

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1970

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1970 г.

СОДЕРЖАНИЕ

К столетию со дня рождения Владимира Ильича Ленина	3
Е. В. Шанцер. К методологии историко-геологического исследования	7
Ю. А. Косыгин. Методологические вопросы системных исследований в геологии	20
П. Н. Кропоткин. Возможная роль космических факторов в геотектонике	30
М. В. Муратов. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития	47
К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры	74
Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, И. С. Вольвовский, Ю. К. Шукин. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям	80
М. С. Марков. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг	93
А. Л. Книппер. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры	112
М. И. Ициксон, Л. И. Красный. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР	121

GEOTECTONICS

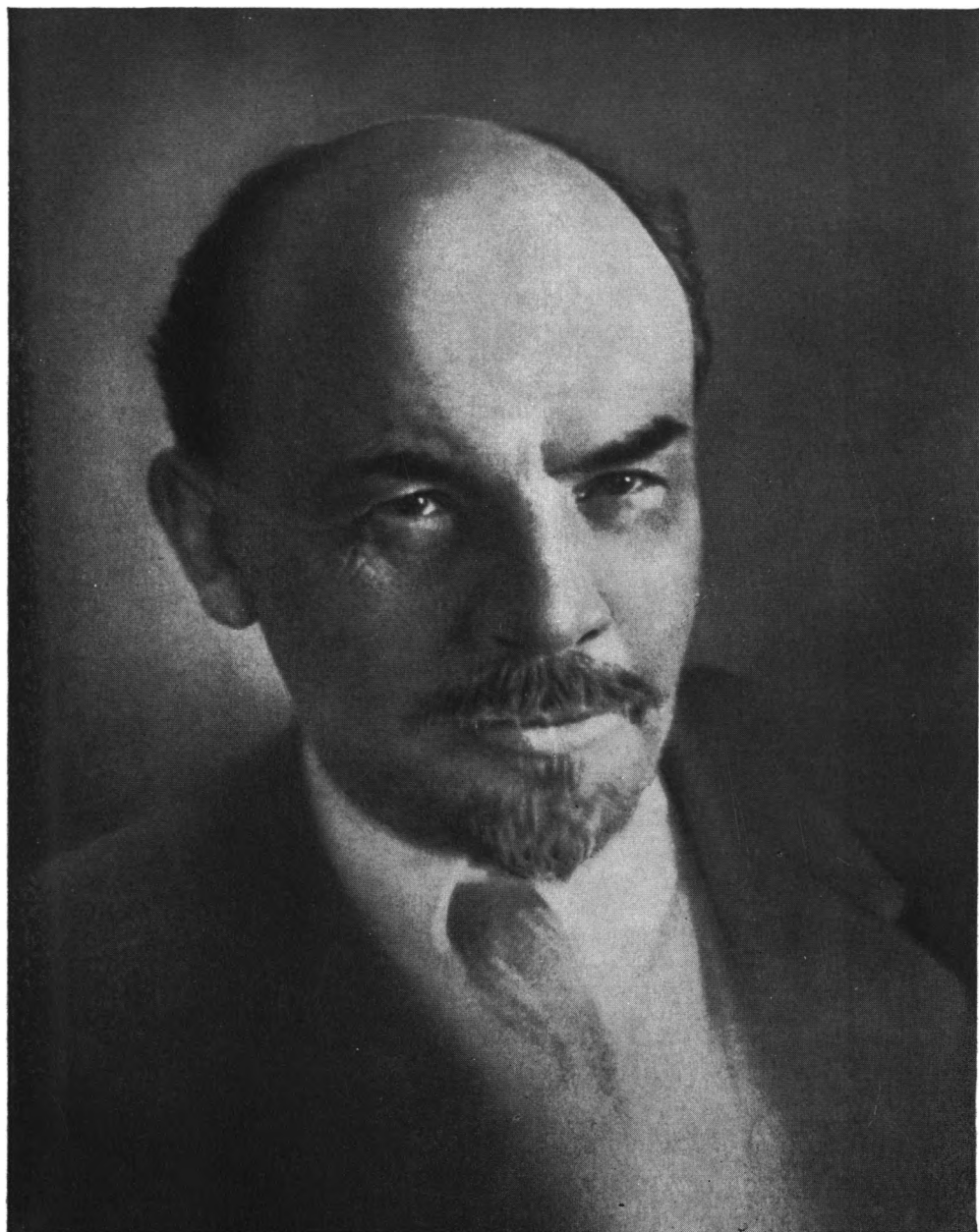
MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1970

CONTENTS

On the birthday centenary of Vladimir Ilyich Lenin	3
E. V. Shantser. On the methodology of historical geological investigation	7
Yu. A. Kosygin. Methodological problems of system investigations in geology	20
P. N. Kropotkin. The possible part of cosmic agents in geotectonics	30
M. V. Mouratov. Goesynclinal folded systems of the Precambrian and some peculiarities of their evolution	47
K. O. Kratz, S. B. Lobach-Zhuchenko. Isotopic geochronology and deep structure of the Earth's crust	74
N. A. Beliayevsky, A. A. Borisov, Yu. K. Shchukin, I. S. Volvovsky. The structure of the Earth's crust of the USSR territory and adjacent seas according to basic sectors	80
M. S. Markov. Metamorphic complexes and their place in the evolution history of island arcs	3
A. L. Knipper. Gabbroic rocks of the ophiolitic «formation» in the geological record of the oceanic crust	112
M. I. Itsikson, L. I. Krasny. Some problems of geotectonics and metallogeny of the East of the USSR	121



К СТОЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВЛАДИМИРА ИЛЬИЧА ЛЕНИНА

Имя вождя пролетарской революции, гения человечества Владимира Ильича Ленина известно во всех уголках земного шара. 100-летнюю годовщину со дня его рождения отмечают все прогрессивные люди Земли и в особенности те, кому дороги идеалы коммунизма. Основатель Коммунистической партии и Советского государства, он живет в сердцах людей как величайший вождь, с указаниями которого следует сверять свои наиболее ответственные действия.

Идеолог социализма и коммунизма, политик, организатор и непосредственный руководитель революционной борьбы, В. И. Ленин обладал к тому же редчайшим по своей силе талантом ученого. Творческий его гений проявился в большом числе областей знания: истории, политической экономии, философии, социологии, правовых науках, эстетике, литературоведении, экономической географии и ряде других. В каждой из этих наук Ленин работал над кардинальными и наиболее актуальными проблемами.

Когда ему не было еще и 30 лет, он опубликовал капитальное исследование, посвященное развитию капитализма в России. Именно в этом труде была всесторонне рассмотрена проблема экономического развития тогдашней России и вскрыта важнейшая для дальнейшей истории общества закономерность, заключающаяся в том, что Россия прочно встала на путь капиталистического развития и идет по этому пути. Это было сделано в обстановке, когда общественные взгляды и высказывания представляли собой невероятно сложное переплетение неясных и противоречивых течений, мнений и идей.

