекса происходило одновременно со складчатостью.

Л. И. Салоп (1967), рассматривая в целом гранитоиды Байкало-Витимского антиклинория как единый Ангаро-Витимский ареал-плутон подчеркивает, что обычно диапировые выступы отражаются во вмещающих породах в виде антиклиналей (антиклинориев), а провесы кровли в виде синклиналей (синклинориев). В самих контактовых зонах наблюдается расщепление вмещающих пород и гранитов. На основании этих наблюдений и микроскопических исследований Л. И. Салоп пришел к выводу об активном воздействии гранитной магмы на вмещающие структуры.

Таким образом, для баргузинского и тельмамского комплексов выявлены сходные черты в их тектонической позиции, выраженные в том, что они приурочены к осевым частям антиклинальных структур, с неполностью согласным, но подобным положением в этих структурах. Характерными чертами их фациального облика являются заметные вариации в

пределах гранитоидной группы пород, в значительной мере зависящие от ассимиляции вмещающих толщ, гнейсовидные гранитизированные породы в контактовых ореолах и большая роль ксенолитов в эндоконтактах. Несмотря на очень большие размеры массивов, их контактовые ореолы менее значительны, чем области регионально-плутонического метаморфизма, сопутствовавшие более ранней гранито-гнейсовой формации.

В отношении химизма гранитоиды характеризуются пересыщенностью глиноземом, но меньшей, чем породы предшествовавшей формации, и вариациями вплоть до пород нормального ряда.

По отмеченным выше структурным и петрологическим признакам гранитоиды тельмамского и баргузинского комплексов представляют батолитовую формацию. Этот формационный тип широко описан во многих районах.

Время формирования этих позднекладчатых гранитоидов известно по геологическим соотношениям и радиологическим данным. Галька гранитоидов баргузинского комплекса найдена в базальных конгломератах, согласно перекрытых песчаниками, сланцами и карбонатными породами с фауной нижнего кембрия в Баргузино-Витимском горном районе (Павловский, Хренов, Беличенко, 1954; Булгатов, 1966). Терригенный комплекс, содержащий гальку конгломератов, относится к венду (Клитин, Постельников, 1966). Радиологические определения, полученные для баргузинского комплекса в Северном Прибайкалье (596 и 686 млн. лет) (Дворкин-Самарский, Туговик, 1966), не противоречат этим геологическим данным.

Последующие гранитоидные комплексы, такие как конкудеро-мамаканский (витимканский) и щелочной сыннырский являются посткладчатыми и связаны с послебайкальской историей развития области. Они занимают несоизмеримо меньшие площади по сравнению с гранитоидами гранито-гнейсовой и батолитовой формаций.

Конкудеро-мамаканский комплекс в понимании Л. И. Салопа (1967) объединен с витимканским. Однако сопоставление петрографических и петрохимических особенностей гранитоидов Байкало-Патомского нагорья и Витимской горной страны показало, что они различны и такое объединение неправомерно.

Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса в ряде участков явно приурочены к разломам, в других такой ясной связи не наблюдается. Обычно это тела 10—20 км в диаметре, штокообразной формы, сопровождающиеся небольшими зонами контактовых роговиков. Они занимают секущее положение по отношению к вмещающим структурам и гранитоидам батолитовой формации. От последних они отличаются более кислым составом и большей частью представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитоидами нормального ряда. Этот признак указывает на то, что они являются более поздними дифференциатами в процессе становления батолитовой формации. В известной мере они могут рассматриваться как дополнительные интрузии, которые описаны в многофазных комплексах Казахстана (Коптев-Дворников и др., 1960), более молодые по отношению к гранитоидам главной фазы внедрения, но тесно связанные пространственно и генетически. Частая их приуроченность к зонам разломов позволяет выделить их как формацию трещинных интрузий.

Гранитоиды витимканского комплекса, как отмечает В. А. Дворкин-Самарский (1965), распространены в виде пояса от Витимского нагорья, бассейна р. Уды по направлению к хребту Хамар-Дабан, субпараллельно поясу гранитоидов джидинского комплекса. По некоторым данным, витимканский комплекс синхронен формированию батолитовой формации каледонской структуры Забайкалья (джидинскому комплексу), но расположен в области байкалид. Такие свойственные этому комплексу признаки, как приуроченность к разломам и многофазное внедрение мо-

гут рассматриваться как черты, присущие «внегеосинклинальным» гранитоидам, описанным М. С. Нагибиной (1963) на примере мезозойских гранитоидов Монголо-Охотского пояса. В отличие от мезозойских «внегессинклинальных» гранитоидов отсутствие эффузивных аналогов и равномернозернистые, а не порфировидные структуры пород витимканского комплекса могут быть связаны с относительно большими глубинами формирования последних. Галька гранитоидов витимканского комплекса известна в конгломератах иташинской свиты, относимой условно к верхнему кембрию (Салоп, 1967). Радиологические данные (470, 374 млн. лет) (Дворкин-Самарский, Туговик, 1966) характеризуют возраст этого комплекса как нижнепалеозойский.

Граниты конкудеро-мамаканского комплекса имеют активные контакты с гранитоидами тельмамского комплекса и с породами кембрия, залегающими в грабенах к северо-западу от Муйской глыбы, в бассейне р. Мамакан. Их верхний возрастной предел геологически не датирован, и лишь по косвенным соображениям можно говорить об их нижнепалеозойском возрасте.

Анализ структурных соотношений и выявление формационного типа гранитоидов позволяет выяснить, что конформность и конкордантность с крупными складчатыми формами наиболее ярко выражена в гранито-гнейсовой формации. На основании этих признаков можно предполагать, что время образования этой формации совпадало с периодом формирования крупных складчатых структур. Ко времени становления больших масс гранитоидов батолитовой формации крупные складчатые формы первого порядка в основном были сформированы. Это предположение подтверждают наблюдения над секущими, неполностью согласными контактами плутонов, хотя, как было отмечено выше, формы плутонов в целом подобны морфологии крупных структур. Гранитоиды этой формации являются позднескладчатыми.

Формация трещинных интрузий уже не связана так тесно со складчатыми формами и в своем размещении подчиняется разломам, т. е. является послескладчатой.

Находки галек гранитов в конгломератах, подстилающих кембрийские отложения, позволяют предполагать, что становление батолитовой формации предшествовало формированию орогенного комплекса. К этому времени уже произошло замыкание геосинклинального режима с присущими ему осадконакоплением и складкообразованием. Оно, очевидно, сопровождалось значительными воздыманиями большей части Байкальской складчатой области. Эти воздымания происходили как до образования орогенных грабен-синклиналей, так в меньшей мере и позже. После среднего кембрия восходящие движения сопровождалось внедрением трещинных интрузий гранитов.

Из анализа рассмотренных соотношений может быть сделан вывод о большой роли батолитовой формации в завершении геосинклинального стиля развития, а время ее становления предшествует образованию орогенной молассы, документирующей время завершения складчатости. Последующий гранитный магматизм в виде формации трещинных интрузий, секущих посторогенные отложения, уже представляет собой лишь отзвук мощного процесса гранитообразования позднего рифея.

В заключение следует подчеркнуть, что анализ осадочных и магматических формаций на примере Байкальской области подтверждает проявление в пределах складчатых систем юга Сибири в конце рифея интенсивной складчатости, в процессе которой на территории Байкальской горной области, Енисейского края и Восточного Саяна сформировался мощный «гранито-гнейсовый» слой, что привело к завершению в этих районах геосинклинального типа развития.

Литература

- Арсентьев В. П. Протерозойские магматические формации Бурятской АССР. В кн. «Магматические и метаморфические образования Сибири», Изд-во «Недра», 1966.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А., Казаков Г. А. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла. Геотектоника, № 3, 1968.
- Булгатов А. Н. Позднепротерозойские гранитоиды севера Бурятии. В кн. «Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые». Улан-Удэ, 1966.
- Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири. Геология и геофизика, № 8, 1968.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 17, Изд-во АН СССР, 1963.
- Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.
- Дворкин-Самарский В. А., Туговик Г. И. О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области. В кн. «Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые», Улан-Удэ, 1966.
- Жаднова Т. П. Верхний докембрий северо-востока Ленского золотоносного района. Автореф. дис. на соиск. ученой степ. канд. геол.-мин. наук, М., 1968.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов А. Х. Восточное Прикозоголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание. Тр. Монгольской комиссии АН СССР, Изд-во АН СССР, вып. 3, 1953.
- Клигин К. А., Постельников Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. Геотектоника, № 6, 1966.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1960.
- Королук И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Процессы омоложения и вопросы геохронологии докембрия Восточной Сибири. В кн. «Геология докембрия», Изд-во «Наука», 1968.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Неелов А. Н. Изотопный возраст докембрийских пород юго-востока Восточной Сибири. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2(4), Чита, 1967.
- Павлова Т. Г. О новом типе гранитной формации на примере западной части Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, т. 156, № 4, 1964.
- Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) западного и восточного Прибайкалья. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 8, Изд-во АН СССР, 1960.
- Павловский Е. В., Хренов П. М., Беличенко В. Г. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. т. 2, Изд-во «Недра», 1967.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. Изд-во «Наука», 1967.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000, ред. А. Л. Яншин. Изд-во ГУГК, 1966.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 5, № 27, 1952.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 91, Изд-во АН СССР, 1963.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. В кн. «Тектоника и формации», Изд-во АН СССР, 1967.
- Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Якшин М. С. О юдомском комплексе Сибири. Геология и геофизика, № 3, 1969.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. вып. 2, (6), Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1945.
- Язмир М. М. К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны (Структурно-фациальное районирование). В кн. «Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий», Тр. Бурятского компл. н.-и. ин-та СО АН СССР, вып. 21. Сер. геол., Улан-Удэ, 1966.

УДК 551.24 (235.216)

Г. И. МАКАРЫЧЕВ**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ
И РАЗЛОМЫ**

Среди складчатых сооружений Тянь-Шаня на основе прямых геологических наблюдений, а также по геофизическим и геотермическим данным, выделяется Ферганский срединный массив. Рассмотрено его строение и история развития. Пересмотрена амплитуда Ферганского сдвига. Показано, что геосинклинали Тянь-Шаня в разное время заложились на коре, лишенной развитого гранитного слоя.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Тектоническое районирование складчатых систем имеет длительную историю. В сущности оно возникло одновременно с учением о геосинклиналях, столетний юбилей которого геологи отмечали десять лет назад. По мере развития наших знаний о строении земной коры менялись и принципы тектонического районирования складчатых областей. В нашу задачу не входит разбор этих представлений, тем более, что он частично сделан в известной работе В. Е. Хаина и Ю. М. Шейнманна (1960) и в недавно вышедшей на русском языке книге Ж. Обуэна (1967). Здесь мы остановимся только на отдельных моментах этой истории применительно к районированию Западного Тянь-Шаня и приведем новые данные, полученные в результате детальных исследований последнего десятилетия. Прежде всего это относится к положению Ферганской впадины среди складчатых сооружений Тянь-Шаня и ее тектонической природе, значению разломов разного класса для целей тектонического районирования и, наконец, роли сдвигов в формировании складчатых структур этой территории.

Среди складчатых сооружений Тянь-Шаня выделяются три структурно-фациальные зоны: Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. В основу трехчленного деления Тянь-Шаня положен принцип районирования по возрасту складчатости, т. е. времени проявления последних интенсивных тектонических движений геосинклинального типа, после которых наступает платформенный режим развития. Представление о разном возрасте складчатых зон Тянь-Шаня возникло не сразу, а в результате многолетних работ выдающихся геологов: Д. В. Наливкина (1926), В. А. Николаева (1933, 1939), А. В. Пейве (1937, 1938, 1945, 1947), В. И. Попова (1938), В. Н. Огнева (1935, 1937, 1939), Н. М. Синицына (1957, 1960) и др.

Первая попытка районирования Средней Азии связана с маршрутными исследованиями Д. И. Мушкетова (1919), который путем сравнения простиранного складок выдвинул представление о «Ферганской сигмоиде». Первую схему тектонического районирования Тянь-Шаня предложил Д. В. Наливкин (1926), выделивший Северные, Южные и Центральные дуги, показав их разновозрастность. В дальнейшем на этой основе многие исследователи разрабатывали и разрабатывают новые схемы, сущность которых сводится к уточнению границ зон и более

дробному их расчленению. При детальном районировании помимо возраста складчатости, хотя этот принцип по-прежнему остается ведущим, учитываются тип складчатости, типы разрезов, характер магматических проявлений. Иными словами, в основу тектонического районирования Тянь-Шаня кладется комплекс признаков (Зубцов, 1956₁; Довжиков, 1960; Вонгаз, 1958_{1,2}; Кнауф, 1966; Королев, 1961; Резвой, 1959; Н. М. и В. М. Синицыны, 1958; и др.). Нужно отметить, что новому подходу в не-малой степени способствовало учение о геологических формациях, основоположниками которого являются Н. С. Шатский и Н. П. Херасков.

Вместе с тем районирование по возрасту складчатости, как показала работа по составлению тектонической карты Евразии, выполненная в Геологическом институте АН СССР большим коллективом сотрудников под руководством А. Л. Яншина (Тектоническая карта Евразии, 1966), встречает много трудностей. Эти трудности становятся непреодолимыми при установлении возраста складчатости в геосинклинальных зонах «сквозного» развития. Поэтому не случайно возникли такие определения, как «поздние каледониды» и «ранние герциниды». Не исключает этих трудностей и применение формационного метода, поскольку одинаковые формации образуются в различных тектонических обстановках (Херасков, 1967; Яншин, 1965). Все это вынуждает разных исследователей искать новые пути. В этом отношении представляется важным выделение этапов в развитии геосинклиналей (Пейве, Синицын, 1950; Богданов, 1959; Муратов, 1963, 1967). Многих трудностей при тектоническом районировании складчатых систем можно избежать, если основываться на изучении истории развития геосинклиналей от момента их заложения до превращения в складчатые системы и платформы. Такой подход нам представляется наиболее прогрессивным, так как он позволяет подойти к выяснению общих закономерностей развития структуры Земли и объяснить пространственное положение складчатых областей разного возраста. Именно это направление развивает в своих последних работах Н. А. Штрейс (1962, 1964, 1968). Перспективность нового направления подтверждается изучением глубинного строения Земли, выяснившим резкие различия в строении коры под океанами и континентами и крайнюю ее неоднородность в пределах континентов и даже складчатых систем, а также особенности проявления магматизма на разных стадиях развития геосинклиналей. Известно, что на ранних стадиях развития геосинклиналей преобладает основной магматизм, в то время как гранитоидный магматизм или совсем отсутствует или проявляется слабо. Напротив, в процессе развития геосинклиналей происходит нарастание гранитоидного магматизма и затухание основного. Эти общие закономерности проявления процессов магматизма являются важнейшими признаками для установления начальных стадий развития геосинклиналей.

Возвращаясь к истории тектонического районирования Тянь-Шаня, нельзя не остановиться на роли разломов в этом вопросе. В 40-х годах возникло новое направление в тектонике — учение о глубинных разломах. Выдающаяся роль в его создании в нашей стране принадлежит А. В. Пейве (1945, 1956_{1,2}, 1960). Установление блокового строения коры не только оказало решающее влияние на принципы тектонического районирования складчатых областей и Земли в целом, но и привело в пересмотру уже сложившихся представлений по главнейшим вопросам тектоники. С глубинными разломами стали связывать ограничения платформ, а также заложение геосинклиналей и положение целых складчатых поясов (Хаин, 1963, 1969), проявления магматизма, торцовые сочленения разновозрастных складчатых систем и т. д. Появилось множество классификаций по разным признакам, наметилась эволюция глубинных разломов (Суворов, 1968). Глубинными разломами стали объяснять зоны геофизических аномалий, поля развития гранитоидов, а зоны фа-

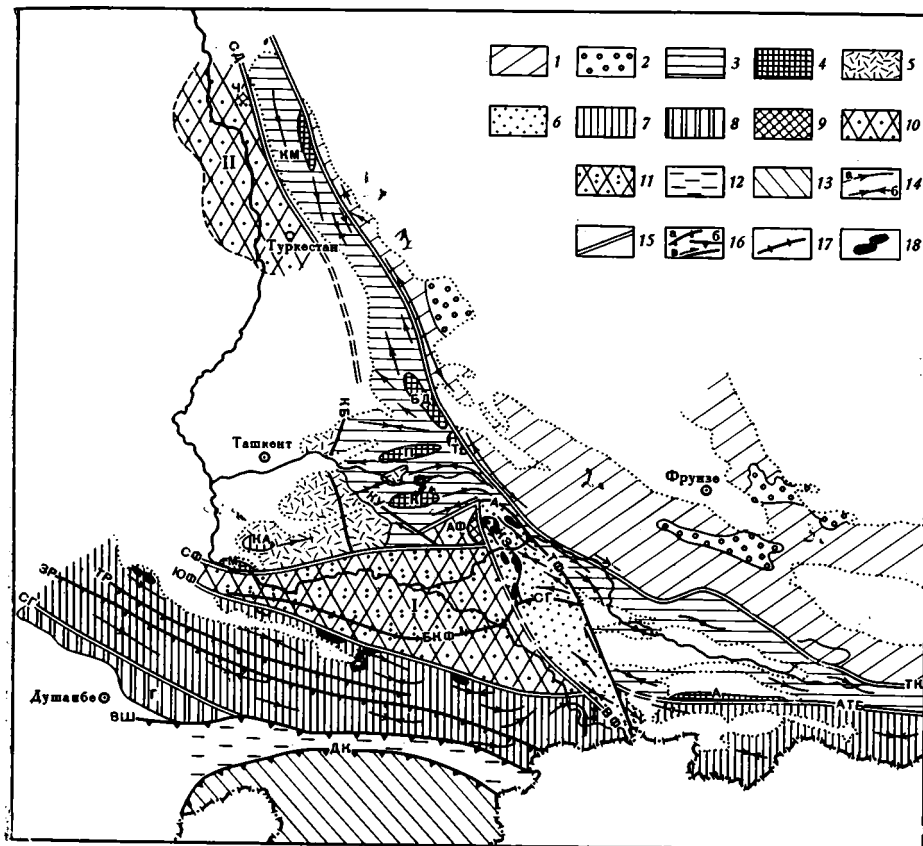


Рис. 1. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и прилегающих территорий
 1—2 — Рифейско-каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня: 1 — рифейско-каледонские зоны; 2 — эпикаледонские наложенные впадины. 3—6 — каледонско-раннегерцинская складчатая система Среднего Тянь-Шаня: 3 — каледонско-раннегерцинские складчатые зоны; 4 — выступы рифейского складчатого основания (КМ — Кумыстинский, БД — Боролдай-Джабалинский, П — Пскемский, Т — Таласский, К — Касансайский, КА — Калкан-Атинский, М — Моголтауский, А — Атбашинский); 5 — Коржантау-Кураминская зона наложенных впадин, заполненных верхнепалеозойскими вулканогенными толщами; 6 — Турдук-Ясинская зона наложенных впадин, заполненных верхнепалеозойскими флишево-молассовыми толщами; 7—8 — ранне- и позднегерцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня: 7 — ранне- и позднегерцинские складчатые зоны; 8 — выступ рифейского складчатого основания (Г — Гиссарский); 9—11 — срединные массивы (I — Ферганский, II — Сырдарьинский); 9 — выходы основания массивов на поверхность (АФ — Афлатунский, Ч — Чулийский); 10 — неглубокое залегание основания массивов (до 5 км); 11 — глубоко попруженное основание массивов (свыше 10 км); 12 — преднаюрская зона эпипалеозойских дислокаций; 13 — Северо-Памирская зона герцинской складчатости; 14 — простирация складок (доверхнепалеозойских); а — антиклиналей; б — синклиналей; 15—17 — разрывные нарушения: 15 — глубинные разломы (ТК — Терский-Каратауский, АТБ — Атбашинский, СД — Сырдарьинский, СФ — Северо-Ферганский, ЮФ — Южно-Ферганский, ВФ — Восточно-Ферганский, СГ — Северо-Гиссарский); 16 — главные синклинальные разрывы (краевые по другим авторам): а — сбросы (ТР — Туркестанский, ЗР — Зеравшанский); б — надвиги и взбросы (А — Атойковский, КЗ — Кызурганский, СГ — Супанташский, ВШ — Вахшский, ДК — Дарваз-Каракульский); в — сдвиги (ТФ — Таласо-Ферганский, КВ — Кумбельский, КУ — Кушарский); 17 — Бутакаринско-Карабулакская флексуно-разрывная зона; 18 — ультраосновные породы

циальных переходов связывать с развитием разломов меньшей глубины заложения и длительности развития. Последние представления наиболее широко распространены в работах среднеазиатских геологов (Синицын, 1960; Кнауф, 1966; Каледа, 1965; Кухтиков, 1969; и др.). Подобные построения порой делаются без достаточного основания, на что обратил внимание А. В. Пейве (1967). Одним словом, наметилась тенденция, при которой фациальные различия соседних блоков стали объяснять исключительно движениями по разломам в период осадконакопления, нередко забывая важнейшее свойство глубинных разломов, а именно стабильность в пространстве и длительность их развития. В построениях ряда геологов складчатость рассматривается проявившейся чуть ли не «авто-

номно» в каждом блоке, причем размеры блоков в поперечнике порой не превышают 10 км (Кухтиков, 1969).