Другой крупнейшей проблемой, фундаментальную разработку которой дал В. И. Ленин, является проблема империализма. Широта ее постановки видна из самого заглавия посвященной ей книги: «Империализм, как высшая стадия капитализма». В этом труде, написанном в 1 полугодии 1916 года, сформулированы основные особенности империализма и доказано, что это высшая и последняя стадия в истории капиталистической общественной формации, что имеет важнейшее значение для теории революции.

В области философии Ленина прежде всего интересовала теория познания. Общеизвестно одно из наиболее выдающихся произведений революционной философской мысли в этом аспекте — книга Ленина «Материализм и эмпириокритицизм» (1909 г.).

Из исследований, касающихся, например, экономической географии, выделяется классическая ленинская работа: «Новые данные о законах развития капитализма в земледелии», написанная в 1914—1915 гг. В этом труде нашел свое завершение разработанный Лениным принципиально новый метод экономико-географического районирования капиталистических стран. До Ленина такое районирование производилось в соответствии с тем, какая отрасль производства развита в том или ином районе, т. е. фактически на основе учета развития только производительных сил.

Ленин показал, что единственно научным путем экономико-географического районирования является анализ не только производительных сил, но и производственных отношений, что в совокупности и определяет уровень развития капитализма в районе и вводит в анализ исторический метод. Он произвел конкретное районирование США, исходя из которого наши ученые работают и в настоящее время.

В огромном большинстве случаев выдающиеся ученые своими исследованиями и открытиями делали и делают эпохи в какой-либо одной области знания. Ленин своими теоретическими работами создал такие эпохи во многих науках, но, конечно, наибольшее его внимание привлекало познание законов общественного развития.

Глубина ленинских научных выводов основывается на тщательном анализе фактов, на его общей эрудиции, материалистическом мировоззрении и диалектическом методе исследования.

Все работы, о которых упоминалось выше, как и его другие научные труды, были написаны на базе огромного статистического и разнообразного другого фактического материала, который всесторонне исследовался и анализировался. Напомним некоторые факты, относящиеся к книге «Материализм и эмпириокритицизм» — сокровищнице мысли в области философии естествознания.

Поводом для написания этого труда послужили две опубликованные в то время работы: «Эмпириомонизм» А. Богданова (1906) и сборник — «Очерки по философии марксизма» (1908). По поводу первой из этих работ Ленин писал Горькому: «...для меня еще яснее стало, что он (Богданов.— *Ред.*) идет архиневверным путем, не марксистским. Я написал ему тогда «объяснение в любви», письмо по философии в размере трех тетрадок. Выяснял я там ему, что я, конечно, *рядовой марксист* в философии, но что именно его ясные, популярные, превосходно написанные работы убеждают меня окончательно в его неправоте по существу и в правоте Плеханова. Сии тетрадочки показал я некоторым друзьям (Луначарскому в том числе) и подумывал было напечатать под заглавием: «Заметки рядового марксиста о философии», но не собрался. Теперь жалею о том, что тогда тотчас не напечатал» (Соч., изд. 4, т. 13, стр. 412).

Тетрады, о которых пишет Ленин, до сих пор не нашлись, но их содержание, видимо, отражено в книге «Материализм и эмпириокритицизм», написанной два года спустя. Хорошо известно, что для написания этой книги Лениным было прочитано огромное количество философских сочинений и работ, касающихся естественнонаучных проблем.

Ленин не только сам показывал пример тщательного и разностороннего анализа фактов, но и специально предупреждал об этом требовании к научным исследованиям, начиная с самых ранних своих работ. Например, в книге «Что такое друзья народа...» (1894 г.), полемизируя с Михайловским, ставя в пример Маркса и Дарвина, Ленин подчеркивал, что выделение Марксом общественно-экономических формаций было основано на детальном материалистическом анализе истории, на установлении определенной повторяемости явлений, т. е. на анализе большого количества конкретных исторических фактов. Анализ этот был произведен диалектическим методом. В лекции о государстве (1919 г.) Ленин указывал, что «самое важное... это — не забывать основной исторической связи, смотреть на каждый вопрос с точки зрения того, как известное явление в истории возникло, какие главные этапы в своем развитии это явление проходило, и с точки зрения этого его развития, смотреть, чем данная вещь стала теперь» (Соч., изд. 4, т. 29, стр. 436). Видимо, излишне подчеркивать значение этих ленинских слов для геологических исследований, в основе своей являющихся историческими.

В ленинских сочинениях имеется много высказываний о науке. Формулируя задачу науки, Ленин писал, что наука показывает нам проявление основных законов в кажущемся хаосе явлений¹, и что в ней дело

идет о массовых явлениях, а не об единичных случаях². Цель науки — дать верную картину мира³. Подлинная наука, по В. И. Ленину, начинается там, где исходным положением является признание объективной реальности мира по отношению к нашему сознанию. Сложный процесс познания Ленин связывал с важнейшими понятиями об абсолютной и относительной истинах. Критикуя так называемый физический идеализм, Ленин писал: «Что из суммы относительных истин в их развитии складывается абсолютная истина,— что относительные истины представляют из себя оносительно-верные отражения независимого от человечества объекта,— что эти отражения становятся все более верными,— что в каждой научной истине, несмотря на ее относительность, есть элемент абсолютной истины,— все эти положения, сами собой разумеющиеся для всякого, кто думал над «Анти-Дюрингом» Энгельса, представляю из себя книгу за семью печатами для «современной» теории познания» («Материализм и эмпириокритицизм», Соч., изд. 4, т. 14, стр. 295—296). Нетрудно видеть, что эти ленинские положения звучат в полную силу и в настоящее время, особенно на фоне присходящей научно-технической революции.

Интересны и важны высказывания В. И. Ленина о фантазии в науке. Нелепо отрицать роль фантазии в самой строгой науке, писал Ленин. Приводя слова Писарева о том, что «Когда есть какое-нибудь соприкосновение между мечтой и жизнью, тогда все обстоит благополучно», Ленин восклицал: «Вот такого-то рода мечтателей, к несчастью, слишком мало в нашем движении» («Что делать», Соч., изд. 4, т. 5, стр. 476).

Уже упоминалось, что историзм составляет основу геологических наук. Без исторического подхода к геологическим явлениям, главнейшие из них, как это совершенно очевидно специалистам, останутся непонятными. Теоретическим фундаментом исторического анализа является теория развития. Ленинские положения на этот счет имеют исключительную важность.