На схемах тектонического районирования Тянь-Шаня разных авторов, опубликованных в последние годы, показано свыше 20 зон и подзон. Их границами обязательно являются разломы «различной глубины заложения и длительности развития». Для их выделения часто используются хорошо картируемые складчатые нарушения, нередко кулисообразно подставляющие друг друга и образующие целые зоны разрывов разного возраста.

Многолетние исследования автора в Тянь-Шане, а также новые данные геологического и геофизического характера других исследователей позволяют внести дополнения в существующие тектонические схемы и пересмотреть роль ряда разломов в развитии этой территории. На предлагаемой схеме (рис. 1) сохранены только те разломы, которые обладают всеми признаками глубинных разломов в их классическом определении.

ПОЛОЖЕНИЕ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ СРЕДИ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Зональное строение Тянь-Шаня находится в тесной связи с глубинным строением земной коры. Геофизические исследования последних лет выявили отчетливое ступенчатое строение поверхности Мохо под разными зонами.

Так, в Северном Тянь-Шане эта поверхность располагается на глубине 42—45 км, в Срединном — 35—40 км, в Ферганской впадине — 50—55 км, в Южном Тянь-Шане — 60 км (Крестников, Нерсесов, 1962). Эти данные, очевидно, вполне объективные, однако они отражают только общую специфику глубинного строения Тянь-Шаня. Действительная картина много сложнее. Исследования О. П. Горьковского и В. И. Уломова (1967) в Срединном Тянь-Шане установили резкую неоднородность земной коры этой территории. Здесь мощность коры меняется на коротких расстояниях от 40 до 65 км. Максимальная мощность коры наблюдается под Касансайским поднятием, постепенно уменьшаясь в сторону Сандалашского (до 50—55 км) и Сумсарского прогибов (45—50 км). Наименьшая мощность коры отмечена в Кураминской зоне (40 км, причем в ряде мест кора утончается до 33 км). Еще большие колебания характерны для «гранитного» слоя, мощность которого меняется от 8—10 км в Кураминской зоне до 35—40 км в Касансайском поднятии Чаткальской зоны. Резкое различие в мощностях земной коры и особенно «гранитного» слоя под прогибами и поднятиями, по-видимому, отражает определенную направленность в формировании структуры коры и тесно связано с развитием основных структурных зон Тянь-Шаня. Тектонические зоны этой территории отличаются не только строением коры, но и особенностями проявления тектонических движений и явлений магматизма. Давно известно несовпадение главных этапов осадконакопления и складчатости в разных зонах Тянь-Шаня. Если в Северной зоне расцвет геосинклинального режима приходится на рифей и ранний палеозой, то в Южной зоне ему отвечает интервал времени от среднего палеозоя до ранней перми. Срединный Тянь-Шань, вследствие своего положения между северной и южной зонами, в рифее и раннем палеозое испытывал влияние со стороны Северного Тянь-Шаня, а в среднем и позднем палеозое — со стороны Южного Тянь-Шаня. Такое же несовпадение наблюдается в протекании процессов магматизма. Активный вулканизм с образованием спилито-кератофировой и диабазовой формаций в Северном и Срединном Тянь-Шане был в рифее и в дальнейшем не возобновлялся. В Южном Тянь-Шане аналогичные формации образовались только в силуре и раннем девоне (Поршняков, 1968). Проявлению вулканиз-

ма в Южном Тянь-Шане предшествовало накопление маломощных карбонатно-терригенных осадков нижнего палеозоя, которые обычно здесь рассматриваются как образования догеосинклинального этапа развития. Указания Д. П. Резвого (1959) и Б. В. Ясковича (1968) о присутствии вулканогенных толщ в разрезе нижнего палеозоя не подтвердились работами Г. С. Поршнякова, В. И. Котельникова и А. В. Яговкина.

Гранитоидный магматизм в Северном Тянь-Шане впервые проявился в рифее и достиг максимального развития в ордовике. Судя по данным абсолютной геохронологии, к этому времени относится широкое проявление гранитизации, захватившей отложения рифея и нижнего палеозоя. В Среднем Тянь-Шане появление первых гранитоидов также относится к рифею, однако максимум проявлений гранитоидного магматизма в этой зоне приходится на ранний и средний палеозой (Штрейс, Макарычев, 1969). В Южном Тянь-Шане достоверно установлены только раннепермские гранитоиды. Таким образом, тектонические зоны Тянь-Шаня в разное время испытали складчатость, магматизм и метаморфизм. Нам представляется крайне важным фактором в развитии зон неодновременное проявление основного вулканизма. Широко распространено мнение о том, что спилито-кератофировая и диабазовая формации характеризуют начальные стадии развития геосинклиналей и тем самым отражают определенное состояние земной коры, на которой эти геосинклинали закладываются. С этих позиций, применительно к Тянь-Шаню, можно говорить о разном времени заложения геосинклиналей Северного и Среднего Тянь-Шаня, с одной стороны, и Южного, с другой, что отражает определенную направленность в развитии этой территории в целом. В этой связи Ферганская впадина обладает рядом особенностей строения и развития, отличающих ее от других зон Тянь-Шаня.

Проблеме Ферганской впадины посвящено большое количество работ. Это и понятно, так как выяснение тектонической природы Ферганы имеет прямое отношение к проблеме происхождения виргаций в ее горном обрамлении. Мнения исследователей по этому вопросу резко противоположны и в настоящее время. Одни считают, что принципиальной разницы между строением палеозойского основания впадины и горным обрамлением нет (Попов, 1938; Зубцов, 1956₂; Резвой, 1959; Буртман, 1964; Орловский, 1964; Кнауф, 1966) и включают ее в складчатую зону Южного Тянь-Шаня. Другие рассматривают Ферганскую впадину в качестве самостоятельной структурной единицы, в основании которой находится погруженная докембрийская плита (Архангельский, 1941; Огнев, 1937; Пейве, 1947; Рыбин, 1959). Третья группа исследователей считает фундамент впадины гетерогенным и относит западную ее часть к Кураминской зоне, а восточную включает в состав Южного Тянь-Шаня. Такое разнообразие мнений связано с неполнотой наших знаний по строению как самой впадины, так и прилегающих к ней горных сооружений. Между тем за последнее время получены новые геологические и геофизические данные, которые позволяют подойти к выяснению ее тектонической природы.

Так, комплексные геофизические исследования, проведенные в последние годы, подтвердили резкое различие в строении земной коры во впадине и в ее горном обрамлении. Границы изменения залегания верхней мантии совпадают с ограничением Ферганской впадины и имеют ступенчатый характер. Сейсмические данные показывают не только смещение поверхности Мохо, но и границ раздела, включая складчатое основание. Вдоль южного края Ферганской впадины выявлена узкая зона, в которой несколько подняты в виде горста как поверхность Мохо, так и поверхность базальтового слоя. Смещение глубинных поверхностей раздела вдоль узких зон, а также линейная ориентировка ультрабазитов не оставляет сомнения в том, что Ферганская впадина с севера и юга ограничена глубинными разломами. С востока впадина также

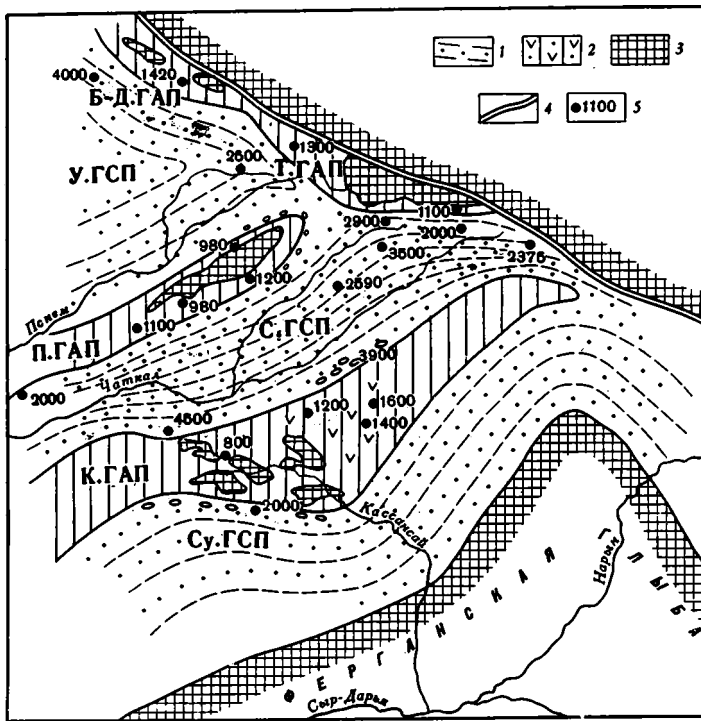


Рис. 2. Схема расположения нижнепалеозойских прогибов и поднятий в Чаткальском секторе Тянь-Шаня

1 — области интенсивного осадконакопления (песчано-сланцевые фации); 2 — области слабого осадконакопления (эффузивно-терригенные фации); 3 — области размыва; 4 — Терсей-Каратауский глубинный разлом; 5 — мощность осадков, м. Геоантиклинальные поднятия: Боролдай-Джабаглинское (Б—Д), Таласское (Т), Пскемское (П), Касансайское (К); Геосинклинальные прогибы: Угамский (У), Сандалашский (С), Сумсарский (Су)

ограничена глубинным разломом, на что указывают выходы ультраосновных пород и другие данные, на которых мы остановимся ниже. Ферганская впадина в целом характеризуется обширным минимумом силы тяжести, чем принципиально отличается от своего обрамления. Существенные отличия наблюдаются и в характере геотермического поля. Геотермический градиент во впадине равен 3—3,5 единицам, а в горном обрамлении его значение определяется 2,5—3,0 единицами; при этом установлено, что изолинии геотермического градиента совпадают с контурами впадины. В свете всех этих данных Ферганская впадина представляет собой крупный блок земной коры, ограниченный глубинными разломами. Это позволяет рассматривать ее в качестве самостоятельной структурной единицы Тянь-Шаня.

Тектоническая природа Ферганской впадины не может быть понята без анализа осадконакопления и движений как в самой впадине, так и в окружающих ее складчатых сооружениях.

В Чаткальской зоне Среднего Тянь-Шаня, начиная с раннего палеозоя, выделяется система конседиментационных поднятий и прогибов (рис. 2). История их развития видна из сравнения стратиграфических разрезов (рис. 3), отражающих характер тектонических движений. Северо-восточные простирания этих палеотектонических структур соответствуют простиранию северного борта Ферганской впадины. Этот факт нам представляется чрезвычайно важным, так как он помогает понять природу виргаций складчатых структур северного и восточного обрамления Ферганы. Однотипные разрезы среднего палеозоя в Сумсарском

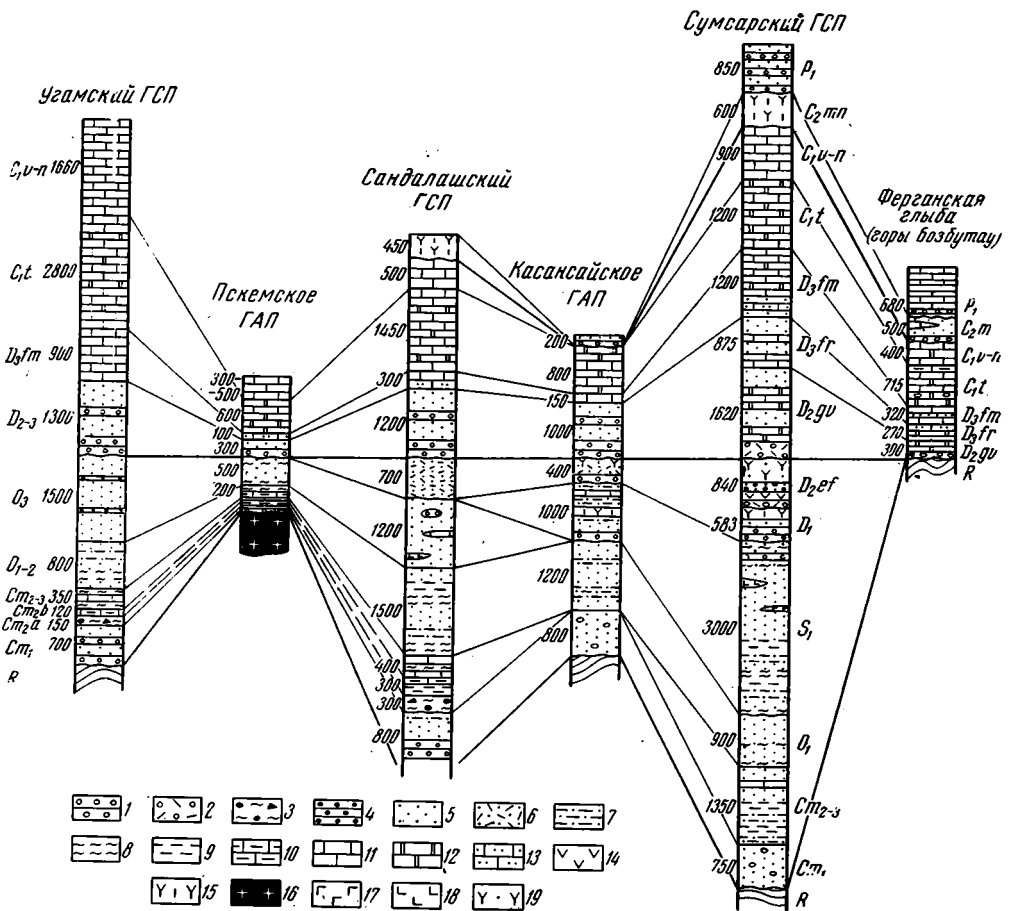


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов тектонических зон Чаткальского сектора Тянь-Шаня

1 — конгломераты; 2 — туфоконгломераты; 3 — тиллитоподобные конгломераты; 4 — гравелиты; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — туфопесчаники; 7 — алевролитовые сланцы; 8 — глинистые сланцы; 9 — кремнистые сланцы; 10 — яшмовидные кремнистые сланцы; 11 — известняки; 12 — доломиты; 13 — песчаные известняки; 14 — эффузивы смешанного состава; 15 — андезитовые порфириты; 16 — гранитоиды; 17 — дайки основного состава; 18 — диабазовые порфириты; 19 — туфы андезитовых порфиритов

прогибе прослежены нами от Сумсара на западе, до р. Нарын на востоке. Фациальные изменения отложений среднего палеозоя выражаются в увеличении роли эффузивов в разрезе живета и в появлении известняков в силуре. Кроме того, к востоку от р. Алабуки происходит сближение разрезов морского девона Сумсарского прогиба и тюлькубашской свиты за счет появления в последней пачек карбонатных пород. Пересмотрен возраст сересуйской и майлисуйской свит. По новым данным, большая часть их разреза принадлежит девону и карбону.

Породы среднего палеозоя в Сумсарском прогибе собраны в складки, длинные оси которых имеют северо-восточное простирание. Аналогичным образом они дислоцированы и в бассейне Карасу, только здесь оси складок простираются уже на восток и юго-восток, огибая восточный край Ферганской впадины. Смена северо-восточных простираний на юго-восточные отчетливо наблюдается к северу от оз. Сарычелек. При приближении к Атойнакскому хребту складки среднего палеозоя оказываются перекрытыми верхнепалеозойскими отложениями, которые залегают на них с резким угловым и азимутальным несогласием. В бассейне Карасу-Турдука выявлены два плана простирания структур: юго-восточ-

ный — среднего палеозоя и субширотный — верхнего палеозоя. Второй резко наложен на первый.

В Южном Тянь-Шане ориентировка прогибов и поднятий среднего палеозоя совпадает с простираем южного борта Ферганской впадины. Как показали исследования Д. П. Резвого (1954, 1959), такое расположение конседиментационных структур отражает ход развития как геосинклинали Южного Тянь-Шаня, так и Ферганской впадины, на месте которой в это время располагалась область размыва. Более сложные соотношения среднепалеозойских структур устанавливаются на востоке Ферганской впадины. Субширотные простирания складок Туркестано-Алая восточнее г. Ош становятся сначала северо-восточными, а затем и северными, образуя крутую дугу, открытую на северо-запад. Дальнейшее продолжение дуги можно видеть в Баубашатинском горном узле, где простирание структур снова становится субширотным. Эти факты впервые были установлены Д. И. Мушкетовым (1919, 1928), а затем подтверждены Л. Б. Вонгазом (1958₂) и, наконец, геофизическими исследованиями, установившими подземное продолжение палеозойских структур к северу. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что Северо-Ферганский и Южно-Ферганский глубинные разломы не прослеживаются дальше восточного края Ферганской впадины. В свою очередь, складчатые структуры юга Баубашатинских гор не продолжают в пределы Ферганской впадины, а затухают у ее края. В этом районе происходит смыкание северной дуги, идущей из Чаткала, с Алайской дугой. Отсутствие здесь сжатых складок противоречит идее тектонического сближения в результате больших горизонтальных перемещений. К аналогичному выводу в своих ранних работах пришел А. В. Пейве (1938). Многочисленные локальные магнитные аномалии вдоль восточного края Ферганы, очевидно, связаны с погребенными телами ультрабазитов, выходы которых прослеживаются к северу от долины р. Нарын. Все эти данные свидетельствуют о тектоническом ограничении Ферганской впадины с востока крупным разломом, который мы называем Восточно-Ферганским. Глубинный характер разлома вытекает из различий в строении коры и в осадконакоплении прилежащих блоков от докембрия до среднего карбона.

Таким образом, все известные в настоящее время данные свидетельствуют о первичном облекании Ферганской впадины палеозойскими складчатыми сооружениями. Возникает вопрос, в чем причина такого расположения складчатых структур? Ответ, как нам кажется, может быть только один. Изменение простирания палеозойских структур вокруг Ферганской впадины обусловлено отклоняющим влиянием той жесткой докембрийской плиты, которая залегает в основании впадины. Выходы этого основания можно видеть в горах Босбутау, в Афлатунском тектоническом блоке (см. рис. 1). Здесь по р. Карасу обнажается мощная толща сильно метаморфизованных пород. В ее составе преобладают слюдястые кварциты, хлоритово-серицитовые, серицитовые, эпидото-биотитовые сланцы с реликтовыми структурами эффузивов. На многочисленных геологических картах возраст толщи показан различно: от среднего девона до нижнего кембрия. По нашим данным, эта толща не имеет аналогов в разрезе палеозоя как Среднего, так и Южного Тянь-Шаня. На слабо дислоцированной и пенепленизированной поверхности этой толщи с резким угловым и азимутальным несогласием залегают известняки и доломиты живецкого яруса с горизонтом базальных конгломератов. Выше обнажены исключительно карбонатные породы среднего-верхнего девона и нижнего карбона резко сокращенной мощности по сравнению с разрезом Сумсарского прогиба (см. рис. 3). Такие же соотношения, только для верхнего палеозоя, установлены на Сулутерекском докембрийском массиве в Кашгарии и на Таримской платформе. Огромный перерыв в осадконакоплении, платформенный характер фор-

маций позволяет предполагать, что в горах Босбутау мы имеем дело с выступом докембрийского фундамента Ферганской впадины.

Вдоль южного борта впадины обнажается толща зеленых метаморфических сланцев, известная под названием канской свиты. В ее составе преобладают полевошпатово-амфиболовые, альбито-актинолитовые, биотитовые, кремнистые яшмовидные сланцы. Канская свита с перерывом перекрывается конгломератами, переполненными обломками подстилающих сланцев. Выше конгломератов развит сокращенный, но непрерывный существенно карбонатный разрез с фауной среднего девона — нижнего карбона. Канская свита, лишенная фауны, условно относилась к среднему палеозою (силур или девон). Вместе с тем силурийские отложения, развитые непосредственно южнее, представлены метаморфизованными глинистыми граптолитовыми сланцами. С другой стороны, известные в Туркестано-Алае отложения нижнего палеозоя слагаются битуминозными известняками и песчаниками, лишенными метаморфизма. Из всего разреза этой территории породы канской свиты наиболее сильно метаморфизованы и вполне сопоставимы по составу и метаморфизму с докембрийскими породами Афлатунского выступа.

Д. П. Резвой (1954, 1959), синтезируя стратиграфические данные, пришел к выводу о существовании в силурийское время на месте Ферганской впадины суши. Как теперь установлено, эта суша существовала и в нижнем палеозое и была вовлечена в прогибание одновременно с Афлатунским выступом, о чем свидетельствует сходство разрезов живета — нижнего карбона гор Босбутау, урочища Кан, гор Каратау и Гузан.

Вдоль восточного края Ферганской впадины, начиная с верхнего силура, и в раннем девоне происходило накопление органогенных известняков небольшой мощности, переполненных брахиоподами, кораллами, ракообразными. Многие исследователи известняковые массивы Ошских гор рассматривают как барьерные рифогенные образования. Подобные постройки возникают чаще всего вдоль флексур и над активно развивающимися глубинными разломами (Хаин, 1963). В расположенном южнее прогибе за это же время накопилась толща вулканогенно-терригенных пород мощностью свыше 2000 м. Анализируя эти соотношения, Б. Н. Огнев писал: «Не замываемый обломочным материалом и не загруженный излияниями огенно-жидких лав, Ферганский риф мог существовать только на инородном участке земной коры, устойчивом по сравнению с мощными прогибами окружающих областей» (1937, стр. 357). Таким образом, все геолого-геофизические данные свидетельствуют о существовании еще в раннем — среднем палеозое на месте современной Ферганской впадины области поднятия, фундамент которого сложен породами докембрия. Это поднятие в ранне-и среднепалеозойской истории Западного Тянь-Шаня играло роль срединного массива. Сам массив возник в процессе геосинклинального развития в докембрийское время.

Погружение Ферганского срединного массива началось в конце среднего палеозоя и особенно энергично продолжалось в позднем палеозое. К позднему палеозою относится погружение Таримского срединного массива. Эти опускания были вызваны активным развитием позднепалеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, восточное продолжение которой прослеживается в Южную Монголию. В западном направлении геосинклиналь продолжалась в пределы Кавказа и в Западную Европу. Одна из ветвей этой геосинклинали простиралась в меридиональном направлении вдоль каледонских структур Северного Тянь-Шаня и восточного края Ферганского массива. Разрезы верхнего палеозоя с московского яруса и до верхней перми довольно однообразны как в Ферганской впадине, так и в ее южном и восточном обрамлении. Различия наблюдаются только в мощности осадков. Вместе с тем верхнепалеозойский комплекс характеризуется большим разнообразием структурных форм.

Если в Южном Тянь-Шане Сурметашский и другие прогибы унаследованы от предшествующих среднепалеозойских прогибов, то в Ферганской впадине и ее восточном обрамлении структуры этого времени имеют резко наложенный характер.

Конец палеозоя ознаменовался проявлением заключительной фазы складчатости на всей территории Западного Тянь-Шаня. Движения этого времени выявили своеобразную реакцию Ферганского массива. Оставаясь на протяжении раннего и среднего палеозоя тектонически стабильным, Ферганский срединный массив в позднем палеозое становится наиболее активной тектонической единицей всего Западного Тянь-Шаня. Эта активность выразилась в поддвигании (надвигании) массива к северу под складчатые структуры Срединного Тянь-Шаня. Перемещение Ферганского массива вызвало образование покровов, надвигов и сдвигов вдоль южного склона Чаткальского хребта, а также в восточном его обрамлении. Так, в бассейне р. Кассансай рифейские отложения оказались надвинутыми на отложения перми Большого Кассанского грабена. Среднедевонские отложения в Сумсарском прогибе смещены на 7 км к северу по Катта-Кушартскому сдвигу. Вдоль фронта двигавшегося массива образовались узкие линейные складки девона — карбона в Мискенском грабене. По своей морфологии они резко отличаются от брахиформных структур в этих отложениях, развитых в Срединном Тянь-Шане и на Ферганском массиве. Наиболее интенсивной переработке подверглись среднепалеозойские структуры в северо-восточном внешнем углу Ферганского массива в районе оз. Сарычелек. Здесь все складки среднего палеозоя опрокинуты к югу, в сторону, противоположную движению массива. Поверхности многочисленных разрывов вторично смяты и также опрокинуты к югу. Аналогичной переработке подверглись среднепалеозойские структуры на всем протяжении восточного края массива, вплоть до его юго-восточного внешнего угла в зоне Тарского разлома.

Общая ширина зоны смятия вдоль южного склона Чаткальского хребта составляет 20—25 км. Интересно отметить, что севернее фронта поддвигания (надвигания) в зоне Срединного Тянь-Шаня палеозойские породы дислоцированы слабее. Здесь развиты простые складки, осложненные сбросами и взбросами. По-видимому, разрядка напряжений, вызванных перемещением Ферганского массива, произошла в этой зоне и не затронула прилегающей с севера территории. Точно так же не терпели изменений среднепалеозойские складки на самом массиве. Его внутренняя структура, включая среднепалеозойский чехол, отличается простотой строения. Разрывы представлены исключительно сбросами северо-восточного и субширотного направления.

Положение Ферганского срединного массива среди складчатых сооружений палеозойского Тянь-Шаня является не чем-то исключительным, а скорее даже закономерным. К западу от Ферганы докембрийские массивы установлены в пределах Туранской плиты, а к востоку располагается Таримский массив и жесткие докембрийские массы Китайской платформы.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И РАЗЛОМЫ. РОЛЬ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО СДВИГА В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ

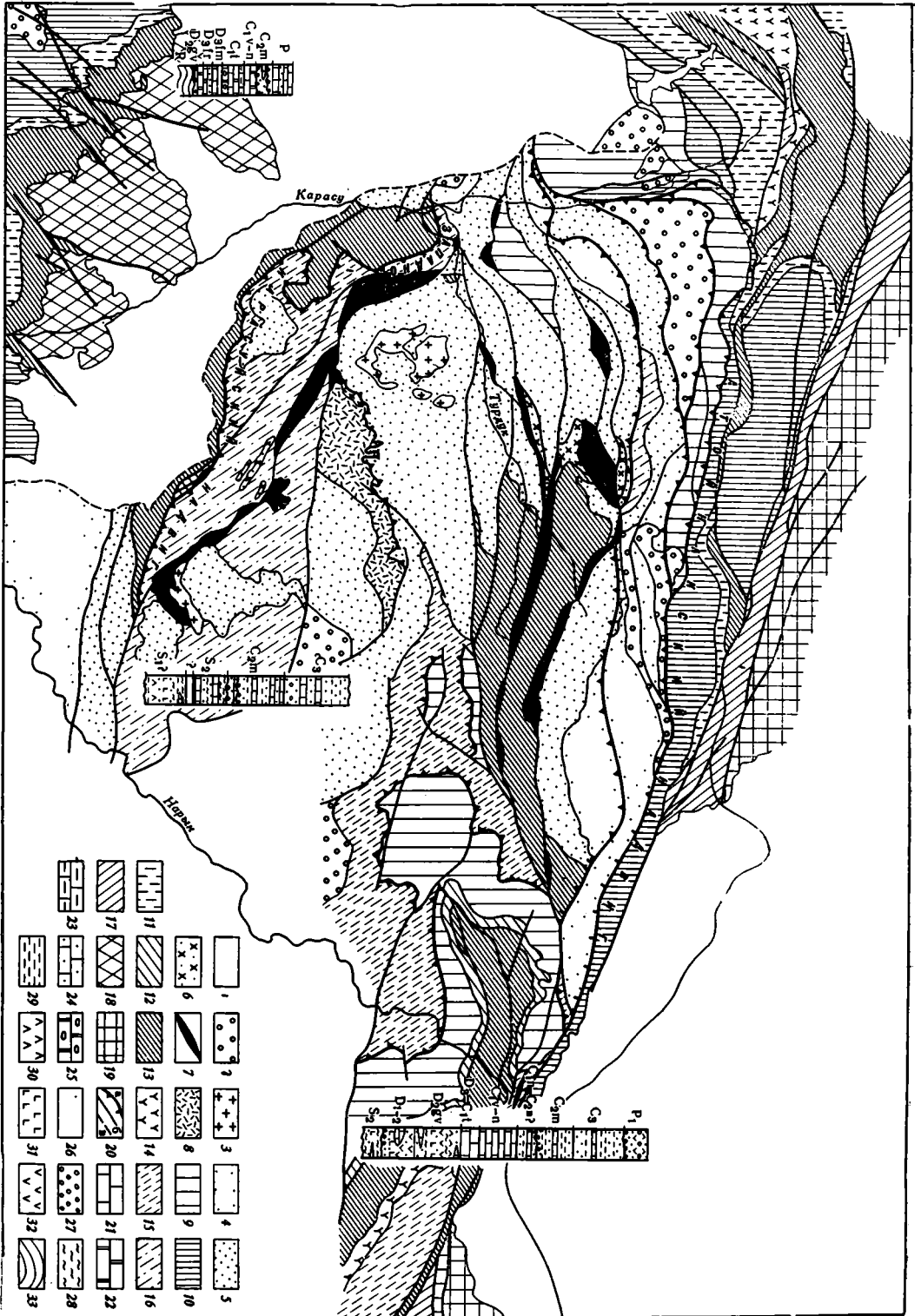
Строение земной коры под Ферганской впадиной, геологическая история этой территории в докембрии и палеозое позволяют рассматривать ее в качестве самостоятельной структуры первого порядка среди складчатых сооружений Тянь-Шаня. Этот крупный блок земной коры ограничен глубинными разломами. Одним из важнейших признаков глубинных разломов принято считать связь с ними магматических проявлений.

По нашему мнению, это положение справедливо только в отношении магматических образований основного и ультраосновного состава, являющихся продуктами верхней мантии. Что же касается проявлений гранитоидного магматизма, то, как мы пытались это показать (Штрейс, Макарычев, 1969), такая связь отсутствует. Подтверждение этому мы вновь находим в Южной Тянь-Шане.

Обратимся к анализу строения зоны сочленения Ферганского массива со структурами Туркестано-Алая. Вдоль южного края массива по геофизическим данным установлен подъем поверхности Мохо и утонение мощности коры. Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя здесь составляет 7—10 км (Уломов, 1962). К этому глубинному выступу на поверхности приурочены многочисленные выходы ультраосновных пород. По морфологии это обычно вытянутые в соответствии с простираем вмещающих пород узкие полосы, линзы и реже штоки. Общее расположение гипербазитов в региональном плане намечает единый пояс, протягивающийся от Султануиздага на западе до Ферганского разлома на востоке и далее к северу от края Таримской платформы. В пределах пояса наиболее изучена Канская полоса выходов основных и ультраосновных пород. А. Х. Халматов (1957), Я. С. Висьневский (1958), Г. Г. Кравченко (1961) и другие исследователи здесь выделяют перидотито-серпентинитовый и габбровый комплексы, рассматривая их как производные основной магмы. В составе первого комплекса доминируют серпентиниты. Перидотиты резко подчинены и сохранились в виде реликтов среди серпентинитов. Габбро часто заключены среди серпентинитов. В Канской полосе гипербазитов вмещающими породами являются метаморфические сланцы докембрия, терригенно-карбонатная толща среднего — верхнего девона и известняки визейского яруса. Первое появление гипербазитов в гальке наблюдалось нами в линзах конгломератов верхнего подъяруса намюра на южном контакте Канской полосы у пос. Шуран. Ранее присутствие гипербазитов в гальке верхнемосковских конгломератов отмечали многие исследователи. Совместно с гипербазитами в гальке присутствуют и габбро.

Как теперь установлено, тот же возраст имеют и гипербазиты Восточной Ферганы. В верховьях Модекся мы наблюдали налегание конгломератов верхнего намюра на гипербазиты, заключенные в сланцах силура. Галька конгломератов целиком состоит из обломков сланцев и гипербазитов. До наших исследований Е. Н. Горецкая и позднее Л. И. Турбин (1960) в других местах установили трансгрессивный контакт между гипербазитами и верхнемосковскими конгломератами. Имеются указания на аналогичный возраст гипербазитов и в других частях пояса (Хамрабаев, Мусаев и др., 1964). Следовательно, теперь можно утверждать, что появление огромных масс гипербазитов в пределах пояса произошло одновременно. Интересно отметить, что время внедрения гипербазитов совпадает с главной фазой складчатости герцинского цикла. Особый интерес приобретает форма внедрения гипербазитов. Все исследователи, изучавшие тела гипербазитов в Южной и Восточной Фергане, отмечают их активное воздействие на вмещающие породы. Оно выражается в осветлении, окварцевании и альбитизации сланцев канской свиты и силурийских отложений, в появлении в сланцах мусковита, в укрупнении чешуек серицита с концентрацией их в агрегаты. В карбонатных породах девона и карбона появляются тончайшие прожилки серпентина. Все эти изменения происходят в зоне контакта, измеряемой первыми метрами.

Подобные соотношения гипербазитов с вмещающими породами многократно наблюдались нами как на Кане, так и в Восточной Фергане. Однако приведенные изменения вмещающих пород не могут считаться однозначно доказывающими магматическое внедрение гипербазитов. Детальные работы в Канской полосе (Кравченко, 1961) показали, что



P
 Cam
 G1
 D1-2
 D3-4
 D5-6
 D7-8
 D9-10
 D11-12
 D13-14
 D15-16
 D17-18
 D19-20
 D21-22
 D23-24
 D25-26
 D27-28
 D29-30
 D31-32
 D33-34
 D35-36
 D37-38
 D39-40
 D41-42
 D43-44
 D45-46
 D47-48
 D49-50
 D51-52
 D53-54
 D55-56
 D57-58
 D59-60
 D61-62
 D63-64
 D65-66
 D67-68
 D69-70
 D71-72
 D73-74
 D75-76
 D77-78
 D79-80
 D81-82
 D83-84
 D85-86
 D87-88
 D89-90
 D91-92
 D93-94
 D95-96
 D97-98
 D99-100

Капач

Cam
 G1
 D1-2
 D3-4
 D5-6
 D7-8
 D9-10
 D11-12
 D13-14
 D15-16
 D17-18
 D19-20
 D21-22
 D23-24
 D25-26
 D27-28
 D29-30
 D31-32
 D33-34
 D35-36
 D37-38
 D39-40
 D41-42
 D43-44
 D45-46
 D47-48
 D49-50
 D51-52
 D53-54
 D55-56
 D57-58
 D59-60
 D61-62
 D63-64
 D65-66
 D67-68
 D69-70
 D71-72
 D73-74
 D75-76
 D77-78
 D79-80
 D81-82
 D83-84
 D85-86
 D87-88
 D89-90
 D91-92
 D93-94
 D95-96
 D97-98
 D99-100

Пара

P1
 Cam
 G1
 D1-2
 D3-4
 D5-6
 D7-8
 D9-10
 D11-12
 D13-14
 D15-16
 D17-18
 D19-20
 D21-22
 D23-24
 D25-26
 D27-28
 D29-30
 D31-32
 D33-34
 D35-36
 D37-38
 D39-40
 D41-42
 D43-44
 D45-46
 D47-48
 D49-50
 D51-52
 D53-54
 D55-56
 D57-58
 D59-60
 D61-62
 D63-64
 D65-66
 D67-68
 D69-70
 D71-72
 D73-74
 D75-76
 D77-78
 D79-80
 D81-82
 D83-84
 D85-86
 D87-88
 D89-90
 D91-92
 D93-94
 D95-96
 D97-98
 D99-100

- | | | | | | | | | | | | |
|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 7 | | 13 | | 19 | | 25 | | 31 |
| | 2 | | 8 | | 14 | | 20 | | 26 | | 32 |
| | 3 | | 9 | | 15 | | 21 | | 27 | | 33 |
| | 4 | | 10 | | 16 | | 22 | | 28 | | |
| | 5 | | 11 | | 17 | | 23 | | 29 | | |
| | 6 | | 12 | | 18 | | 24 | | 30 | | |

контакты гипербазитов с осадочными толщами, считавшиеся интрузивными, в действительности оказались тектоническими, а блоки осадочных пород, заключенные среди серпентинитов, потерявшими первоначальное положение и повернутыми в пространстве. Эти работы выявили тектонические контакты гипербазитов и с отложениями мела. В Восточной Фергане по р. Манубалды конгломераты среднего карбона, первоначально перекрывавшие гипербазиты, в дальнейшем оказались сорванными со своего основания. Глинистые сланцы среднего карбона в контакте с серпентинитами несут следы альбитизации и окварцевания, т. е. такие же изменения, как и вмещающие породы. В тектонических контактах серпентинитов с отложениями среднего карбона часто развиты листвениты. Образование последних многие специалисты связывают с действием углекислых гидротермальных растворов. Эти факты свидетельствуют о повторных движениях по разломам, сопровождавшихся гидротермальной деятельностью, которая наряду с образованием лиственитов могла вызвать и изменение вмещающих гипербазитов пород. Следовательно, гипербазиты Южной и Восточной Ферганы могли быть тектонически выжаты по глубинным разломам в виде протрузий в период главной фазы герцинской складчатости. Это кажется правдоподобным еще и по другим причинам. Во-первых, гипербазиты приурочены к зоне минимальной глубины залегания «базальтового» слоя и, во-вторых, тектонические движения, одновременные становлению гипербазитов, в Туркестано-Алае отличаются большой интенсивностью проявления. С ними связано образование покровных структур.