В 1910 году в статье «Разногласия в европейском рабочем движении» В. И. Ленин писал, что «жизнь и развитие в природе включают в себя и медленную эволюцию и быстрые скачки, перерывы постепенности» (Соч., изд. 4, т. 16, стр. 319). Это, естественно, относится как к живой, так и к неживой природе. Исключительно яркое высказывание о перерывах постепенности в развитии или скачках дано в статье «Очередные задачи советской власти», опубликованной в 1918 г. Здесь Ленин писал: «Настоящий интерес эпохи больших скачков состоит в том, что обилие обломков старого, накапливаемых иногда быстрее, чем количество зародышей (не всегда сразу видных) нового, требует умения видеть самое существенное в линии или цепи развития» (Соч., изд. 4, т. 27, стр. 243). Это высказывание нужно рассматривать как прямое руководство к действию при историко-геологическом анализе любого направления — общего характера, или историко-тектонического и т. д.

Отмечая (в статье «Карл Маркс», 1918 г.), что идея развития, эволюции у Маркса и Энгельса гораздо более всесторонняя, чем у Гегеля, Ленин писал: «Развитие, как бы повторяющее пройденные уже ступени, но повторяющее их иначе, на более высокой базе («отрицание отрицания»), развитие, так сказать, по спирали, а не по прямой линии; — развитие скачкообразное, катастрофическое, революционное; — «перерывы постепенности»; превращение количества в качество; — внутренние импульсы к развитию; даваемые противоречием, столкновением различных сил и тенденций, действующих на данное тело или в пределах данного явления, или внутри данного общества...» (Соч., изд. 4, т. 21,

¹ Статья «Еще одно уничтожение социализма» (1914 г.).

² Статья «Крах II Интернационала» (1915 г.).

³ В. И. Ленин. «Материализм и эмпириокритицизм» (1909 г.).

стр. 38). Это широкое философское толкование понятия «развитие». Оно совершенно универсально; из него нет исключений. Оно бесспорно, в частности, потому, что все ленинские работы, содержащие теоретические выводы, величайшего значения, верность которых проверена, либо постоянно подтверждается практикой, основаны именно на таком понимании сущности процесса развития.

Наше время характеризуется исключительной по напряженности борьбой уточненной идеалистической и материалистической философий. Предупреждая, что «естествознание прогрессирует так быстро, переживает период такой глубокой революционной ломки во всех областях, что без философских выводов естествознанию не обойтись...» (статья «О значении воинствующего материализма», 1922 г.; Соч., изд. 4, т. 33, стр. 208), В. И. Ленин в то же время указывал, что без материалистической диалектики «крупные естествоиспытатели так же часто, как до сих пор, будут беспомощны в своих философских выводах и обобщениях» (там же).

В книге «Материализм и эмпириокритицизм» говорится, что «исторически условна всякая идеология, но безусловно то, что всякой научной идеологии (в отличие, например, от религиозной) соответствует объективная истина, абсолютная природа» (Соч., изд. 4, т. 14, стр. 123). Под научной идеологией здесь разумеется, конечно, философский материализм. В наше время и в нашей стране недостаточно быть просто стихийным материалистом. В свое время Ленин ценил стихийных материалистов-естествоиспытателей, видя в них «устой», о который разбиваются все усилия философского идеализма, позитивизма и т. п. В то же время Ленин писал («Философские тетради», Соч., изд. 5, т. 29, стр. 236), что «естествоиспытатели должны знать, что итоги естествознания суть понятия, а искусство оперировать с понятиями не прирожденно, а есть результат 2000-летнего развития естествознания и философии». Характеризуя общий ход всякого познания, его диалектику, В. И. Ленин указывал, что (там же, стр. 227) «Мысль человека бесконечно углубляется от явления к сущности, от сущности первого, так сказать, порядка, к сущности второго порядка и т. д. *без конца*». Именно таков ход развития естественных наук.

Все приведенные глубочайшие по содержанию ленинские высказывания должны постоянно находиться в поле зрения ученого. Мы стоим сейчас на пути строительства коммунизма. На наших глазах наука становится все в большей и большей мере производительной силой общества. Следовательно, предъявляемые к науке требования постоянно растут. Это в полной мере относится и к геологии, ответственной за ту область естествознания, которая должна раскрыть законы строения и развития Земли, с одной стороны, и находить минерально-сырьевые ресурсы, с другой. Творческое наследие гениального мыслителя и великого вождя революции В. И. Ленина — неисчерпаемый источник знания в области материалистической диалектики, на основе которой только и можно быстро идти вперед в области научно-технического прогресса.

УДК 551.7

Е. В. ШАНЦЕР

К МЕТОДОЛОГИИ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИССЛЕДОВАНИЯ

Убеждение, что только диалектический материализм может быть философской базой естествознания прочно укоренилось в советской науке. Но если философским и общеметодологическим вопросам у нас уделяется много внимания в области физики и биологии, то в области геологии в этом отношении делается гораздо меньше. Уместно указать на это в год 100-летия со дня рождения В. И. Ленина, внесшего в философию естествознания неоценимый вклад. Анализируя в 1908 году причины идейного кризиса, охватившего тогда физику, он показал, что она «свихнулась в идеализм, главным образом, именно потому, что физики не знали диалектики» и что этот «физический» идеализм означал лишь, «что одна школа естествоиспытателей в одной отрасли естествознания скатилась к реакционной философии, не сумев прямо и сразу подняться от метафизического материализма к диалектическому материализму». Однако, говорил он, «этот шаг делает и сделает современная физика, но она идет к единственно верному методу и единственно верной философии естествознания не прямо, а зигзагами, не сознательно, а стихийно, не видя ясной своей «конечной цели», а приближаясь к ней ощупью, шатаясь, иногда даже задом. Современная физика лежит в родах. Она рождает диалектический материализм»¹. Последующая история естествознания показала насколько прав был Ленин, к каким поистине диалектико-материалистическим выводам приводила логика теоретических обобщений в его ведущих разделах. Но роды, с которых он говорил, оказались затяжными и мучительными, так что на Западе и до сих пор не преодолены еще позитивистские заблуждения, мешающие естествоиспытателям ясно видеть пути решения ряда коренных научных проблем. Тем более злободневными остаются слова Ленина, что «естественник должен быть современным материалистом, сознательным сторонником того материализма, который представлен Марксом, то есть быть диалектическим материалистом»².

Кризис физики поднял, прежде всего, кардинальные вопросы теории познания, на которых и сосредоточил главное внимание В. И. Ленин в «Материализме и эмпириокритицизме». Они и до сих пор продолжают иметь огромное значение для правильного понимания философских вопросов, возникающих в области этой науки. В геологии, долгое время оставшейся несколько в стороне от решающих событий современной естественнонаучной революции, эти вопросы никогда не стояли столь остро. Однако и для нее решение ряда общеметодологических проблем с позиций материалистической диалектики и гносеологии имело и имеет первостепенное значение. Особенно это верно для нашего времени, когда

¹ В. И. Ленин. «Материализм и эмпириокритицизм». Соч., изд. 4-е, т. 14, стр. 248—249, 299.

² В. И. Ленин. «О значении воинствующего материализма». Соч., изд. 4-е, т. 33, стр. 207.

и геология несомненно вступает на порог нового этапа своего развития. Что это так, нетрудно убедиться даже из беглой характеристики ее нынешнего состояния и ближайших перспектив.

Стремительно разрастается фонд фактических знаний, не просто увеличиваясь количественно, но и существенно видоизменяясь качественно. Долгое время новые данные о структуре и истории развития земной коры добывались, если можно так выразиться, преимущественно экстенсивно, за счет включения в сферу исследования неизученных или очень слабо изученных пространств суши. Таких девственных территорий остается, однако, меньше и меньше. Экстенсивное изучение геологии материков перерастает в интенсивное, когда новый материал во все возрастающей степени черпается из детальных и углубленных исследований уже в той или иной мере изученных областей. Обновляется сама научно-методическая база исследования, превращающаяся в сложный комплекс собственно геологических, геохимических, геофизических и просто физических методов. В итоге не только обнаруживаются новые, порою неожиданные факты и закономерности, но и уже давно известные подвергаются переосмыслению.

В то же время, для теоретической геологии тесней и тесней становятся узкие рамки доступной непосредственному наблюдению поверхностной пленки материковой земной коры. Сама логика ее развития выдвигает на первый план задачи вскрытия глобальных закономерностей развития Земли в целом и поисков его коренных причин. Для этого создаются и все более благоприятные предпосылки. С одной стороны, быстро расширяется изучение строения дна морей и океанов, занимающих большую часть земной поверхности, и уже первые шаги в освоении техники глубоководного бурения показывают, что на этом пути предстоят геологические открытия кардинального значения. С другой стороны, непрерывно увеличивается объем знаний о глубинных недрах Земли. Недалеко время, когда в этой области к косвенным данным геофизики присоединится и непосредственное изучение вещества глубоких зон земной коры и верхней мантии. Наконец, не столь отдаленное будущее сулит дать в руки геологов большой и ценнейший сравнительный материал по Луне и другим планетам, прямое изучение которых уже начато. В перспективе все это предвещает серьезные преобразования в геологии, которая, в тесном единении с геохимией и геофизикой, несомненно должна превратиться из науки о земной коре по преимуществу в науку о законах развития всей Земли как целостной материальной системы.

Но и без углубления в оценку этой дальней перспективы, совершенно очевидно неизбежное ускорение уже идущего процесса переоценки многих сложившихся представлений и можно даже сказать существенной перестройки самого образа мышления геологов. Действительно, решение даже ряда общих проблем развития земной коры оказывается невозможным найти, следуя только старым проторенным путем эмпирического обобщения данных обычных геологических наблюдений. Важнейшими движущими факторами этого развития, а тем более движущими факторами эволюции всей нашей планеты в целом, несомненно являются процессы, протекающие во внутренних оболочках земного шара, о природе которых приходится судить, главным образом, по результатам геофизических исследований. Естественно поэтому, что при разработке таких общих проблем все большее значение приобретают дедуктивные теоретические построения, основу которых составляют современные достижения и идеи физических наук. Возрастает значение физических, а также химических методов и идей и в решении многих более частных геологических проблем. Это несомненно выражает прогрессивные тенденции, значительно расширяющие методологическую базу теоретической геологии.

Однако сколь бы далеко ни зашли эти тенденции в будущем, важнейшей основой разработки общих проблем развития Земли всегда ос-

танется восстановление его фактического исторического хода, поскольку в этой области ни одна теоретическая концепция не может подняться выше уровня рабочей гипотезы без опоры на твердые данные конкретного исторического анализа. Единственным средством последнего является и будет являться изучение геологической, в первую очередь тектонической истории земной коры, в недрах которой только и сохранились вещественные свидетельства прошлого нашей планеты, по крайней мере доступные всестороннему исследованию. И, как бы ни увеличились наши познания по физике и химии Земли, не может быть и речи об уменьшении роли историко-геологического, в частности и историко-тектонического исследования для раскрытия закономерностей ее истории. По мере прогресса геологии, вместе с усложнением ее задач и переходом на более высокий уровень теоретических обобщений, к этим исследованиям будут предъявляться лишь все более высокие требования, с чем связана необходимость непрерывного совершенствования их методики и расширения их возможностей. Именно поэтому ныне, когда теоретическая геология и геотектоника, как ее ведущая ветвь, вступают в новую пору своего развития, особенно большое значение приобретает широкое обсуждение общих вопросов методологии историко-геологического анализа в свете философии марксизма-ленинизма. До сих пор только немногие из относящихся сюда вопросов были затронуты в литературе. Настоящая статья ставит своей задачей положить начало более широкому и всестороннему обсуждению проблемы. При этом имеется в виду дать по необходимости достаточно беглый обзор проблемы в целом в ее общей постановке. Углубленный методологический анализ отдельных сторон конкретного научного исследования является делом будущего. Само собою разумеется, что данная статья не претендует также ни на полноту охвата всех сторон поставленной задачи, ни на бесспорность всех высказанных положений.

Историко-тектоническое исследование, которое в первую очередь будет иметься в виду в дальнейшем, конечно, имеет ряд только ему присущих черт. Но когда речь идет о его принципиальных методологических основах, то его нельзя рассматривать в отрыве от историко-геологического исследования вообще, частной формой которого оно по существу является. Это подтверждает и опыт исторической геотектоники.

Еще три-четыре десятилетия тому назад главным, если не единственным методом восстановления тектонической истории земной коры служило изучение морфологии конкретных тектонических структур и их соотношений в разрезе и в плане. Его базу составляли почти исключительно морфологическая тектоника и стратиграфия, а при истолковании тектонических явлений основное внимание уделялось вопросам динамики образования складчатых и разрывных деформаций.

В дальнейшем на первый план выдвинулся более широкий подход, вначале выразившийся в изучении мощностей и фаций дислоцированных толщ, а затем во введении формационного анализа всех осадочных и магматогенных образований, участвующих в данной и сопредельных с нею структурах. Центр внимания историко-тектонических исследований в значительной мере переместился с вопросов динамики деформаций земной коры на проблемы типизации тектонических режимов развития целых ее структурных регионов и крупных макроструктур и на выявление закономерностей смены этих тектонических режимов во времени. Это явилось значительным прогрессом как для исторической, так и для региональной геотектоники. Именно благодаря такому подходу было внесено много нового в теорию геосинклиналей, под знаком которой неизменно развивалась геотектоника в текущем столетии. Было установлено, что основные понятия этой теории — геосинклинальные области и платформы — нельзя абсолютизировать; что имеются структуры и тектонические процессы, не укладывающиеся в классические рамки этих

понятий; что, наряду с существованием промежуточных типов структур, необходимо учитывать и различия платформ и геосинклиналей разного геологического возраста и т. д. На примере тектонической эволюции земной коры подтвердилось еще раз одно из основных положений диалектического материализма, «что все грани в природе и в обществе условны и подвижны, что нет ни одного явления, которое не могло бы, при известных условиях, превратиться в свою противоположность»¹.