Значительно сложнее объяснить гидротермальными изменениями характер контактов пород габбрового комплекса. В Восточной Фергане в его составе выделяется уралитизированное габбро, связанное переходами с габбро-диабазами и габбро-диоритами. Последние по р. Кокджайлоу прорывают сланцы силура, образуют апофизы, шпирсы, зоны фельдшпатизации, т. е. их внедрение явно сопровождается притоком глубинного вещества. По-видимому, природа габбрового комплекса существенно отличается от природы гипербазитов и заслуживает специального изучения. Таким образом, связь гипербазитов с Южно-Ферганским и Восточно-Ферганским разломами очевидна. Такие же доказательства имеются и для Терской-Каратауского разлома, разграничивающего Северный и Срединный Тянь-Шань. Однако приуроченность гипербазитов к разрывам, так же как и различия в строении разрезов смежных блоков, не всегда доказывают глубинный характер этих разрывов. Гипербазиты, будучи высокопластичными породами, в результате последующих движений легко выжимаются по соскладчатым разрывам, внедряются в виде протрузий и даже способствуют образованию покровных структур. Подобные явления наблюдал А. Л. Книппер (1965) в Армении. К такому же выводу пришел автор при изучении гипербазитов, связанных с так называемыми межзональными и внутризональными разрывами Восточной Ферганы.

На рис. 4 изображена схема строения северо-восточного обрамления Ферганского срединного массива. Эта территория всеми исследователями относится к складчатой области Южного Тянь-Шаня. Граница ее со Сре-

Рис. 4. Схематическая геологическая карта Северо-Восточной Ферганы

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — нижняя пермь; 3 — гранодиорит — порфиры; 4 — верхний карбон; 5 — средний карбон; 6 — габбро и габбро-диабазы; 7 — серпентиниты; 8 — намюрский и башкирский ярусы (?); 9 — визейско-намюрские отложения; 10 — турне-визейские отложения; 11 — фаменские отложения; 12 — верхнедевонские и турнейские отложения неразделенные; 13 — живецко-франские отложения; 14 — ниже- и среднедевонские отложения; 15 — верхнесилурийские отложения; 16 — нижнесилурийские отложения; 17 — нижний палеозой; 18 — рифейские отложения Ферганского массива; 19 — рифейские отложения Северного Тянь-Шаня; 20 — разрывные нарушения; а — взбросы, переходящие в надвиги; б — сбросы и взбросы; в — альпийский надвиг. Вещественный состав разрезов: 21 — известняки; 22 — доломиты; 23 — кремнистые известняки; 24 — песчанистые известняки; 25 — известняковые конгломераты; 26 — песчаники; 27 — конгломераты; 28 — глинистые сланцы; 29 — кремнистые сланцы; 30 — средние эффузивы; 31 — основные эффузивы; 32 — кислые эффузивы; 33 — рифейский фундамент

динным Тянь-Шанем в данном районе традиционно проводится по Атойнакскому и Таласо-Ферганскому разломам, которые принято считать частями Чаткало-Нарынского краевого глубинного разлома (Зубцов, 1956₁; Кнауф, 1966).

По своему значению Чаткало-Нарынский разлом приравнивается к «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» и рассматривается как типичная форма ограничения складчатых систем. К югу от Атойнакского разлома выделяются зоны и подзоны, также разграниченные второстепенными глубинными разломами. Кратко остановимся на этих построениях.

Атойнакский разлом изучен нами на всем протяжении от р. Нарын до р. Карасу-западной. На этом стрезде разлом представляет собой крупный надвиг, по которому среднепалеозойские образования перемещены в северном направлении. По р. Карасу, на расстоянии 10 км удается наблюдать подошву надвига. Турнейские известняки здесь превращены в мощный тектонит, представляющий собой смесь милонита с крупными пластинами слонстых известняков. На широте устья р. Мынбу первая чешуя срезается второй, по которой отложения среднего карбона надвинуты на пермь, а пермь, в свою очередь, — на известняки визе-наюра. Далее к югу, до правобережья р. Турдук, расположена широкая зона лежащих, опрокинутых на юг складок, осложненных серией крутых надвигов и взбросов. По многим разрывам, в виде протрузий, выжаты тела серпентинитов. Еще южнее, за полосой слабо нарушенных пластин среднего карбона, располагаются покровные структуры правобережья р. Нарын. Общий стиль тектоники всей этой территории определяется ее чешуйчатым строением с тенденцией перемещения масс к северу. Эти движения, происходившие в позднем палеозое, сопровождались образованием покровных структур вдоль восточного края Ферганского массива (Западно-Карасуйский надвиг) и привели к усложнению структур среднего палеозоя к северу от Атойнакского надвига. Среднедевонские-нижнекаменноугольные отложения южного крыла антиклинали в верховьях р. Сарычелек находятся в опрокинутом к югу залегании. Южное крыло синклинали на правобережье р. Коль подвернуто к северу, причем слои каменноугольных известняков до деталей повторяют контуры надвига. Среднепалеозойские структуры Чаткальского хребта у перевала Окум тупо утыкаются в поверхность Атойнакского надвига. Продолжение Чаткальских структур можно видеть в отдельных блоках на правом берегу р. Турдук и в бассейне р. Нарын. Наконец, сравнение разрезов среднего палеозоя Сумсарского прогиба (см. рис. 3) с разрезами территории к югу от Атойнакского надвига (см. рис. 4) свидетельствует о единообразии условий осадконакопления в это время. Различия в полноте разрезов здесь не выходят за пределы, свойственные поднятиям и прогибам любой геосинклинали. Следовательно, в свете новых данных территория Северо-Восточной Ферганы в среднем палеозое должна рассматриваться как составная часть Срединного Тянь-Шаня. Некоторое единство ее с Южным Тянь-Шанем намечилось только в позднем палеозое.

Возникает вопрос, где проводить границу между среднепалеозойскими структурами Срединного и Южного Тянь-Шаня? Окончательное решение его сталкивается с недостаточной изученностью стратиграфии и тектоники Восточной Ферганы. Согласно имеющимся в настоящее время данным (Вонгаз, 1958₁; Геологическое строение СССР, т. 2, 1968) эту границу более правильно проводить к югу от Баубашатинских гор, рассматривая Яссинско-Атбашинский прогиб в качестве продолжения Туркестано-Алая.

Выше мы изложили новые данные, которые противоречат существующим представлениям о глубинной природе Атойнакского разлома. Точно так же нельзя считать доказанным существование в нижне- и среднепалеозойское время Чаткальского глубинного разлома и разлома южного

склона Чаткальского хребта, который в современной структуре разграничивает различные фации живецко-франских отложений (Кнауф, 1966). В первом случае разлом прсводится между полными разрезами Санда-лашского прогиба и сокращенными разрезами Кассансайского поднятия (см. рис. 3). Во-втором, как мы упоминали, установлена зона переходных разрезов. Местами эта зона скрыта под чешуями Атойнакского надвига.

Новые данные по тектонике Восточной Ферганы позволяют нам высказать свое отношение к проблеме Таласо-Ферганского сдвига. Этой проблеме посвящена многочисленная литература, даже краткое рассмотрение которой заняло бы много страниц. Поэтому мы остановимся лишь на остродискуссионной стороне этой проблемы. Существо ее кратко сводится к двум вопросам: были ли горизонтальные движения по Таласо-Ферганскому разлому, а если были, то какова их амплитуда? Последователи В. И. Попова, Н. М. Синицына, к числу которых относятся А. Е. Довжиков, Е. И. Зубцов, В. И. Кнауф и др., рассматривают этот разлом в качестве звена глубинного Чаткало-Нарынского разлома. Различия в строении граничащих блоков эти исследователи связывают с жизнью разлома в период осадконакопления. Однако работами последних лет установлено большое сходство разрезов нижнего и среднего палеозоя в разных крыльях разлома. Так, отложения нижнего палеозоя западного склона Таласского хребта (западное крыло разлома) без каких-либо изменений переходят в Тахталыкскую гряду (восточное крыло разлома). В обоих крыльях разлома нижний палеозой с угловым несогласием перекрывается отложениями среднего палеозоя. В западном крыле разлома в разрезе среднего палеозоя присутствуют отложения силура, которых нет в разрезе восточного крыла. Этот факт не может рассматриваться в качестве доказательства глубинной природы разлома. Разница в полноте разрезов граничащих блоков может быть обусловлена и горизонтальными движениями по Ферганскому разлому. Слишком уж мал интервал времени, характеризующий различия в осадконакоплении этих блоков, тогда как до и после него условия осадконакопления в них были тождественны. Кроме того, геофизические методы исследования не устанавливают смещения глубинных зон земной коры по разлому. Поэтому мы не можем согласиться с отнесением Таласо-Ферганского разлома к категории глубинных разломов.

Другие исследователи (Вонгаз, Буртман, Додонова) развивают идеи В. Н. Огнева и В. А. Николаева о сдвиговой природе Таласо-Ферганского разлома и расходятся лишь в оценке амплитуды перемещения. Так, В. Н. Огнев (1939) допускает смещение по сдвигу в 130 км, В. А. Николаев (1954) — в 75 км, Л. Б. Вонгаз (1958)₂ — в 180 км, В. С. Буртман (1964) — в 250 км. В качестве доказательств сдвига эти авторы приводят данные о смещении складок, литофациальных зон и интрузий. Мы также считаем Ферганский разлом сдвигом. Однако нам представляется, что новые данные противоречат выводу о больших перемещениях по нему, так как приводят к иной трактовке строения литофациальных зон и возраста интрузий в крыльях разлома.

Кратко рассмотрим новые данные для западного крыла сдвига. Атойнакский разрыв, как граница разных литофаций среднего девона, используется для доказательства 250-километровой амплитуды сдвига.

Выше мы уже достаточно подробно охарактеризовали надвиговую природу этого разрыва. Здесь же уместно отметить, что к северу от Атойнакского надвига в составе тюлькубашской свиты (р. Коль) присутствуют горизонты известняков и лизы гипса, чем она отличается от своего стратотипа и, наоборот, сближается с литофациальным комплексом морского девона Сумсарского прогиба. Иными словами, фациальные изменения в девоне происходят к северу от Атойнакского надвига. Если же учесть, что зона переходных разрезов девона на юге скрыта под че-

шущими этого надвига, то станет очевидной неопределенность положения той границы, того репера, по которому определяется амплитуда сдвига. Кроме того, детальные геолого-съемочные работы последних лет выявили сложную фаціальную изменчивость девонских отложений в Чаткальском хребте (Ишназаров, 1965). Они не подтвердили существования здесь выдержанных литофаціальных зон, которые могли бы быть использованы для установления амплитуды сдвига.

Серьезные возражения вызывает определение амплитуды сдвига и по смещению интрузий (Буртман, 1964, Додонова, 1962). Мы уже писали, что Монасский массив не может быть использован для этих целей, так как он прорывает докембрий Северного Тянь-Шаня и «залечивает» Терской-Каратауский разлом (Макарычев, 1964). Здесь же добавим, что Аксайский массив прорывает эффузивы докембрия и имеет абсолютный возраст 475 млн. лет, а массив у оз. Капкаш, который принимался за смещенную часть Аксайского массива, прорывает живетско-франские отложения и тем самым оказывается более молодым. Точно так же не правомочно сравнение массива щелочных пород Ирису, расположенного в западном крыле разлома с Шаматорской интрузией восточного крыла. Прежде всего, они имеют разный возраст. Возраст щелочных пород массива Ирису равен 252 млн. лет, а пород Шаматорского массива 287 млн. лет. Кроме того, они занимают разное геологическое положение. Интрузия Ирису прорывает известняки нижнего карбона, а Шаматорский массив имеет активные контакты с песчаниками нижнего палеозоя. Попытка объяснить различие в геологическом положении этих массивов разным уровнем эрозионного среза не помогает, так как учет эрозионного среза лишь усиливает эти различия. Таким образом, Монасский, Аксайский, Ирисуйский и Шаматорский массивы не могут быть использованы для определения амплитуды сдвига. Больше того, интрузивные контакты Монасского массива с породами докембрия Северного Тянь-Шаня свидетельствуют против любых перемещений по Терской-Каратаускому глубинному разлому. Этот факт убеждает нас в том, что Терской-Каратауский разлом и Ферганский сдвиг являются структурными линиями разного класса. В первом случае мы имеем дело с классическим глубинным разломом, разграничивающим две складчатые системы. Ферганский же сдвиг, так же как и сопряженный с ним Атойнакский надвиг, относится к категории соскладчатых нарушений и поэтому не может быть использован для целей тектонического районирования.

Интересные данные в последние годы получены В. Д. Брежневым (1969) для южной части Ферганского сдвига. При изучении строения Яссинско-Атбашинского прогиба он пришел к выводу о том, что в силуре и девоне этот прогиб был прямым продолжением одновозрастного прогиба Западного Кокшаала. Тем самым этот прогиб является естественным ограничением Ферганского сдвига на юге.

Таким образом, новые данные не подтверждают больших горизонтальных перемещений по Ферганскому сдвигу. По нашему мнению, движения в конце перми по этому разлому привели к возникновению сложной чешуйчато-покровной структуры в Восточной Фергане. Этот своеобразный блок, заключенный между консолидированными структурами Северного Тянь-Шаня и Ферганским срединным массивом, подвергся сильнейшей переработке в заключительную фазу складчатости герцинского цикла. Развитие здесь гипербазиты активно способствовало образованию надвигов и покровов. Теперь можно уверенно говорить, что сдвиг не продолжался к северу за пределы Атойнакского надвига. Сюда он был ограничен Яссинско-Атбашинским прогибом. Амплитуда сдвига в этих границах могла измеряться первыми десятками километров и была погашена в системе чешуйчатых надвигов. Одновременно это является примером затухания сдвигов по простиранию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническое районирование Тянь-Шаня находится в тесной связи с глубинным строением земной коры этой территории. Разная мощность земной коры и особенно «гранитного» слоя под складчатыми зонами, по-видимому, отражает направленность в формировании структуры коры этих зон в процессе геосинклинального развития. Тектонические зоны Тянь-Шаня отличаются не только строением коры, но и временем начала и окончания геосинклинального режима. В Северной зоне расцвет геосинклинального развития приходится на рифей и ранний палеозой, тогда как в Южной зоне ему отвечает период от силура до ранней перми. В Срединном Тянь-Шане «сквозное» геосинклинальное развитие продолжалось с рифея до позднего палеозоя. Ферганский срединный массив к началу палеозоя уже претерпел главную складчатость и, по-видимому, является наиболее древней структурой Западного Тянь-Шаня.

Большое значение при тектоническом районировании мы придаем особенностям проявления магматизма. Активный вулканизм с образованием спилито-кератофировой и диабазовой формации в зонах Северного и Срединного Тянь-Шаня существовал в рифее и в дальнейшем не проявлялся. В Южном Тянь-Шане аналогичные формации образовались только в силуре и раннем девоне. Так же различно появление в этих зонах гипербазитов. В Северном Тянь-Шане они имеют допалеозойский возраст (Каратау). В Южном Тянь-Шане гипербазиты выжаты по разломам в среднем палеозое, что, конечно еще не свидетельствует об их молодом возрасте. Ультраосновные и основные породы большинства исследователей рассматриваются как продукты «базальтового» слоя и мантии. Массовые излияния базальтов и андезитов, внедрение гипербазитов происходят в начальные стадии геосинклинального процесса. В этой связи кажется обоснованным предположение о заложении геосинклинали Северного и Срединного Тянь-Шаня в рифее, а геосинклинали Южного Тянь-Шаня только в силуре. Ложем геосинклиналей, по-видимому, служила кора, лишенная развитого «гранитного» слоя.

Для Тянь-Шаня доказана смена во времени основного магматизма кислым. Гранитоидный магматизм в Северном Тянь-Шане впервые проявился в конце рифея и достиг максимального развития в ордовике. В Срединном Тянь-Шане появление первых гранитоидов также произошло в рифее, однако максимальное развитие гранитоидного магматизма здесь приходится на ранний и конец среднего палеозоя. В Южном Тянь-Шане известны только раннепермские гранитоиды. В настоящее время имеется мало данных для суждения о магматизме Ферганского срединного массива.

Таким образом, каждая тектоническая зона Тянь-Шаня, включая Ферганский срединный массив, характеризуется своими особенностями строения и развития. Границами этих крупнейших структурных элементов служат глубинные разломы. К глубинным разломам мы относим только такие разломы, по которым происходит смещение границ раздела земной коры и которые длительное время контролируют осадконакопление смежных блоков. Эта продолжительность должна соответствовать по крайней мере периоду. В противном случае разная полнота разрезов в прогибах и на поднятиях должна объясняться блоковыми движениями по разломам, что заведомо неправильно. В Западном Тянь-Шане к категории глубинных относятся Терской-Каратауский разлом и разломы, ограничивающие Ферганский срединный массив.