Введение в геотектонику метода формационного анализа означало значительное расширение базы историко-тектонического исследования, в состав которой вошли литология, петрография и отчасти учение о фациях. Однако и этот метод не лишен односторонности. Она выражается, прежде всего в том, что с его помощью удастся выявить почти исключительно ход вертикальных тектонических движений земной коры, тип проявления которых и принимается в основном за характеристику тектонического режима данной структурной единицы земной коры. Ныне, когда перед геотектоникой возникла новая важная задача выяснения роли горизонтальных смещений, в том числе и смещений очень большого масштаба, вплоть до возможного дрейфа материков на многие тысячи километров, возможности этого метода оказываются уже недостаточными. Для решения современного спора между «мобиристами» и «фиксистами» необходим учет всех данных палеогеографии. Ведь именно палеогеографические аргументы, в первую голову, дают право заключать о бывлом единстве материков Гондваны и перемещении Индии из умеренных широт, где она располагалась еще в перми, в современное ее положение в тропическом поясе. На них же основываются и представления о значительных смещениях земных полюсов, поскольку они вытекают из анализа положения широтных климатических зон в прошлые геологические периоды и т. п.

Таким образом, становится необходимым еще более расширить базу историко-тектонических исследований, включив в ее состав палеогеографию, а вместе с этим, по существу, и всю историческую геологию в целом. Именно такой всесторонний подход к анализу тектонической истории земной коры является, очевидно, наиболее правильным с точки зрения материалистической диалектики, требующей «брать не отдельные факты, а всю совокупность относящихся к рассматриваемому вопросу фактов, без единого исключения»².

Таковы причины, заставляющие ниже не ограничиваться специфическими вопросами историко-тектонического анализа, а рассматривать проблемы методологии историко-геологического исследования в целом.

Только одна из них — проблема актуализма — стала предметом широкого обсуждения. Она оказалась в центре всеобщего внимания в начале 50-х годов в связи с дискуссией о путях развития литологии, а позже была подробно рассмотрена в специальных работах по истории геологии. Сейчас вряд ли есть смысл возвращаться к ее анализу в полном объеме, тем более, что ныне мало кто еще сомневается в правомерности актуалистического подхода к столкновению многих фактов геологического прошлого, по крайней мере в области литологии и сопредельных дисциплин. Однако затронуть здесь некоторые стороны этой проблемы необходимо, поскольку они имеют прямое отношение к общим вопросам методологии историко-геологического исследования.

В этой связи нельзя не коснуться оценки нередко высказываемого мнения, что если «метод актуализма» применим, то «принцип актуализма» должен быть отброшен как методологически несостоятельный. Такую позицию нельзя расценить иначе как следствие явного недоразумения, проистекающего из неправильного отождествления актуализма в его современном понимании и метафизической концепции униформизма, про-

¹ В. И. Ленин. «О брошюре Юниуса». Соч., изд. 4-е, т. 22, стр. 295.

² В. И. Ленин. «Статистика и социология». Соч., изд. 4-е, т. 23, стр. 267.

возглашенной Ч. Ляйелем в прошлом столетии. По поводу этой досадной путаницы понятий уже достаточно много писалось и мы ограничимся лишь краткими замечаниями. Актуалистический метод исходит из положения, что «настоящее есть ключ к познанию прошлого», признание которого служит необходимой предпосылкой использования самого метода. Это положение играет, таким образом, роль базиса, принципиальной основы, иными словами, того принципа, на котором метод покоится. Поэтому, его нельзя назвать иначе, чем формулировкой принципа актуализма. Совершенно очевидно, что принимая метод, мы должны принять и этот лежащий в его основе принцип — иного выбора быть не может¹. Другое дело, что это все же частный принцип, который нельзя возводить в абсолют, превращая в основополагающий всеобщий принцип всей геологии. Надо отдавать себе отчет, что, хотя настоящее и есть ключ к познанию прошлого, но в то же время оно не есть ни единственный, ни самый главный из ключей, которыми мы располагаем. И, однако, на этом основании нельзя недооценивать значение изучения геологической современности как средства восстановления событий прошлого. Между тем, противопоставление принципа и метода актуализма обычно как раз и сопровождается такой недооценкой, так что познание современных геологических процессов и явлений рассматривается лишь как второстепенный прием, способный помочь решению отдельных задач, но не являющийся одним из важнейших орудий историко-геологического исследования. Нет ничего ошибочнее подобной точки зрения.

Всю важность изучения современности для понимания процесса исторического развития природы и общества очень ярко подчеркнул К. Маркс, когда он писал: «Буржуазное общество есть наиболее развитая и наиболее многосторонняя историческая организация производства. Поэтому категории, выражающие его отношения, понимание его организации, дают вместе с тем возможность проникновения в организацию и производственные отношения всех отживших общественных форм, из обломков и элементов которых оно строится, частью продолжая влачить за собой еще не преодоленные остатки, частью развивая до полного значения то, что прежде имелось лишь в виде намека и т. д. Анатомия человека — ключ к анатомии обезьяны. Наоборот, намеки более высокого у низших видов животных могут быть поняты только в том случае, если само это более высокое уже известно. Буржуазная экономика дает нам, таким образом, ключ к античной и т. д. Однако вовсе не в том смысле, как это понимают экономисты, которые смазывают все исторические различия и во всех общественных формах видят формы буржуазные. Можно понять оброк, десятину и т. д., если известна земельная рента, однако нельзя их отождествлять с последней». Важно указать, что К. Маркс рассматривал изучение современного ему капиталистического общества как ключ к пониманию прошлых форм общественной организации, хотя специально подчеркивал, что буржуазные отношения «могут содержать эти последние в развитом, в искаженном, в карикатурном и т. д., во всяком случае в существенно измененном виде»².

Приведенное высказывание К. Маркса весьма важно для правильной оценки места, занимаемого актуалистическим методом в геологии. Развитие земной коры и Земли в целом является, конечно, процессом, несравненно более медленным, чем развитие человеческого общества или даже чем эволюция органического мира. Поэтому в геологической современности мы находим не только осколки прошлого, но и целые

¹ Заметим, что «беспринципных» методов вообще не существует, так что в общей форме спор о соотношении метода и принципа приобретает довольно бесплодный и схоластический оттенок.

² К. Маркс и Ф. Энгельс. «Введение к критике политической экономики». Соч., т. 12, стр. 731—732.

сложные комплексы явлений и процессов, характерные черты и закономерные взаимосвязи которых мало изменились с весьма отдаленных времен до наших дней. Это делает возможным широкое использование как средства расшифровки событий прошедших геологических эпох той традиционной формы актуалистического метода, которая заключается в констатации генетического сходства сравниваемых современных и древних объектов. Однако далеко не только этим ограничивается смысл изучения геологической современности, как орудия познания прошлого. Его вторая и важнейшая сторона состоит в выяснении тенденций развития путем широкого сравнительного анализа, не останавливающегося на простой констатации сходства, но вскрывающего, прежде всего, различия между сходными современными и древними явлениями и процессами, как в самих формах их проявления, так и в характере связей со всеми элементами конкретной историко-геологической ситуации. Именно таким путем становится возможным обнаружить в явлениях прошлого те черты, которые, по выражению К. Маркса, заключены в них лишь в виде намека и не могут быть правильно оценены без знания их современных развитых форм, или наоборот, верно истолковать ранее полно развитые, но исчезнувшие и недоступные непосредственному наблюдению формы процессов, ключом к раскрытию сущности которых служит детальное исследование их нынешних видоизмененных аналогов, порою уже не играющих заметной геологической роли и проявляющихся сравнительно редко и только в специфических обстановках.

Подобная форма актуалистического по своей сути подхода к изучению прошлого очень характерна для современного сравнительно-литологического метода, в частности для исследований Н. М. Страхова. Так, строя свои выводы об эволюции осадочного железорудного процесса в истории Земли, он использовал в качестве опоры знания о современных формах накопления железных руд в водоемах, хотя далеко не все они могут полностью отождествляться с древними формами, а некоторые из этих последних, например, накопление толщ железистых кварцитов, и вовсе неизвестны не только в современную эпоху, но и на протяжении большей части фанерозоя. Точно также, строя свою теорию эволюции типов карбонатного осадконакопления от докембрия до наших дней, он широко привлекал наблюдения над современной садкой доломитовых илов в озерах аридной зоны, хотя и рассматривал ее только как сильно видоизмененную реликтовую форму осадочного доломитообразования, в отдаленном прошлом широко распространенного и в морских бассейнах. И если можно оспаривать достоверность некоторых конкретных выводов, полученных этим путем, то принципиальная правильность методологического подхода в данном случае очевидна.

Рассматриваемый вариант использования данных по современным геологическим явлениям и процессам в целях историко-геологического анализа обычно не рассматривают уже как составную часть актуалистического метода, понимая последний уже, только как указанную выше его более примитивную традиционную форму. Подобное сужение понятия не является оправданным, поскольку в обоих случаях речь идет об изучении настоящего с целью познания прошлого. Однако второй вариант метода действительно не применяется, как правило, в его чистом виде, но сочетается с другими приемами историко-геологического исследования. Таким образом, данные по изучению современности становятся лишь одним из средств широкого исторического исследования, в котором как бы растворяется актуалистический метод, теряя четкость своих границ.

В этой связи необходимо подчеркнуть, что настоящее есть прямое историческое продолжение прошлого и граница между ними достаточно условна. Ее хронологическое положение избирается весьма по-разному в зависимости от цели исследования и особенностей его объекта. То, что

историку или археологу представляется глубокой древностью, геологом может восприниматься буквально как сегодняшний день. И чем медленнее развитие изучаемого объекта, чем длительнее развитие процесса, природу которого предстоит выяснить, тем дальше в глубь времени отодвигается граница настоящего и прошлого. Исследователь четвертичного периода рассматривает в качестве прошлого по меньшей мере уже середину голоцена. При изучении же развития структуры земной коры за начало «тектонической современности», если можно так выразиться, рационально избрать то время, начиная с которого эта структура не испытала существенных преобразований и во всех своих главных чертах достигла современного состояния. Нижний рубеж такой современности вполне может быть опущен куда-то в неоген.

Эту условность понятий «настоящее» и «современность» обычно недостаточно учитывается при оценке значения актуалистического метода для разных отраслей геологии и его соотношения с другими формами историко-геологического исследования. Например, принято считать, что актуалистический подход к изучению прошлого мало применим в области геотектоники, поскольку ход тектонических процессов, в подавляющем большинстве случаев, недоступен непосредственному наблюдению. Правда, современные вертикальные движения земной коры, горизонтальные смещения вдоль некоторых линий сдвигов и т. п. поддаются нередко даже точным количественным оценкам геодезическими методами. Но во всех подобных случаях речь идет лишь о наблюдениях видимых изменений, вызванных одним из кратких эпизодов длительно развивающегося сложного глубинного тектонического процесса. Они не дают полного представления ни о сущности всего процесса в целом, ни о результатах, к которым он приводит. Поэтому даже самые последние этапы его развития приходится реконструировать путем истолкования тех изменений в структуре земной коры, к которым он привел за длительные промежутки времени, измеряемые миллионами, самое малое сотнями тысяч лет. А подобная реконструкция есть уже не что иное как историко-геологические исследования, а отнюдь не наблюдение над современными процессами. Однако, хотя такое суждение и имеет реальные основания, оно все же включает в себе не вполне верную оценку сути вопроса.

Изучение современных процессов отнюдь нельзя сводить только к непосредственному наблюдению их течения. Так, например, о процессе накопления современного аллювия можно лишь в очень малой степени судить по прямым наблюдениям над ходом осаднения наносов в руслах и на поймах рек. Цельное представление о нем создается только при изучении уже отложенного аллювия, текстур слагающих его осадков, морфологии дна долины и т. д. Иными словами, этот процесс приходится в основном реконструировать, восстанавливая историю аллювиального осадконакопления в течение значительной части, если не всего, голоцена. И все же это, по существу историческое, исследование служит средством познания именно современного геологического процесса, а использование его результатов для истолкования происхождения древних толщ континентальных отложений — одним из частных применений актуалистического метода.