Другие крупные разрывы, такие как Чаткальский сброс, Атойнакский надвиг, Ферганский сдвиг, возникли в процессе складкообразовательных движений. Время образования их очень короткое — фаза складчатости, а по отношению к конседиментационным структурам они явно наложены. Поэтому они не могут рассматриваться в качестве граничных или «краевых» разломов. Этот вывод со всей очевидностью вытекает из анализа строения Восточной Ферганы.

Литература

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. Гос. научн.-техн. изд-во, 1941.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центральной Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд., геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Брежнев В. Д. История геологического развития восточной Ферганы и западного Кок-Шали в силуре и девоне. Автореф. канд. дис., Л., 1969.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг. Тр. Геол. ин-та, вып. 104, Изд-во «Наука», 1964.
- Висньевский Я. С. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. В сб. «Материалы ко 2-му Всес. петрогр. совещ.», Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1958.
- Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по региональн. геологии». Тр. ВАГТ, вып. 4, Госгеолтехиздат, 1958.
- Вонгаз Л. Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня. Сов. геология, № 5, 1958.
- Геологическое строение СССР. Т. 2. Изд-во «Недра», 1968.
- Горьковой О. П., Уломов В. И. Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры. Узб. геол. ж., № 3, 1967.
- Довжиков А. Е. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня. В сб. «Материалы годичн. сес. Учен. совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.», Госгеолтехиздат, 1960.
- Додонова Т. А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. Тр. Упр. геол. и охраны недр Кирг. СССР, сб. 2, Госгеолтехиздат, 1962.
- Зубцов Е. И. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня. Материалы Всес. геол. ин-та, нов. сер., вып. 8, ч. 1, Госгеолтехиздат, 1956.
- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. Информ. сбор. Всес. геол. ин-та, № 4, Госгеолтехиздат, 1956.
- Ишназаров Н. И. Стратиграфия девонских отложений системы Чаткальских гор. Узб. геол. ж., № 4, 1965.
- Каледа Г. А. О положении Ферганской и Нарынской впадин в палеозойской структуре Тянь-Шаня. Изв. высш. уч. завед., геол. и разв., № 11, 1965.
- Кнауф В. И. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы. «Сб. материалов по палеогеогр. и тектонике Тянь-Шаня», Изд-во «Илим», Фрунзе, 1966.
- Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 12/2, 1965.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
- Кравченко Г. Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. Тр. Ин-та геол. рудн. местор., петрогр., минералогии и геохимии, вып. 57, Изд-во АН СССР, 1961.
- Крестников В. Н. и Нерсесов И. Л. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Сов. геология, № 11, 1962.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая. Геотектоника, № 1, 1969.
- Макарычев Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 39, вып. 6, 1964.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1967.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. В сб. «Материалы по общей и прикладной геологии», вып. 10, 1919.
- Мушкетов Д. И. Геологическая карта Средней Азии. Лист IV—7 и VII—7 Восточн. Фергана. Тр. геол. ком-та. Нов. сер., вып. 169, 1928.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Изд-во «Туркпечать», 1926.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всерос. минералог. о-ва, № 2, 1933.
- Николаев В. А. О взаимоотношениях между Северным и Центральным Тянь-Шанем. Тр. XVII сес. Международн. геол. конгр., т. 2, ГОНТИ, М., 1939.
- Николаев В. А. Некоторые общие вопросы тектоники Киргизской ССР. Геология СССР, т. 25, Госгеолтехиздат, 1954.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Изд-во «Мир», 1967.
- Огнев В. Н. Геология Северной Ферганы. В сб. «Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня», № 5, 1935.
- Огнев В. Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Ферганского и Алайского хребтов. В сб. «Геология УзССР», т. 1, Изд-во Ком. наук УзССР, 1937.
- Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1939.

- Орловский А. С. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. В сб. «Материалы II Всесоюзного совещания в Душанбе», Изд-во «Наука», 1964.
- Пейве А. В. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, № 4, 1937.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5—6, 1938.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргаций. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 22, вып. 5, 1947.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1, Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2, Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Международный геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1950.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Ком. наук УзбССР, 1938.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф. доктор. дис., Л., 1968.
- Резвой Д. П. О южной границе Кураминско-Ферганского поднятия в Южном Тянь-Шане. Докл. АН СССР, т. 95, № 5, 1954.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Рыбин А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам. Узб. геол. ж., № 5, 1959.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. Ленингр. ун-та, № 2, 1957.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы, Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Синицын Н. М., Синицын В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1956.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. Геол. ин-та, вып. 179, Изд-во «Наука», 1968.
- Тектоническая карта Евразии. Изд-во ГУГК, 1966.
- Турбин Л. И. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы. Тр. Упр. геол. и охраны недр при Сов. Мин. КиргССР, Гостеолтехиздат, 1960.
- Уломов В. И. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 10, 1962.
- Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3, 1963.
- Хаин В. Е. Общий план современной структуры земной коры. «Жизнь Земли», Сб. Музея землед. МГУ, № 5, Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов. геология, № 11, 1960.
- Халматов А. Х. Об основных и ультраосновных породах Южной Ферганы. Докл. АН УзбССР, № 9, 1957.
- Хамрабаев И. Х., Мусаев А., Лихонидов Г. Г., Баранов В. В. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане. В кн. «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука» УзбССР, 1964.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Изд-во «Наука», 1967.
- Штрейс Н. А. О биполярном развитии структуры земной коры. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники, Изд-во АН СССР, 1962.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Международный. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов, Проблема 9. Изд-во «Наука», 1964.
- Штрейс Н. А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. Междунар. геол. конгресс., XXIII сессия. Сб. «Вулканизм и тектогенез». Изд-во «Наука», 1968.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. Сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Яншин А. Л. Проблемы срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1965.
- Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Изд-во «ФАН», Ташкент, 1968.

УДК 551.24 (438.9 + 497.2 + 498)

Р. Г. ГАРЕЦКИИ

О ФУНДАМЕНТЕ МИЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ

Фундамент Мизийской плиты является гетерогенным и состоит из комплекса байкалитид и миогеосинклинального комплекса герцинид. На большей южной части фундамент плиты — герцинский и лишь на севере и северо-востоке — байкальский.

Мизийская плита на северо-востоке ограничена массивом Добруджи, с севера и северо-запада отделена от Карпат Перикарпатским разломом и развитым над ним Предкарпатским краевым прогибом, а на юге по серии кулисных краевых швов граничит с Балканами и Западно-Балканской эпиплатформенной орогенной областью (рис. 1).

О возрасте складчатости фундамента Мизийской плиты до сих пор нет единого мнения. Одни исследователи считают, что фундамент плиты байкальский (Grigogaş и др., 1963; Славин, Хаин, 1963; Popescu и др., 1967; Varbu, Vasilescu, 1967 и др.), а в центральной ее части даже архейский (Gavăt и др., 1963), другие (Бончев, 1946, 1955, Муратов, 1949, 1962; Яранов, 1960; Йовчев, 1965; Спасов, Янев, 1965, 1966; Атанасов и др., 1966; Добрев, 1966; и др.) — герцинский. На последних обзорных тектонических картах (Международная тектоническая карта Европы, 1964; Тектоническая карта Евразии, 1966) Мизийская плита изображена эпипалеозойской. Наконец, третья группа исследователей считает, что фундамент плиты является разновозрастным. И. Думитреску и др. (Dumitrescu и др., 1962) относят Валашко-Южно-Добруджский сектор фундамента плиты к области раннекаледонской или байкальской складчатости, Центрально-Добруджский — к каледонской, Северо-Добруджский — к герцинской, хотя всю плиту в целом называют эпигерцинской Г. Рэилян, Р. Патрулиус и др. (устное сообщение, 1968) Центральную Добруджу относят к области байкальской складчатости, Южную Добруджу и Валахию — к каледонской, Северную Добруджу, а также территорию к югу от разлома, идущего примерно вдоль широтного отрезка течения р. Дунай, — к области герцинской складчатости. В. Е. Хаин и В. И. Славин (1967) считают, что на большей северной части Мизийской плиты фундамент является байкальским, а на юге (Предбалканье и соседние районы) — герцинским.

Породы фундамента плиты обнажены в пределах Добруджского массива и Западного Предбалканья, а также вскрыты скважинами как на болгарской, так на румынской частях Мизийской плиты (рис. 2).

В Добруджском массиве обычно выделяют две структурные зоны северо-западного простирания: Северную и Центральную Добруджу (Онческу, 1959; Янович и др., 1961; Mutihac, 1964; др.). Расположенная к югу от них зона Южной Добруджи целиком перекрыта платформенным чехлом и принадлежит уже Мизийской плите.

Северная Добруджа сложена мезозональными кристаллическими сланцами докембрия, выше которых развит разнообразный по составу пород геосинклинальный комплекс нижнего и среднего палеозоя (вплоть

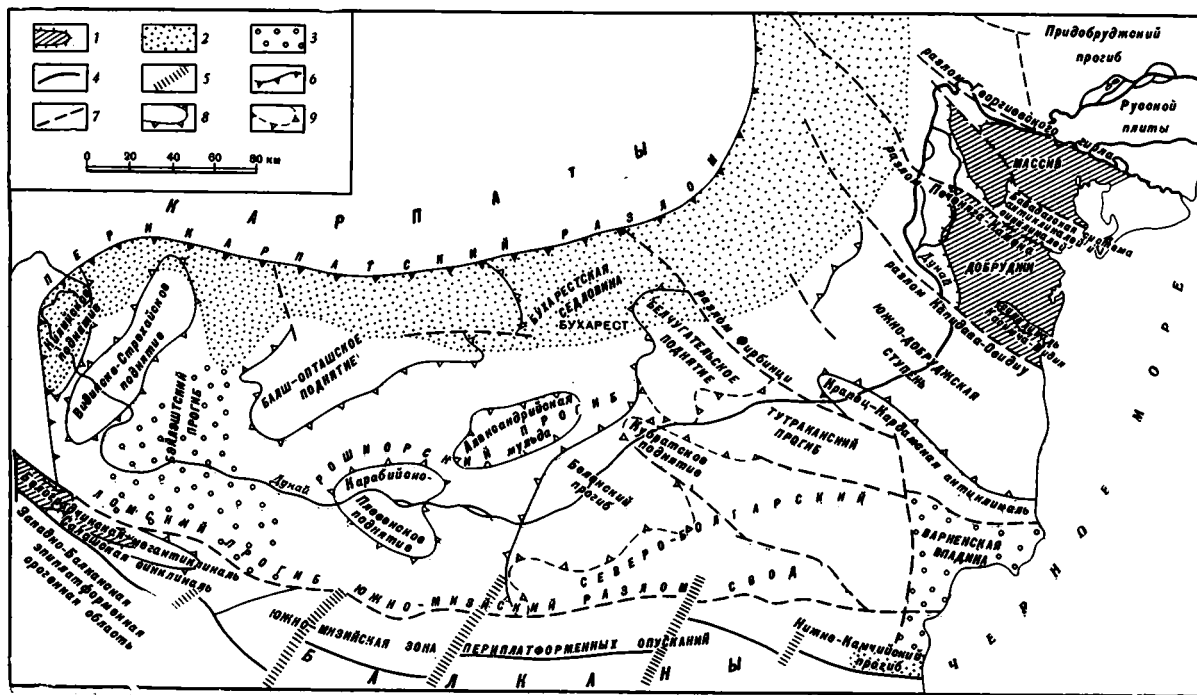


Рис. 1. Основные структурные элементы Мизийской плиты

1 — выходы пород фундамента на поверхность; 2 — окраинные участки плиты вовлеченные в опускание краевых прогибов; 3 — участки плиты, претерпевшие интенсивное прогибание в неогене; 4 — южные краевые швы Мизийской плиты; 5 — поперечные разломы южного ограничения плиты; 6 — зона Перикарпатского разлома; 7 — основные разломы; 8 — контуры основных структурных элементов; 9 — контуры структур, погребенных верхнепалеозойскими отложениями орогенного этажа

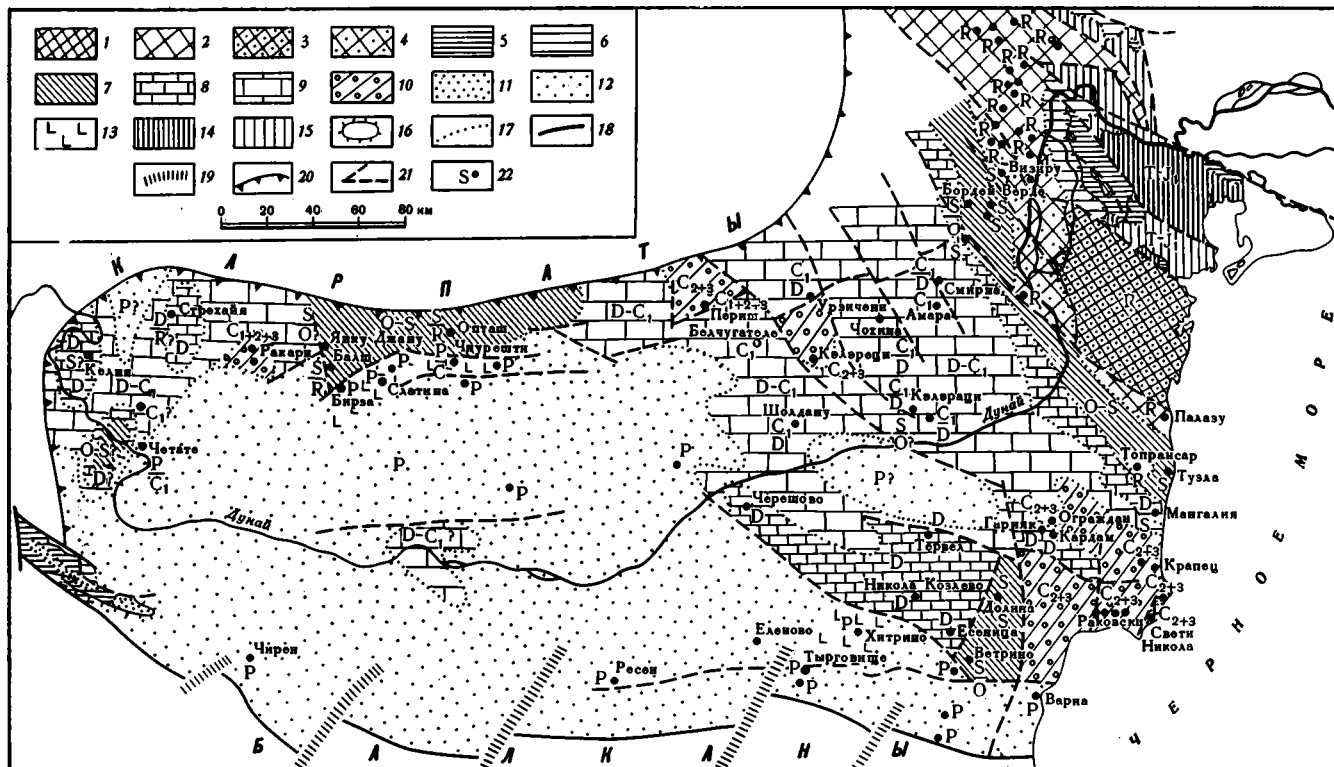


Рис. 2. Схематическая геологическая карта фундамента Миценой платформы и массива Добруджи со снятием мезо-кайнозойского платформенного чехла (составлена по материалам П. Даракчиева и др., 1963; Atanasiu, Chiriac, 1965; Спасова, Янева, 1965, 1966; Gavati и др., 1966; Popescu, Pâtrut, Paraschiv, 1967) и другие.

1 — кристаллические мезозональные сланцы рифея на поверхности; 2 — то же под чехлом; 3 — зеленые эпизональные сланцы рифея на поверхности; 4 — то же под чехлом; 5 — складчатые породы палеозоя Северной Добруджи и Западного Пребалканья на поверхности; 6 — то же, под чехлом; 7 — ордовик — силур; 8 — девон; 9 — девон — нижний карбон; 10 — средний и верхний карбон; 11 — пермские отложения на поверхности; 12 — то же, под чехлом; 13 — эффузивы перми; 14 — складчатые породы триаса — нижней юры Северной Добруджи на поверхности; 15 — то же под чехлом; 16 — конурт выхода пород фундамента на поверхности; 17 — геологические границы; 18 — южные красные швы; 19 — поперечные разломы южного ограничения плиты; 20 — зона Перикарпатского разлома; 21 — основные разломы; 22 — скважина, вскрывшая палеозой, и индекс возраста обнаруженных пород

до нижнего карбона). Несогласно на различных породах палеозоя расположены относительно маломощные платформенного типа терригенные (сейские слои нижнего триаса), карбонатные и терригенно-карбонатные (кампильские слои нижнего триаса, средний триас, карнийский ярус и низы норийского) отложения, которые сменяются мощными (суммарно более 1500 м) флишевой (налбантский флиш норийского яруса) и флишевой (лейас) толщами. Все указанные отложения сильно дислоцированы и образуют складчатый комплекс Северной Добруджи. Они включают различные магматические образования: граниты, внедрившиеся после раннего карбона и до раннего триаса, диабазы и порфиры позднекарнийского и ранненорийского времени.

Платформенный чехол в Северной Добрудже образован отложениями верхней юры и верхнего мела, которые особенно широко развиты на юге, выполняя Бабадагский бассейн.

Центральная Добруджа сложена сильно дислоцированной метаморфической толщей мощностью более 5 км, обычно относимой к рифею. Продолжение этой зоны к северо-западу под платформенным чехлом выявлено рядом скважин. Например, одна из них (Бордей-Верде) вскрыла крутонаклоненные (55—60°) сланцы рифея, выше которых практически горизонтально залегают кварцитовые песчаники низов ордовика и силура (Grigoraş и др., 1963; Iiescu, Mutihac, 1965).

Таким образом, Центральная Добруджа и ее продолжение на северо-запад представляют собой блок байкалид. Также байкальским, скорее всего, является фундамент Придобруджского прогиба (Шлезингер, 1968). Зона Северной Добруджи — это узкий палеозойский геосинклинальный трог, заложившийся в теле байкалид. После платформенного развития в течение раннего, среднего и низов позднего триаса здесь вновь заложилась норийско-лейасовые (киммерийские) геосинклинальные прогибы (Тулча и Бабадаг). Окончательно структура Северной Добруджи оформилась в результате складчатости конца лейаса. Как показало бурение (Gavăt и др., 1966), к северо-западу под молассовой толщей Предкарпатского краевого прогиба вскрываются породы рифея, что говорит о постепенном выклинивании в этом направлении палеозойского и раннемезозойского геосинклинальных прогибов Северной Добруджи.