Чем медленнее эволюционирует изучаемый объект, тем в большей степени его современное состояние приходится рассматривать как следствие уже протекшего процесса, сущность которого можно понять только с помощью исторического исследования. И это верно даже тогда, когда этот процесс еще не завершен, а продолжается и поныне, так что его с полным правом можно назвать процессом современным. Именно так обстоит дело в геотектонике. Непосредственно наблюдать можно почти исключительно лишь современную структуру земной коры в ее статике. Судить же о современных тектонических процессах, если отбро-

сильные, в общем второстепенные детали, удается почти исключительно путем историко-тектонического анализа этой структуры. Таким образом, динамическая картина «тектонической современности» воссоздается в целом на основании исторического изучения прошедших этапов развития — т. е. приема, как бы прямо обратного актуалистическому методу, смысл которого заключается как раз в восстановлении прошлого на основании изучения современности. Но выводы, полученные таким путем, в дальнейшем нередко используются для истолкования природы тектонических процессов отдаленного прошлого и для генетической диагностики сформированных этими процессами структур. Например, представление о краевых прогибах возникло на основе изучения истории развития современных краевых прогибов Альпийской складчатой области и уже после этого было перенесено на аналогичные формы мезозойского и палеозойского возраста. Понятие о рифтах и процессах рифтообразования также сложилось в связи с изучением современных рифтовых зон Восточной Африки, Байкала и т. д., а затем стало прилагаться к объяснению происхождения сходных с ними древних образований. Подобный прием суждения о прошлом исходя из знаний современных явлений нельзя назвать иначе как актуалистическим. Фактически он гораздо шире и чаще применяется в геотектонике, чем это принято думать, хотя и выражается нередко в несколько замаскированной форме, теряя отчетливые черты самостоятельного метода.

Надо впрочем заметить, что ни в одной области геологии вообще актуалистический метод не может рассматриваться как совершенно самодовлеющий и независимый от остальных приемов исторического исследования. Уже само современное состояние природы, если исходить из диалектической концепции ее развития, может быть понято только в его становлении и развитии, что предполагает вскрытие исторических связей с предшествующими состояниями, из которых оно рождается. Именно так ставил вопрос К. Маркс в приведенных выше его высказываниях. Для геологии это требование звучит, пожалуй, особенно настоятельно. В любом изменении, совершающемся ныне на поверхности и в недрах Земли, геолог обязан разглядеть, прежде всего, те стороны, которые позволяют вскрыть его возможное место и роль в общей эволюции лика и структуры нашей планеты. Только при этом условии всякое изменение может быть понято как геологический процесс в строгом смысле этого слова. Поэтому недостаточно выяснения природы и способности действия тех физических и химических факторов, которые определяют, так сказать, текущую его динамику. Необходимо выяснить, к каким геологическим результатам приводит данный процесс по мере его развития, в сумме охватывающего, как правило, очень длительные отрезки времени. Отсюда историко-геологический анализ оказывается необходимой предпосылкой выяснения сущности большинства современных явлений и процессов, и его использование отнюдь не ограничивается только отдельными случаями, примеры которых указывались выше. Таким образом, актуалистический метод, являясь орудием этого анализа, в то же время очень часто сам опирается на его результаты, вступая в тесные обоюдосторонние связи со всем арсеналом методов историко-геологического, в том числе и историко-тектонического исследования.

Следует особо подчеркнуть, что лежащий в основе актуалистического метода принцип суждения о прошлом, исходя из данных о настоящем, является только частным вариантом более широкого принципа изучения ранних стадий развития в свете знаний о последующих, более поздних его стадиях. При этом в обоих случаях главное состоит не в отождествлении или выяснении сходных черт разновременных явлений, а в осмысливании тех тенденций, которые на ранних стадиях проявляются лишь в неясной, зачаточной форме, или наоборот, в уяснении исторического значения явлений, которые имели вначале полное развитие, а впо-

следствии стали играть подчиненную роль или же прегерпели существенные преобразования. Примеров такого типа исторического анализа в геологии можно было бы привести немало. Ограничимся только указанием одного из них. В последнее время в науку было введено понятие о «протоплатформах», т. е. относительно стабильных участках материковой земной коры, обособившихся в глубоком докембрии и явившихся как бы зародышами позднейших платформ, приобретших все свои типические черты только начиная с позднего докембрия. Для подобного вывода решающее значение имело, несомненно, знание строения и истории развития именно этих более поздних полно развитых платформенных структур. Без него трудно было не только заподозрить в «протоплатформах» их древние зачатки, но и даже выделить эти древнейшие элементы в сложно построенном фундаменте эпипротерозойских платформ, поскольку многие их характеристики отличаются большим своеобразием. К ним относятся, прежде всего, интенсивная магматическая деятельность и региональный метаморфизм, охватывавший даже породы верхнего структурного этажа, игравшего роль протоплатформенного чехла. С другой стороны, сами эти своеобразные особенности протоплатформ приобретали вполне определенное историческое значение только в свете знания развитых типов платформенных структур, для которых как раз ни магматическая деятельность, ни тем более метаморфизм чехла нетипичны. Лишь после того, как протоплатформы были поставлены в основание эволюционного ряда, ведущего к платформам, обрели смысл поиски различий протоплатформенного магматизма и метаморфизма от геосинклинального, приведшие к их выделению в особый, ныне исчезнувший тип.

Суждение о ранних этапах развития, исходя из знания его поздних этапов, конечно не является каким-либо самодовлеющим методом исторического анализа, так же как и принципиально близкий к нему актуалистический метод. В логической структуре исторического анализа они тесно переплетаются с иными приемами и, в первую очередь, с прямым прослеживанием хронологической сменой событий, а иногда и с прямо обратным по своей сути приемом суждения о последующей стадии развития на основании знания предыдущих его стадий. Все эти частные логические приемы могут нередко скрываться за маской одного и того же специального научного метода, например, фациального анализа, служащего основой для одного из них, в зависимости от цели исследования. Но только в совокупности они образуют широкий общий метод исторического исследования, все звенья которого органически связаны друг с другом и выпадение любого из которых делает его всегда менее полноценным, хотя такое выпадение часто и неизбежно, определяясь объективными особенностями изучаемого объекта.

Разные стороны и приемы исторического исследования приобретают различное относительное значение в зависимости от той области геологии, к которой оно относится. Подобная дифференциация неизбежна, поскольку столь сложная материальная система, как Земля или земная кора, не может быть познана, не будучи расчленена на составные элементы и пока в общей задаче изучения ее истории не будут выделены частные конкретные аспекты. Однако при таком неизбежном дроблении и специализации исследования было бы непрослительным забывать основное требование материалистической диалектики рассматривать явления природы и общества в их взаимосвязи и учитывать влияние на каждое из них всех взаимодействующих с ним сторон конкретной исторической обстановки. Важность этого последнего требования хотелось бы особо подчеркнуть.