Второй участок выхода фундамента Мизийской плиты на поверхность приурочен к своду Белградчикской мегантиклинали, расположенной в Западном Предбалкане. Здесь породы фундамента образуют крупный антиклинорий, в центральной части которого обнажены диабазово-филлитонидная формация скорее всего позднего докембрия — кембрия (Бояджиев, 1964; Спасов, 1964), аспидная формация ордовик-силура, а также флишевидные отложения с прослоями диабазов рояновско-кирьевской свиты, по-видимому, девона — нижнего карбона (Московски и др., 1963). С несогласием выше залегают сероцветная угленосная (антрациты, каменные угли) формация верхнего карбона — нижней перми мощностью до 1200 м. Заканчивается разрез палеозоя красноцветной молассой перми мощностью до 2 км.

Отложения палеозоя и рифея, вскрытые бурения в пределах Мизийской плиты, описаны во многих работах (Йовчев, Балуховски, 1961; Янович и др., 1961; Grigoraş и др., 1963; Даракчиев и др., 1963; Murgapan, Patrulius, 1963; Patrulius, 1964; Спасов и Янев, 1965; 1966; Iiescu, Mutihac, 1964; Răileanu и др., 1966; Popescu и др., 1967; Янев и др., 1967; др.). Однако общей сводки по всей плите в целом до сих пор не сделано.

В Южной Добрудже в районе Палазу Маре (см. рис. 2) несколькими скважинами под юрскими отложениями вскрыты мезозональные кристаллические сланцы. Здесь же, а также южнее, в районе Топраисар, встречены практически неметаморфизованные зеленые конгломераты,

кварциты, песчаники, глинистые хлоритовые сланцы. В северной части Мизийской плиты, в Опташе, обнаружены хлоритовые сланцы, а в Балше — граниты, гранодиориты, хлоритовые сланцы и песчаники. На северо-западе плиты, в Стрехайе, вскрыты черные кварциты. Все указанные породы сильно дислоцированы. Румынские геологи относят их к рифею.

В скважинах Кэлэраши и Янку Джану ниже палеонтологически доказанных отложений силура, а в скважине Бордей Верде и верхнего ордовика обнаружена пачка кварцитовых песчаников вскрытой мощностью до 200 м, условно относимая к ордовику или кембрию.

В Тузле, Мангалии, Кэлэраши, Опташе, Янку Джану, Кслии встречены темно-серые и черные аргиллиты и граптолитовые сланцы силура вскрытой мощностью до 600 м с углами падения слоев от 18 до 50°.

В Болгарии наиболее древние отложения встречены в Ветрино на глубинах от 2889 до 3002 м. Они условно относятся к ордовику и представлены черными аргиллитами с углами падения слоев 50—75°. Скважина не вышла из них. Выше ордовика на глубинах от 792 до 2889 м лежат фаунистически доказанные темно-серые и черные переслаивающиеся между собой алевролиты, аргиллиты и глинистые известняки силура. Аналогичные породы силура с углами падения слоев 45—75° обнаружены в Долина.

По литологическому составу описанные отложения силура и отчасти ордовика полностью идентичны одновозрастным породам Стара Планины. Мощность отложений в Стара Планине и на Мизийской плите часто близки друг другу, а в некоторых случаях в первом районе даже меньше, чем во втором. Так, мощность силурийских отложений (причем присутствуют все его ярусы) в Стара Планине достигает 380 м, а на Мизийской плите в районе Ветрино превышает 1000 м. Такое сравнение ордовикских и силурийских отложений Мизийской плиты и Стара Планины, геосинклинальное развитие которой в палеозое признается всеми геологами, а также условия залегания этих пород на плите приводит к заключению о том, что в упомянутых пунктах скважинами вскрыты не платформенные, а мюгеосинклинальные отложения ордовика и силура (аспидная формация — Алексиев и др., 1965).

На территории Румынии девонские отложения вскрыты скважинами, пробуренными в Мангалии, Кэлэраши, Шолдану, Чохина, Смирна, Урзичени, Периш, Стрехайя, Келия и др. В нижней части отложения девона (до эйфеля включительно) представлены черными аргиллитами, песчаниками, кварцитами, известняками, а в верхней части — известняками, доломитами с прослоями черных аргиллитов и иногда ангидритов. В ряде случаев встречаются прослой диабазов. Углы падения слоев в керне невелики — от нескольких градусов до 25—30°. Органических остатков встречается немного, поэтому расчленение разреза вызывает большие трудности. Наиболее полно изучены скважины в Мангалии, где фаунистически установлены нижнефранские, живетские, эйфельские, кобленцские, жединские и верхнесилурийские отложения (Răileanu и др., 1966). Здесь мощность девонских отложений превышает 550 м, а в ряде других скважин вскрытая их мощность достигает 1900 м.

В Болгарии девонские отложения вскрыты в Никола Козлево, Горняке, Кордаме, Есенице, Тервеле, Черешово. Они представлены различными типами светлых известняков, доломитизированных известняков, известняковых доломитов и доломитов, иногда с тонкими прослоями темных аргиллитов и алевролитов. Углы падения слоев колеблются от 10 до 45°. Породы Никола Козлево принадлежат эйфелю, а в Горняке и Кордаме — живету. Вскрытая мощность девонских отложений достигает здесь 480 м.

В скважинах, пробуренных в Кэлэраши, Смирна, Чохина, Урзичени, Шолдану, Периш, Четате и др. (Румыния), вскрыты известняки турне

и вize мощностью до 1500 м. В некоторых скважинах среди них отмечены прослой туфов и эффузивов.

В Болгарии породы карбона установлены в Ограждан, Крапец и ряде скважин, пробуренных в угольном бассейне к северу от г. Каварна (Раковски, Гурково, Могилище, Македонка и др.). Карбон сложен здесь переслаивающимися между собой темно-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, реже мергелями и известняками. Встречаются прослой каменного угля. Наблюдаются прослой туфовых песчаников и эффузивов. По возрасту (на основании ископаемой фауны и флоры) наиболее древние из вскрытых пород карбона принадлежат позднему вize и имеют пройденную мощность 610 м (скв. Р-50 — Раковски). Постепенно выше они сменяются отложениями намюра А. В остальных скважинах достоверно установлены отложения намюра А, вестфала А, В и С. Вскрытая мощность отложений карбона превышает 1800 м. Углы наклона слоев верхов нижнего-среднего карбона колеблются от нескольких градусов (3—5°) до 30—45° и иногда до 60—70°.

Ближние отложения, представленные угленосной песчано-аргиллитовой толщей, вскрыты в Румынии скважинами, пробуренными в Кэлэраши, Периш и Ракари. Они принадлежат намюру и вестфалу. Углы падения слоев в этих породах изменяются от нескольких до 25—30°.

Описанные отложения верхов нижнего и среднего карбона в формационном отношении аналогичны породам намюра — вестфала Свогенского района Стара Планины. И те и другие могут быть отнесены к сероцветной угленосной молассе, выполнявшей межгорные впадины и прогибы в начале герцинского горообразования области. Если начало орогенного этапа в Стара Планине относится к намюру, то на территории восточных районов Мизийской плиты, видимо, отмечается немного раньше — в самых верхах вize.

Многими скважинами как на румынской, так и на болгарской частях Мизийской плиты под юрскими или триасовыми отложениями вскрыты наиболее молодые породы палеозоя, относящиеся к перми. Они представлены красноцветными конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью в Румынии до 1500 м, а в Болгарии до 2500 м. Углы залегания слоев обычно колеблются от 5 до 35°. В ряде скважин встречены значительные по мощности (до 100—200 м и более) толщи эффузивных пород — кварцевые порфиры, андезиты, дациты, мелафиры, кератофиры, базальты и их туфы. В одном случае (южнее Провадии) в пермских отложениях известен шток соли, скважина в котором прошла более 1000 м и не вышла из него.

Описанные красноцветные отложения перми не отличимы от одно-возрастных пород, обнаженных в Белоградчикском районе, в пределах Тетевенского антиклинория и др. В этих районах они согласно с постепенным переходом залегают на отложениях верхнего карбона или резко несогласно — на более древних породах палеозоя.

Пермские отложения, вскрываемые бурением на Мизийской плите, часто не отделяются от пестроцветных пород нижнего триаса и объединяются вместе с ними как «пермо-триас». Однако в тех районах, где пермские и нижнетриасовые красноцветы достаточно хорошо изучены (Белоградчикский, Тетевенский районы и др.), установлено, что отложения нижнего триаса ложатся с угловым несогласием и перерывом как на породы перми, так и на более древние породы палеозоя вплоть до диабазово-филлитонидной формации. В Западной Стара Планине и Западном Предбалканье это несогласие наиболее велико в тех случаях, когда пермские породы залегают на стефанских, и достигает 15—30° и даже 90°. В тех случаях, когда пермские породы залегают на более древних породах палеозоя, угловое несогласие между отложениями перми и нижнего триаса обычно не превышает 10—15° (Московски и др.,

1963; Янев, 1964). Отчетливый перерыв и угловое несогласие между отложениями перми и нижнего триаса установлены в Тетевенском антиклинории (Ганев и др., 1965). Г. Чешитев (1965) считает, что «нижний триас везде залегает с ясным угловым несогласием (30—50°) над каледонскими и герцинскими структурными этажами» (стр. 115). Размыв и угловое несогласие между пермью и нижним триасом во многих местах Болгарии и Югославии отмечает Я. Тенчов и Сл. Янев (1967). Они же подчеркивают значительную смену литологических признаков при переходе от пермских к нижнетриасовым терригенным отложениям (последние выдержаны по простиранию и состоят из более отсортированных устойчивых компонентов). Более детальные исследования пестроцветных пород «пермо-триаса», вскрытых скважинами на северо-востоке Болгарии, позволяют разделить в их разрезе пермскую и триасовую части (Alexiev, GpoevaJa, 1965).

Красноцветные породы перми как в пределах Мизийской плиты, так и на различных участках их развития в альпийской складчатой области по формационной принадлежности, условиям залегания и распространения могут быть отнесены к красноцветной молассе, образовавшейся в результате горообразования в заключительную стадию герцинского развития этой территории. С пестроцветных песчаников нижнего триаса начинается типичный платформенный чехол.

Таким образом, сделанное описание отложений палеозоя, вскрытых скважинами в пределах Мизийской плиты, показывает, что в формационном отношении разрезы палеозойских пород плиты и Стара Планины очень близки между собой. Следует напомнить, что геосинклинальное развитие в палеозое последней области признается всеми геологами. Все отложения палеозоя, вскрытые в болгарской части плиты, значительно дислоцированы. Исключение составляют только пермские, средне- и верхнекаменноугольные породы некоторых скважин. В румынской части плиты углы падения отложений палеозоя, как правило, меньше. Особенно это относится к девон-пермской части разреза. Хотя здесь нередко и наблюдается керн с углами падения до 25—30°, но не менее часто скважины вскрывают очень полого залегающие слои. Отмеченный формационный характер отложений палеозоя и неравномерная, но все же значительная их дислоцированность позволяют прийти к выводу, что более правильно считать эти образования миогеосинклинальными, а большую южную часть Мизийской плиты — эпигерцинской. Только районы Южной Добруджи, северо-западного продолжения Южной и Центральной Добруджи, а также самого севера плиты, возможно, являются уже эпибайкальскими. Для однозначного решения существующих материалов еще недостаточно.

Об отнесении южной части Мизийской плиты к эпигерцинской области говорят также исследования галек из стефанских и пермских отложений на западе Стара Планины (Московски и др., 1963; Янев, 1964; Янев и др., 1967). Это гальки известняков с хорошо сохранившейся ископаемой фауной, принадлежащей ордовику, силуру, всем ярусам девона и нижнему карбону. По галькам удалось восстановить разрез размытых пород. Область сноса четко устанавливается на севере, т. е. во внутренних частях современной Мизийской плиты. Отсутствие закономерного (от более молодых к древним) изменения возраста пород галек по разрезу говорит о том, что область размыва представляла собой территорию, сложенную не горизонтальными слоями, а смятую в складки, в результате чего одновременно размывались отложения разного возраста (Янев и др., 1967). Следовательно, здесь в стефанское и пермское время существовали размывавшиеся горы, а не выровненная эпибайкальская платформа. Этот источник сноса, скорее всего, был расположен в пределах Видинского поднятия, которому соответствует значи-

тельный одноименный максимум силы тяжести. Галька известняков девона и нижнего карбона имеется в пермских отложениях скв. Р-1 (Коммунары). Эти породы, скорее всего, также были принесены с севера, из районов Северо-Болгарского свода (Хр. Спасов).

Огромная амплитуда смещения отдельных блоков фундамента относительно друг друга также говорит скорее о его герцинском, а не байкальском возрасте. Так, скв. Р-2 (Ветрино) под отложениями юры на глубине 791 м вскрыла отложения силура и ордовика и на глубине 3002 м не вышла из них. Расположенная же всего в 8 км к юго-западу скв. Р-3 (Ветрино) примерно на глубине 1200 м под отложениями нижнего триаса вошла в красноцветы перми и на глубине 3464 м была в них остановлена (рис. 3). Амплитуда проходящего между этими скважинами Девненско-Ветринского разлома, по данным бурения и сейсморазведки, превышает 2700 м (Даракчиев и др., 1963).

Материалы сейсморазведки МОВ и КМПВ (Вигса, Согеа и др., 1966; Атанасов, Богданов и др., 1966; Добрев, 1966; Varbu, Vasilescu, 1967, и др.) дают наиболее глубокие уверенные отражающие и преломляющие горизонты, приуроченные к размытой поверхности палеозоя и лишь в ряде случаев — к поверхности карбонатного комплекса девона — нижнего карбона. Выделяемые иногда более глубоко залегающие отражающие площадки, как правило, оказываются кратными. Выдержанные же преломляющие горизонты ниже указанных поверхностей обычно не отмечаются. В ряде районов (Центральная Добруджа и др.) выделяются горизонты, связанные с поверхностью байкальского фундамента. Эти данные сейсморазведки также косвенно свидетельствуют о том, что большая часть Мизийской плиты является эпигерцинской.

В фундаменте Мизийской плиты можно наметить четыре структурных яруса. Первый из них включает различные сланцы, относимые обычно к рифею, и соответствует байкальскому этапу развития. К этому же

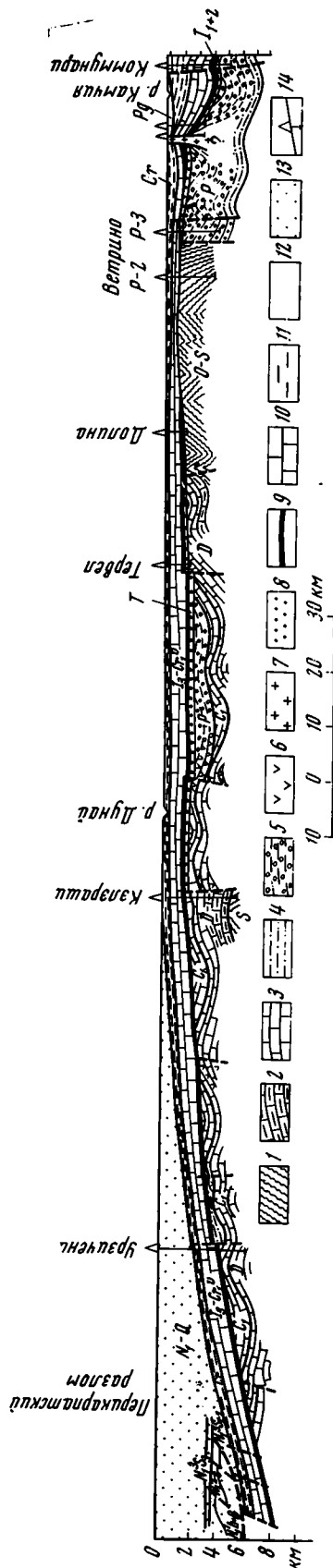


Рис. 3. Геологический разрез Мизийской плиты по линии Урзичени — Калераши — Долина — Ветрино

1 — сланцы ордовика — силура; 2 — терригенно-карбонатные породы девона и нижнего карбона; 3 — известняки девона и нижнего карбона; 4 — терригенные породы среднего и верхнего карбона; 5 — эффузивы девона, карбона и перми; 6 — красноцветы перми; 7 — соляная толща перми; 8 — триас (в основном нижний); 9 — нижняя и средняя юра; 10 — карбонатный комплекс верхней юры — валажчина; 11 — мел; 12 — палеоген; 13 — неоген-антропоген; 14 — сляважина

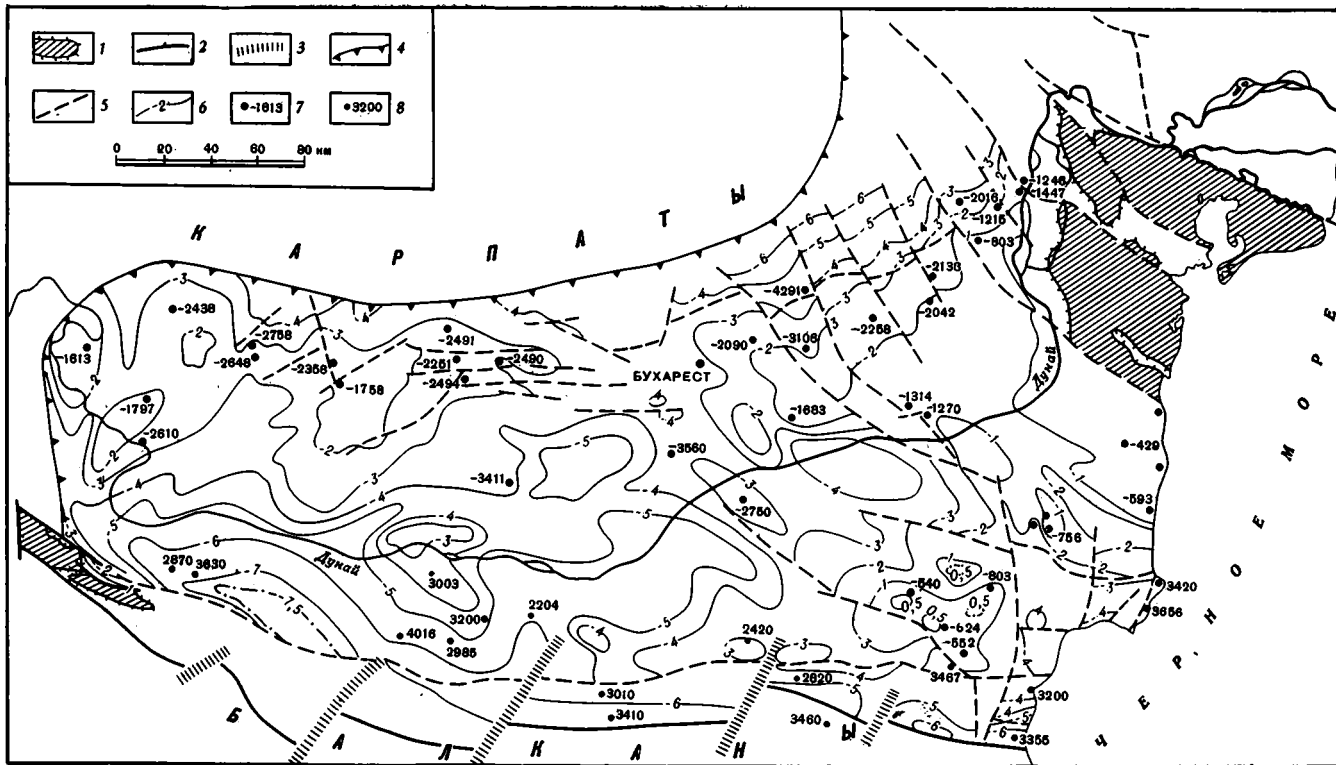


Рис. 4. Схематическая структурная карта подошвы верхнего структурного яруса фундамента Мизийской плиты. Составлена по материалам А. Атанасова, С. Бояджиева, С. Богданова и др. (1966), Т. Б. Добрева (1966), С. Barbu, E. Vasilescu (1967) и др.

1 — выходы пород фундамента на поверхность; 2 — южные разломы краевые швы; 3 — поперечные разломы южного ограничения плиты; 4 — зона Перикарпатского разлома; 5 — основные разломы; 6 — стратонизогипсы; 7 — скважина, вскрывшая подошву верхнего структурного яруса фундамента, и абсолютная отметка этой поверхности; 8 — скважина, не дошедшая до подошвы верхнего структурного яруса фундамента, и глубина ее забоя

структурному ярусу, видимо, следует отнести и диабазово-филлитоидную формацию. Второй включает отложения ордовика и силура, третий — девона и нижнего карбона (до верхов визе-намюра). Они возникли в главную геосинклинальную стадию развития территории. Верхний (четвертый) структурный ярус фундамента начинается верхами нижнего карбона (верхи визе-намюр), включает средний и верхний карбон (вестфал и стефан) и пермь и соответствует орогенной стадии развития.

Геологические материалы, а также геофизические исследования, в особенности гравиметрические и магнитометрические показывают, что простирания палеозойских структур фундамента Мизийской плиты в ее меньшей северо-восточной части — северо-западное, и на большей центральной — субширотное или запад-северо-западное и лишь на крайнем западе отмечаются юго-юго-западные и субмеридиональные. Такие простирания палеозойских структур в центральной и южной частях Мизийской плиты соответствуют субширотному простиранию ($90\text{--}100^\circ$ для герцинского и $120\text{--}135^\circ$ для каледонского структурных комплексов)¹, установленному Г. Чешитевым (1965) для палеозойских структур Стара Планины и Предбалканья.

По поверхности фундамента² выделяются все основные структурные элементы Мизийской плиты (см. рис. 1 и 4).

Поверхность фундамента весьма дифференцирована: в одних местах (Белградчикская мегантиклиналь, массив Добруджи) она обнаружена, в других (Южно-Добруджская ступень, Северо-Болгарский свод и т. д.) она лежит на небольшой глубине (отметки до $-0,5$ км), в третьих, (Ломский прогиб, Южно-Мизийская зона периплатформенных опусканий) сильно погружена (до минус 4 — минус 6 км). Общий размах колебаний этой поверхности превышает 4—6 км. Наклон ее (исключая участки резких флексур и разломов) колеблется от 50 до 200 м на 1 км.

Сделанное описание показывает, что в разрезе Мизийской плиты может быть выделен комплекс байкалид, который является фундаментом для миогеосинклинального палеозойского комплекса герцинид с полно развитыми орогенными отложениями карбона и перми. Оба комплекса образуют гетерогенный фундамент Мизийской плиты, который на большей южной ее части является герцинским и лишь в Южной Добруджи, северо-западном продолжении Южной и Центральной Добруджи и самого севера плиты — байкальским. Мизийскую плиту следует относить к молодой плите, типичный платформенный чехол которой начинается с отложений триаса, юры и мела.

Сопоставление структурных карт поверхности фундамента и ряда горизонтов внутри платформенного чехла с внутренней тектоникой фундамента, а также гравитационными и магнитными аномалиями говорит о том, что в целом для Мизийской плиты характерен унаследованный стиль строения платформенного чехла.

В заключение следует отметить, что перспективы нефтегазоносности Мизийской плиты не нужно ограничивать только платформенными отложениями ее чехла, но необходимо распространять их на орогенный и миогеосинклинальный палеозойские комплексы ее фундамента.

¹ Следует отметить, что простирание структур обоих комплексов в целом, скорее всего, одинаковое, унаследованное. Отклонение простираний структур герцинского комплекса в северо-западной Болгарии, отмеченное Г. Чешитевым, видимо, связано с перистыми широтными разломами, к которым и приурочены эти структуры и которые ответвляются от основных запад-северо-западных разломов.

² При рассмотрении составленной мною по данным болгарских и румынских геологов и геофизиков (рис. 4) карты нужно помнить, что в местах отсутствия отложений верхнего структурного яруса фундамента стратонизотипы изображают его поверхность (т. е. подошву платформенного чехла), а в местах, где эти отложения распространены, вырисовывают подошву верхнего структурного яруса; поверхность же фундамента здесь лежит на 0,5—1, а иногда и на 2,5—3 км выше, чем показано на карте.

- Алексиев Б., Начев Ив., Хрисчев Хр., Чаталов Г., Янев Сл. Краткая характеристика литологических формаций палеозоя и мезозоя Балканской области Карп.-Балк. геол. асоц., VII конгр. Докл., ч. II, т. 1, Изд-во Болгар. АН, София, 1965.
- Атанасов А., Бояджиев С., Богданов С., Йорданов М., Чешитев Г. Принципы, методика составления и содержание Тектонической карты Народной Республики Болгарии масштаба 1 : 200 000. Геотектоника, № 6, 1966.
- Бончев Е. Основы на тектониката на България. Год. на Управление геол. проучвания, с. IV, София, 1946.
- Бончев Ек. Геология на България. Ч. I. Изд-во «Наука и изкуство», София, 1955.
- Бояджиев Ст. Върху взаимоотношенията на висококристалинния цокъл и диабаз-филитондната формация. Сб. в чест на акад. И. С. Йовчев, София, 1964.
- Ганев М., Стефанов Ст. и Чаталов Г. Основы на стратиграфията и петрографията на триаса в Тетевенския антиклинорий. Тр. геол. България. Сер. стратигр. и тектоника, София, кн. 5, 1965.
- Даракчиев П., Атанасов Ант., Йорданов М. Главные черты тектонического строения Северо-Восточной Болгарии. Карп.-Балкан. Геол. асоц., V съезд. Научн. сообщение, т. IV, Тектоника, Bucureşti, 1963.
- Добрев Т. Б. Структура фундамента Мизийской платформы на территории Болгарии. Сов. геология, № 11, 1966.
- Йовчев Йовчо См. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии. София, 1965.
- Йовчев И. и Н. Ф. Балуховски. Полезни ископаеми на НР България. Нефт. и газ. Изд-во «Техника», 1961.
- Международная тектоническая карта Европы. Изд-во ГУГК, 1964.
- Московски Ст., Недялкова Сл., Тенчов Я., Харковска Ал., Шотов Вл. и Янев Сл. Стратиграфски и литоложки проучвания в ядката и част от мантията на Михайловградската антиклинала между реките Чупренска и Риковска Бара (С.-З. България). Тр. геол. Бълг., Сер. страт. и тектон., кн. V, София, 1963.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. «Тектоника СССР», т. 2, Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Славин В. И., Хаин В. Е. Основные закономерности тектонического развития Карпатско-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. Карп.-Балк. геол. асоц., V съезд, т. IV. Тектоника, Бухарест, 1963.
- Спасов Хр. Относно възрастта на диабаз-филитондната формация в България. Изв. Геол. ин-та, кн. XIII, София, 1964.
- Спасов Хр. и Янев Сл. Возраст и тектоническое строение палеозойского фундамента Мизийской плиты. Карп.-Балкан. геол. асоц., VIII конгр., Докл., ч. I, Изд-во Болг. АН, София, 1965.
- Спасов Хр. и Янев Сл. Стратиграфия на палеозойските седименти в сондажите от Североизточна България. Изв. Геол. ин-та «Страшимир Димитров», кн. XV, София, 1966.
- Тектоническая карта Евразии. Изд-во ГУГК, 1966.
- Хаин В. Е., Славин В. И. Принципы тектонического районирования Карпато-Балканской складчатой области. Материалы VII съезда Карп.-Балк. геол. асоц., Изд-во «Наука Думка», Киев, 1967.
- Чешитев Г. О взаимоотношениях между каледонским, герцинским и альпийским структурными комплексами в западной половине Стара-Планины и в Предбалканье. Карп.-Балк. геол. асоц., VII конгр. Докл., ч. I, секция геотектоника, Изд-во Болгар. АН, София, 1965.
- Шлезингер А. Е. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 2, 1968.
- Янев Сл. Върху литоложките белези за различиване на пермските и бундзандшайнските седименти в Северозападна България. Изв. Геол. ин-та Бълг. АН, вып. 13, 1964.
- Янев Сл., Тенчов Я. и Спасов Хр. О провинциях, питающих каменноугольно-пермское осадконакопление в Западной Стара Планине. Карп.-Балк. геол. асоц., VIII конгр., т. 1, Beograd, 1967.
- Янович В., Джюшкэ Д., Мутихак В., Мирэуцэ О., Кириак М. Гид екскурсий. Г.-Добруджа. Карп.-Балк. геол. асоц., V конгр., Бухарест, 1961.
- Яранов Д. Тектоника на България. Изд-во «Техника», София, 1960.
- Alexiev B., Gpoevaja N. Correlation de la «serie bigatree» (păstrocvet) dans une partie du Nord-Est de la Bulgarie. Карп.-Балк. геол. асоц., VII конгр., ч. II, т. 2, София, 1965.
- Atanasiu L. et Chiriac J. Considérations géologiques sur les platesformes du territoire de la République Populaire Roumania. Карп.-Балк. геол. асоц., VII конгр., ч. I, София, 1965.

- Barbu C., Vasilescu E. Tectonique du soubassement prémésozoïque de la Plateforme Moesique (territoire roumain). Карп.-Балк. геол. асоц., VIII конгр., т. 1, Београд, 1967.
- Burcea C., Cornea J., Tugui Gr., Tomescu (II) L., Jonescu E., Trimbitas M., Leafu J., Dumitrescu V., Brasoveanu A., Sipoș V., Leafu F., Mărășescu M., Carzan E. Contribuții all prospectiunii seismice de reflectie la Crearea unei imagini tectonice in zona centrală a platformei Moesice. Studii și cerc. de geol., geofiz., geogr. Ser. geofiz., t. 4, No. 2, 1966.
- Dumitrescu I., Sandulescu M., Lazarescu V., Mirăuță O., Paulius S., Georgescu C. Memoriu la harta tectonică a României. An. Com. Geol., t. 32, 1962.
- Gavăț J., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. Structura geologică profundă a teritoriului RPR după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetometrice). Studii Cerutări, ser. geofiz., No. 1, 1963.
- Gavăț I., Cornea I., Alexandru G., Romulus G., Lucian T. Structura fundamentului Moezic între Dunăre, Ialomița, Buzău și Siret. Studii și Cercetări de Géol., Géof., Géogr. ser. Géofizica, t. 4, No. 2, 1966.
- Grigoraș N., Pătruț I., Popescu M. Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul R.P.R. Карп.-Балк. геол. асоц., V съезд, т. IV, Бухарест, 1963.
- Iliescu V., Mutihac V. Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea centrală. Dări de seamă ale Ședințelor, v. 51 (1963—1964), part. I, București, 1965.
- Murgeanu G., Patrulius D. Paleozoicul Platformei Moesice. Asoc. Carpato-Balc. Congr. VI, Varșovia, 1963.
- Mutihac V. Zona Tulcea și poziția acesteia in cadrul structural al Dobrogei. «Anuarul Com. geol. RPR», t. 34, Part I-a, 1964.
- Patrulius Dan. Studiul stratigrafic de depozitelor mesozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (Partea de vest a Cimpiei Romine). Dări seamă ședinț. Com. géol. RPR, 1961—1962 (1964), t. 49, Part. I.
- Popescu M., Pătruț I., Paraschiv D. Stadiul actual de cunoastere geologică a Platformei moesice de pe teritoriul României. Petrol. și gaze, t. 18, No. 1, 1967.
- Răileanu Gr., Magdalena I., Dăneț-Ali Mehmed N., Beju D. Studiul Devonianului din forajul de la Mangalia. Dări Seamă șediț., v. 52/1 (1964—1965). București, 1966.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
12 мая 1968 г.

УДК 551.243.12(470)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

**БРАЖНИКОВ Г. А., ГРАБЛИНЕ, А., МЫЛЬЦИНН. В.
ХАРАКТЕР ДИСЛОКАЦИИ В ПАЧЕЛМСКОМ ПРОГИБЕ
НА ПЕРЕСЕЧЕНИИ БАЛАШОВ — ПЕНЗА**

После установления древней отрицательной структуры между Воронежской антеклизой и Токмовским сводом, геологического ее истолкования М. Ф. Мирчинком и А. А. Бакировым (1951) и Н. С. Шатаким (1955) изучение этой территории шло главным образом геофизическими методами, причем в основном работы проводились в северо-западной ее части. Они в значительной мере носили методический характер. Начиная с 1960 г., на отдельных участках или по пересечениям были поставлены сейсмические работы методами МОВ и КМПВ.

Южнее Сердобска опытные сейсмические работы методом проходящих обменных волн (МПОВ) начаты в 1967 г. Волгоградской геофизической экспедицией. С целью

изучения строения поверхности кристаллического фундамента и осадочной толщи был проложен сейсмический профиль МПОВ от г. Балашова до района, расположенного близ г. Пензы (рис. 1, 2). Профиль почти полностью пересекает древнюю систему нарушений вдоль р. Хопра и впервые дает возможность судить о существующих взаимоотношениях структурных планов пород фундамента и чехла в пределах Пачелмского прогиба.

В сравнении с крайними точками наблюдения на профиле описываемая структура по поверхности кристаллического фундамента имеет амплитуду погружения около 2200—2500 м. Ее узкое северо-восточное крыло чаще нарушено разломами, по которым происходит значительное (от 300 до 1000 м) ступенчатое погружение поверхности фундамента. Наиболее опущенная часть кровли фундамента (абс. отм. —3100 — —3600 м) находится между Покрово-Березово (пикет 1850) и районом, расположенным несколько северо-восточнее р. Камзолки (пикет 1450).

Юго-западное крыло прогиба в 4—5 раз шире северо-восточного. На нем также отмечается три основные ступени погружения по сбросам амплитудой 400 м (северо-восточнее р. Камзолки — пикет 1550), 350 м (восточнее с. Каменки — пикет 900) и 200 м (близ г. Балашова — пикет 50).

Однако структура юго-западного крыла по поверхности фундамента определяется не только сбросами. Не в меньшей мере для нее характерными являются плавно приподнятые и погруженные формы. Например, на участке между пикетами 500 и 900 отмечается поднятие с амплитудой 200—250 м, осложненное небольшим прогибом. В районе с. Красного (пикет 1300) намечен свод второго, более обширного поднятия с амплитудой около 500 м.

Но полученный сейсмический материал не дает возможности окончательно утверждать наличие пликативных дислокаций, рисуемых по поверхности фундамента; можно предполагать существование сбросов и на крыльях выделяемых приподнятых зон на

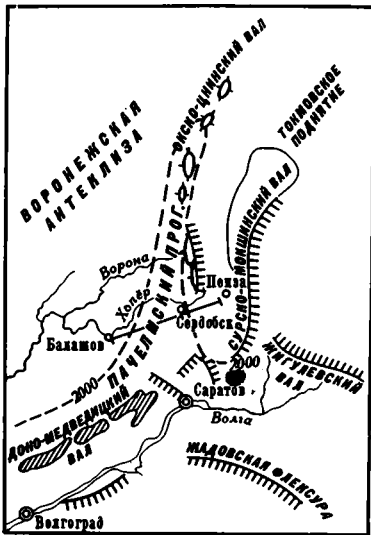


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов (из тектонической карты Евразии, 1966) с местоположением сейсмического профиля МПОВ

участках между пикетами 350—400, 480—520, 650—700, 1010—1030, 1100—1150. И все же независимо от того, будут ли на упомянутых участках плавные подъемы или же блоки окажутся опраниченными сбросами, общая картина приподнятых и опущенных участков поверхности фундамента на юго-западном крыле Пачелмского прогиба не изменится.

Таким образом, на описываемом пересечении Пачелмский прогиб по поверхности фундамента вырисовывается в виде асимметричной отрицательной структуры с северо-восточным крутым и юго-западным пологим крыльями, осложненными сбросами, придающими им ступенчатый характер. Амплитуды сбросов на юго-западном крыле меньше, расположены они на расстоянии 65—85 км; на северо-восточном крыле сбросы следуют через 10—15 км.

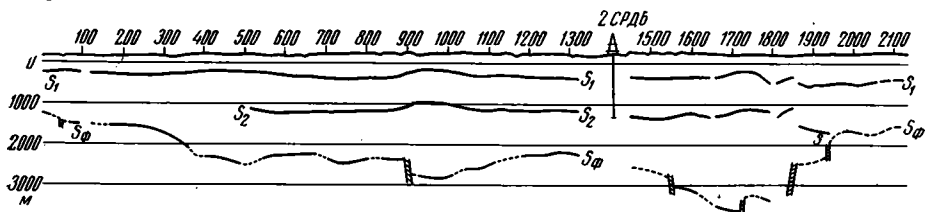


Рис. 2. Сейсмо-разведочный профиль МПОВ (данные Волгоградской геофизической экспедиции под руководством В. Н. Мыльцина)

S_{ϕ} — поверхность фундамента; S_2 — поверхность, относящаяся условно к подошве девонских отложений; S_1 — поверхность, относящаяся условно к внутрикаменноугольной толще. Цифры наверху профиля — номера пикетов; 2 Срдб — местоположение 2-й Сердобской скважины

Однако вряд ли возможно проводить границу северо-восточного крыла Пачелмского прогиба по конечной точке нашего профиля (рис. 1 и 2). Видимо, она проходит по зоне Сурско-Мокшанских дислокаций, северо-восточнее которых абсолютные отметки поверхности фундамента, по данным П. С. Хохлова (1955), составляют —798——802 м. Юго-западнее они увеличиваются до —1150—1400 м (Чемодановская и Юлово-Ишимская скважины). Южнее г. Пензы в фундаменте намечается еще один сброс, вероятно с опущенным юго-западным крылом. Следовательно, пределы Пачелмского прогиба могут определяться на северо-востоке Сурско-Мокшанскими дислокациями, а на юго-западе сбросом у г. Балашова. Это будет означать, что ширина Пачелмского прогиба здесь достигает 250 км, а приосевая часть, составляющая полосу всего в 30 км, находится на участке Сердобск (пикет 1550) — Широкополье (пикет 1850). Вся эта зона интенсивно дислоцированного фундамента представляет собой не просто «грабен» или «прогиб», а сложную грабенообразную структуру, в которой система сбросов образует и грабены и горсты, приподнятые и опущенные участки¹.

Как же отражается вся эта сложная картина строения поверхности фундамента в осадочном чехле? На этот вопрос в ряде случаев отвечают данные, полученные при выполнении работ по описываемому профилю. Над сбросом по фундаменту, зарегистрированном северо-восточнее с. Каменки (пикет 900), имеющим опущенное северо-восточное крыло, по подошве девона и горизонту в толще карбона соответствует Ртищевско-Баландинская флексура противоположного, западного падения. Подобная картина неоднократно отмечалась в зоне Доно-Медведицких дислокаций (Граблин и Масленников, 1957; Бражников и др., 1962), в районах Башкирской АССР (Белоусов, 1964; Розанов, 1957). О таких взаимоотношениях осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента на описываемой нами территории и в ряде других районов Волго-Уральской провинции упоминает и А. А. Борисов (1962). Возникновение таких структур вызвано возвратными движениями отдельных ранее опускавшихся блоков (Белоусов, 1964; Бражников и др., 1962; Граблин и Масленников, 1957; Розанов, 1957). В менее четко выраженной форме такие же взаимоотношения отмечаются и на других участках описываемого профиля: например, северо-восточнее р. М. Мелик (между пикетами 350—550), где погруженной части фундамента отвечает приподнятая зона по горизонту в толще карбона. Еще менее рельефно, но все же определенно вырисовываются также же взаимоотношения у Балашовского сброса (между пикетами 50—100); над сбросом северо-восточнее р. Камзолки (пикеты 1500—1600), но только по горизонту S_2 у с. Покрово-Березово (пикет 1850); юго-западнее с. Надеждино (пикеты 1700—1800). В последнем случае инверсионная картина взаимоотношений структурных планов чехла и фундамента осложняется гэрстом. Однако это отклонение от ранее описанных случаев вполне возможно, так как возвратные движения блока фундамента, расположенного между пикетами 1725—1800, видимо, могли достигать масштабов, превосходящих первоначальное его погружение. Аналогичный пример отмечается на отдель-

¹ Термин «грабенообразная» структура довольно часто применяет А. А. Борисов (1962), когда описывает структуры поверхности фундамента. По нашему мнению, этот термин наиболее полно определяет характер и тип дислокаций фундамента в пределах Пачелмского прогиба.

ных участках по Жирновско-Линевскому блоку, представляющему собой северное окончание Доно-Медведицких дислокаций. Возвратное движение, начавшееся здесь в основном в конце мезозоя, достигло в третичное время нескольких сот метров.

Исходя из полученной картины взаимоотношений структур кровли фундамента и осадочного чехла (по данным положения отражающих горизонтов), можно утверждать, что на представленном профиле не получил отражения еще один сброс по кровле фундамента, расположенный между реками Сердоба и Камзолка (пикеты 1350—1450). Это предположение основывается на том, что по мезозойским и каменноугольным отложениям здесь фиксируется Сердобская флексура юго-западного падения (Хохлов, 1955), которой в кровле фундамента, видимо, должен отвечать сброс, обращенный в противоположную сторону — на северо-восток. Таким образом, под Керенско-Чембарской системой антиклинальных складок или флексур (по верхнему осадочному чехлу) лежит наиболее погруженная зона по кровле фундамента.

В заключение следует отметить, что начатые в пределах Пачелмского прогиба работы по поискам нефтегазоносных структур южнее и восточнее Сердобска (в районе, непосредственно тяготеющем к нефтегазоносным Доно-Медведицким и Саратовским дислокациям) заслуживают серьезного внимания и значительного расширения. Но перспективы поисков нефти и газа в юго-восточной части Пачелмского прогиба определяются не только соседством с нефтегазоносными районами; они обусловлены и более глубокими связями — Саратовские и Доно-Медведицкие дислокации целиком и полностью входят в пределы Пачелмского прогиба, раскрывающегося в Прикаспийскую синеклизу, как об этом писал Н. С. Шатский (1955).

Надо иметь в виду, что к северо-западу от Доно-Медведицких дислокаций находятся не «сквозные» положительные структуры (структуры, прослеживающиеся от фундамента и до мезозоя включительно), но главным образом погребенные поднятия, не отраженные в верхнем осадочном чехле, а также складки, угасающие с глубиной. Знание же определенных взаимосвязей описанных типов складок поможет ускорить открытие в этом районе локальных нефтегазоносных поднятий в среднедевонских, возможно в верхнедевонских и каменноугольных отложениях. Об этом свидетельствуют первые открытия в Волгоградской области, входящей в южную зону Пачелмского прогиба, погребенных нефтегазоносных поднятий (Кудиновского и Восточно-Коробковского), наличие залежей нефти в верхнедевонских отложениях на Западно-Коробковской структуре, в пределах Жирновско-Линевского блока, а также нефти в карбоне на Урицкой площади в юго-западной части Саратовской области.

Литература

- Бел оу с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостоптехиздат, 1964.
- Б о р и с о в А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенной территории Советского Союза. Сов. геология, № 1, 1962.
- Б р а ж н и к о в Г. А., Л а р и н А. П., К н ы р Л. Г., П е с к о в а А. Я., С и д о р о в В. И. История и условия формирования локальных поднятий Волгоградской области. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья, ГОСИНТИ, Л., 1962.
- Г р а б л и н Е. А., М а с л е н н и к о в Е. А. Перспективы нефтегазоносности девонских отложений зоны Доно-Медведицких дислокаций. Геология нефти, № 1, 1957.
- М и р ч и н к М. Ф., Б а к и р о в А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности. Нефт. х-во, № 1, 1951.
- Р о з а н о в Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957.
- Х о х л о в П. С. Тектоника и история зоны формирования Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшанских дислокаций. Гостоптехиздат, 1955.
- Ш а т с к и й Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.
- Я н ш и н А. Л., З а й ц е в Н. С., М у р а т о в М. В., П е й в е А. В., П у щ а р о в с к и й А. В., У д и н ц е в Г. Б., Х е р а с к о в Н. П. и др. Тектоническая карта Евразии. ГУГК, 1966.

Волгоградский научно-исследовательский институт нефтяной и газовой промышленности

Статья поступила
25 марта 1968 г.

ХРОНИКА

УДК 551.46.0

СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОБЛЕМЕ «ИСТОРИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА»

С 1 по 4 декабря 1969 г. в Москве состоялось совещание, посвященное проблемам происхождения, возраста и развития Мирового океана, созванное Московским обществом испытателей природы и Секцией наук о Земле АН СССР. В работе совещания приняли участие свыше 600 представителей различных научно-исследовательских организаций столицы и других городов Советского Союза. Участники совещания прослушали и обсудили 14 докладов, в прениях выступило 23 человека.

Совещание открыл президент МОИП, академик А. Л. Яншин. Во вступительных речах А. Л. Яншина, М. В. Муратова и Л. А. Зенкевича была отмечена большая научная и практическая значимость сложных и во многом спорных проблем истории Мирового океана. Основной задачей совещания явилось обсуждение этих проблем представителями разных специальностей — геологами, геофизиками, географами, гидрохимиками, зоологами и палеонтологами, так как только привлечение материалов разных наук о Земле может привести к успеху в решении сложных проблем истории Мирового океана.

В. В. Белоусов посвятил свой доклад критике гипотезы «растекания» океанического дна. Он подчеркнул, что исходные данные этой гипотезы (молодость осадков на дне океана — не древнее юры, выклинивание их в сторону Срединного хребта последовательно от древних к молодым, линейное симметричное расположение магнитных аномалий по отношению к оси хребта и соответствие в некоторых случаях направлений векторов намагниченности исторической ориентировке магнитного поля Земли, высокий тепловой поток в районах Срединных океанических хребтов) либо недостаточны, либо подтверждаются не повсеместно, либо могут быть интерпретированы иным способом, а также находятся в противоречии с некоторыми другими геологическими и геофизическими данными по строению дна океанов и островов. Вывод докладчика заключается в том, что критикуемая гипотеза является «попешным и легкомысленным обобщением» новых данных о строении дна океанов и «чудовищным преувеличением» некоторых фактов. Она совсем не согласуется с данными о геологическом развитии материков. Более приемлемой и имеющей право на дальнейшую разработку является гипотеза базификации континентальной коры и превращения ее в кору океанического типа.

В начале своего доклада «О возрасте и происхождении океанов» П. Н. Кропоткин отметил, что критика гипотезы «растекания» океанического дна В. В. Белоусовым была во многом справедлива, однако некоторые возражения могут быть легко отведены. В то же время представления о формировании океанических впадин путем базификации материковой коры не соответствуют принципам изостазии и физико-химическим условиям фазовых превращений силикатов. Против гипотезы расширяющейся земли свидетельствуют явления сжатия, шарьяжей, надвигов и др. Разнообразие явлений природы не позволяет принять узкие гипотезы.

Далее докладчик указал на ряд данных, которые показывают, что впадины океанов имеют разный возраст, Тихий океан — древний, а Атлантический, Индийский и часть Северного Ледовитого — мезо-кайнозойские. В палеозое образовался океан Тетис, который замкнулся в мезозое. Раздвижение материков и формирование новой, базальтовой по своему составу, земной коры в области молодых океанов компенсировались сокращением площади складчатых поясов. Океанические впадины являются структурами растяжения. Причины горизонтальных перемещений, как предполагает докладчик, заключаются в смене эпох общего сжатия и расширения Земли или в подкоровых течениях.

М. В. Муратов в докладе «Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин» обратил внимание на то, что наряду с общими чертами имеются существенные различия в строении и рельефе дна океанов, а также в геологическом строении прилегающих частей материков. Океаны — это не только крупнейшие формы

рельефа поверхности Земли, но и главные структурные элементы земной коры. В них выделяются самые разнообразные структуры (срединно-океанические хребты, островные дуги, котловины, вулканические валы и др.). По расположению структурных элементов — наличию глубоководных желобов, вулканических дуг среди других океанов отчетливо обособляется Тихий океан, последовательно опоясанный складчатыми системами разного возраста. Тихий океан — наиболее древний, первичный океан, существовавший уже в протерозое. Другие океаны, особенно Атлантический, имеют отличное тектоническое строение. Берега Атлантического океана скрывают все структурные элементы континентов, и образование его, скорее всего, обусловлено растяжением земной коры и происходило уже в доюрское время. Таким образом, отмеченные в докладе особенности строения океанов и окружающих их берегов свидетельствуют о разнообразном и разновозрастном происхождении океанических впадин.

В. Е. Хаин на основании анализа геологических и геохронологических данных по докембрийским складчатым системам пришел к выводу о «вторичном» происхождении океанов, выделяя две эпохи раздробления континентальной коры: поздний протерозой и конец палеозоя. Направление протерозойских и особенно рифейских структур материкового обрамления в противоположность архейским структурам лучше согласуется с контурами «будущих» океанов. Тихий океан наиболее древний и существовал, вероятно, уже в позднем докембрии. В. Е. Хаин выделил складчатые пояса широтного (Арктический, Средиземноморский, Монголо-Охотский, Южный) и меридионального (Атлантический, Урало-Мозамбикский и два пояса по берегам Тихого океана) направлений. Меридиональные пояса имеют близкий возраст заложения, в пределах 1200—1400 млн. лет, а широтные несколько позже 1000—800 млн. лет. Молодые океаны оказываются как бы вписанными в эти пояса. Атлантический океан является прообразом геосинклиналей с внутренней эвгеосинклинальной и внешними миогеосинклинальными зонами. Механизм образования океанических впадин — процесс сложный и представляется в виде сводообразования и рифтообразования с последующим раздвигом коры и внедрением в рифтовых зонах пород основного и ультраосновного состава. Формирование океанической коры облегчается процессами денудации при орогенических возмущениях.

Ю. М. Пущаровский, разбирая проблему происхождения Тихого океана, иллюстрировал свой доклад тектонической картой Тихоокеанского сегмента Земли, масштаба 1:10 000 000. Он показал, что ложе Тихого океана окружено Тихоокеанским складчатым поясом, который с внешней стороны ограничен краями древних платформ, а с внутренней — глубоководными желобами. Анализ его позднекембрийской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской стадий развития и последовательное смещение более молодых складчатых систем в сторону океана свидетельствуют об устойчивом во времени и упорядоченном плане тектонической эволюции. Океаническая впадина, вероятно, существовала на всех этапах развития Тихоокеанского пояса. Эвгеосинклинальные зоны занимали всегда самое внутреннее положение и развивались на океанической коре. По периферии Тихоокеанского пояса существует целый ряд морских впадин (Охотское, Японское, Тасманово и другие моря), лишенных «гранитного» слоя. Эти впадины имеют вторичное образование и их возникновение связано с тремя механизмами: расползания, перетекания и проседания.

В докладах Г. Б. Удинцева «Рельеф дна океанов и роль тектоники в его формировании», А. П. Лисицына «История океанов по данным литологии» и А. П. Лисицына совместно с П. Л. Безруковым «О результатах бурения на дне Атлантического и Тихого океанов» обобщены данные новейших исследований геологами и океанологами многих стран дна океанов. В результате этих исследований выявилось чрезвычайное разнообразие форм рельефа дна океанов и определенная связь его с тектоническим строением земной коры, а также специфичность тектонического развития океанов и глобальное значение некоторых его зон (современных геосинклиналей и георифтогеналей).

Данные литологии о количестве осадочного материала и особенностях его распределения в океанах, а также об изменении его качественного состава приводят исследователей к заключению о древнем, по крайней мере палеозойском, возрасте океанов.

В совместном докладе Р. М. Деменицкой и А. М. Карасика были рассмотрены особенности строения Северного Ледовитого океана с учетом гипсометрических, морфологических, геологических и геофизических данных. Авторы выделили области с различным геологическим строением (Евразийский и Американо-Азиатский бассейны, субпараллельные океанические хребты Гаккеля, Ломоносова, Менделеева и др.) и отметили сложный генезис океана. Были приведены четыре гипотетических типа разреза земной коры в переходных зонах от материков к океанам. Основным процессом формирования Северного Ледовитого океана считается разрастание океанического дна с образованием срединного хребта.

Сообщение М. К. Калининко было посвящено вопросам нефтегазоносности океанических впадин. Изучение современных нефтеносных областей показывает перспективность поисков нефти и газа в океанических бассейнах. Наиболее перспективными являются области шельфа, большой интерес также представляют районы континентального склона и другие части абиссали.

В докладах М. Г. Валяшко и С. В. Бруевича разбирались вопросы химического состава воды Мирового океана и его эволюция во времени. М. Г. Валяшко,

принимая во внимание направленный характер развития планеты в целом и формирования ее внешних оболочек, пришел к выводу, что резкое изменение состава океанической воды могло быть обусловлено лишь внешними причинами (появление фотосинтеза — зарождение жизни). После появления в атмосфере кислорода состав океанической воды стабилизировался и с этого момента не претерпел сколько-нибудь существенных изменений.

С. В. Бруевич, на основании аналитических определений состава ископаемых осадков, эвапоритов и прунтовых растворов, показал, что солевой состав Мирового океана, начиная по крайней мере с палеозоя, существенно не менялся.

В трех интереснейших биологических докладах Л. А. Зенкевича «О древности морской фауны как показателя древности океана», Я. А. Бирштейна «Некоторые вопросы эволюции глубоководной фауны» и Г. М. Белыева «Фауна глубоководных желобов и пути ее формирования» было показано, что морская фауна развивалась с докембрия в условиях океана при более или менее постоянном химическом и температурном режиме. Длительность формирования фауны в океанах вообще, в глубоководных условиях в частности, и в глубоководных желобах в том числе, должна свидетельствовать о длительном существовании этих структур.

К сожалению, по различным объективным причинам не состоялись намеченные доклады А. П. Виноградова, О. К. Леонтьева, Б. С. Соколова и А. И. Толмачева (см. тезисы в журнале «Океанология», 1969, вып. 5).

Выступившие в прениях отметили важность и своевременность созыва совещания. Острой дискуссии подверглись три основные группы гипотез происхождения океанов — базификации, мобилизма и расширения Земли. Были обсуждены также вопросы истории солевого режима океанической воды, происхождения солей в современных глубоководных впадинах, значения литологических данных, полученных при бурении дна, для выяснения истории Мирового океана, происхождения фауны и флоры островов и т. д.

В решении совещания участники отметили чрезвычайную важность как с общетеоретической, так и с практической точек зрения исследований Мирового океана, рекомендовали расширять и углублять эти исследования, в частности ускорить организацию бурения дна океанов и внутренних морей со специальных судов.

А. А. Белов, С. Д. Соколов

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции

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

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 7/V 1970 г. Т-10226. Подписано к печати 23/VI-1970 г. Тираж 1800 экз.
Зак. 4162 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 1800

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

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати:

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Масштаб 1 : 10 000 000. На 6 листах. Цена 3 руб. Редакторы карты: д-р геол.-мин. наук Ю. М. Пушаровский и д-р географ. наук Г. Б. Удинцев.

Во втором полугодии 1970 года Геологическим институтом и Институтом океанологии Академии наук СССР будет выпущена уникальная по своему содержанию многокрасочная ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ. Карта отражает главные черты тектонического строения ложа Тихого океана и обрамляющего его Тихоокеанского тектонического пояса, т. е. она охватывает около половины площади земного шара.

В пределах океанского ложа показаны структурные элементы разного порядка и типа, разрывные нарушения, гайоты, оси магнитных аномалий, значения скоростей прохождения сейсмических волн через слои земной коры, а также величины мощностей этих слоев.

Тихоокеанский тектонический пояс отображен во всей сложности его строения: а) с большим количеством условных обозначений для показа входящих в него разновозрастных складчатых зон и б) весьма основательной дробностью легенды для отражения строения современных геосинклинальных зон (островных дуг и др.).

На карте показана также тектоническая позиция гранитоидных, вулканических и гипербазитовых поясов. Карта раскрывает тектоническое районирование Тихоокеанской области Земли, позволяет видеть характерные структурные черты этой области, а также подходить к ряду проблем глобальной тектоники, в частности, к проблеме происхождения, возраста и развития Тихого океана. Издание будет полезно для выявления новых связей в размещении полезных ископаемых с тектоническими структурами.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли необходима самому широкому кругу геологов, геофизиков, геохимиков, океанологов, географов и других специалистов, интересующихся строением и развитием земной коры.

Заказы на книгу следует присылать по адресу:

Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой»
«Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, пр. Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, пр. Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный пр., 57; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Новосибирск, Красный пр., 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, пр. Октября, 129; Фрунзе, бул. Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Б 232
ПЕР ПЕСОЧНЫЙ Э-42
МАКАРЫЧЕВУ Г И
70228
1-12

12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