Из области геологии можно привести немало примеров, когда за сходными, порою даже казалось бы тождественными явлениями кроются существенно различные геологические процессы, играющие каждый

свою особую специфическую историческую роль. Так, всем отложениям, образующимся в руслах водных потоков, присущи многие тождественные черты, например, одинаковые типы косой слоистости и одинаковые формы сортировки материала. С этой точки зрения нет никакой разницы, скажем, между отложениями обычных рек и потоков талых ледниковых вод. Однако анализ условий их залегания, соотношений с другими типами отложений, связанных с ними форм рельефа и т. д., позволяет отнести их к различным генетическим типам — аллювию и флювиогляциальным отложениям. За этими генетическими типам кроются и две принципиально различные с историко-геологической точки зрения формы осадконакопления — аллювиальная и флювиогляциальная, — последняя из которых теснейшим образом связана с таким своеобразным явлением как оледенение, проявляющимся лишь в строго определенной исторической обстановке. Точно так же, не трудно обнаружить сходство между любыми типами складок. Но складки, входящие в состав сложных складчатых систем Урала или Кавказа, с одной стороны, и одиночные складки, развитые местами на Восточно-Европейской или Сибирской платформах, с другой стороны, имеют и разное историко-геологическое значение, отражая принципиально различные типы историко-тектонической эволюции земной коры геосинклинальный и платформенный. Недоучет особенностей той конкретной обстановки, в которой они возникли, неизбежно приводит к неправильным выводам, примером которых может служить схема тектонического районирования СССР, предложенная в свое время М. М. Тетяевым, на которой добрая треть Русской плиты оказалась включенной в герцинскую складчатую зону. Наоборот, как только различие историко-тектонической обстановки оказывается в центре внимания исследователя, становится очевидной необходимость поиска различий и между первоначально казавшимися сходными явлениями. В данном случае итогом является выработка современных представлений о двух самостоятельных типах процессов формирования складок, свойственных соответственно платформам и геосинклиналям.

Необходимость оценки сущности и историко-геологического смысла изучаемых явлений при обязательном условии выяснения их связей и зависимостей от особенностей исторической обстановки, в которой они возникают, или, по крайней мере тех ее элементов, которые обычно называют структурно-тектонической обстановкой, в настоящее время в той или иной мере осознана большинством геологов. Поэтому столь элементарных ошибок, как приведенная выше, обычно не повторяется. Однако это не значит, что рассматриваемое нами важнейшее методологическое положение соблюдается всегда и всеми.

Так, в новейшей литературе часто особо подчеркивается морфологическое сходство рифтовых зон срединных океанических хребтов с рифтовыми зонами континентов. Обращается также внимание на то, что рифт Аденского залива, например, непосредственно подходит, хотя и под почти прямым углом, к рифту подводного хребта Карлсберг в Индийском океане, а рифт Калифорнийского залива располагается как бы на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отсюда делается вывод о возможности объединения всех рифтов в единую планетарную систему, внутри которой не делается уже принципиального различия между ее материковыми и океаническими составляющими. При этом фактически отвлекаются от кардинальных отличий строения и истории развития океанической и материковой земной коры, равно как и тех их крупных структур, которые осложнены рифтами. Иными словами, как раз упускается из вида полное несходство историко-геологической обстановки, в которой эти образования развиваются в обоих случаях. Если же это несходство принять во внимание, то только исходя из него можно уже предположить, что океанические и материковые рифты должны представлять из себя существенно разнородные явления, за которыми кроются,

по-видимому, и разные категории тектонических процессов, сколь бы ни было велико внешнее морфологическое сходство этих форм, и какие бы общие генетические особенности мы не обнаруживали в них как в структурах растяжения. Мы ограничимся этим примером, чтобы показать только что затронутый нами методологический вопрос отнюдь не потерял своей злободневности.

В связи со всем вышесказанным следует остановиться на содержании понятия геологический процесс вообще. С исторических позиций, а геология является, прежде всего, наукой исторической, геологическими процессами надо называть, вообще говоря, изменения Земли или земной коры в целом и составляющих их разнородных геологических объектов как единых материальных систем. В таком случае, геологическими процессами являются, например, развитие тектонических структур, формирование аллювия и коры выветривания и т. д., взятые в целом, а отдельные физические явления и химические преобразования вещества, входящие в их состав, следует толковать только как их элементарные компоненты. Изучение этих компонентов, как бы велико ни было его значение для понимания динамики и движущих факторов самого сложного процесса, не дает, однако, полного представления о его закономерностях, важнейшим выражением которых служат, прежде всего, стадии исторического развития изучаемого объекта и связи этого развития с изменениями общей геологической ситуации. Очевидно, этого рода закономерности невозможно познать, используя только методы физики и химии, как нельзя и выразить их на языке физических и химических законов. Для этого необходимо геологическое, и в частности, историко-геологическое исследование. Только такой подход позволяет провести грань между геологическими процессами и процессами физическими и химическими, лежащими в их основе. Только он позволяет вскрыть и глубокое качественное своеобразие геологических процессов, как особой категории явлений природы.

С изложенной точки зрения принципиально правильной представляется позиция Б. М. Кедрова, рассматривающего развитие Земли и частные геологические процессы, на ней протекающие, как выражение особой геологической формы движения материи, соответствующей тому этапу ее общей эволюции, который представлен планетными телами и является более высоким по отношению к этапам эволюции, описываемым законами физики и химии. Это представление является дальнейшим развитием идей Ф. Энгельса об основных формах движения материи, высказанных им в «Диалектике природы», хотя о геологической форме движения он не упоминает, по существу включая ее в состав механической формы, понимаемой достаточно широко. Современные представления о многоступенчатой системе структурных уровней материи, начиная от физических полей и элементарных частиц до звезд и звездных систем, позволяют придать идеям Энгельса новую конкретную форму, сохранив их принципиальный философский смысл. По аналогичному поводу В. И. Ленин еще в 1908 году писал: «Энгельс говорит прямо, что «с каждым составляющим эпоху открытием даже в естественно-исторической области» (не говоря уже об истории человечества) «материализм неизбежно должен изменять свою форму». Следовательно, ревизия «формы» материализма Энгельса, ревизия его натурфилософских положений не только не заключает в себе ничего «ревизионистского» в установившемся смысле слова, а, напротив, необходимо требуется марксизмом»¹.

На этом вопросе мы остановились потому, что по нашему мнению, подход к изучению Земли как материальной системы высокого структурного уровня, развитие которой подчиняется своим специфическим законам, весьма плодотворен не только для геологии, но и для всего естество-

¹ В. И. Ленин. «Материализм и эмпириокритицизм», Соч., изд. 4-е, т. 14, стр. 238.

вознания. И нет ничего невозможного, что, следуя ему, удастся обнаружить в строении и развитии Земли новые, неожиданные явления, объяснение которых потребует изменения даже некоторых общих физических представлений. Надо учитывать неисчерпаемость и, как заметил В. И. Ленин в «Философских тетрадах», «вообще бесконечность материи вглубь», вглубь не только в смысле все более глубокого проникновения в микромир, но также и в глубь тайн строения и законов развития небесных тел.

Возвращаясь к основной теме статьи, подчеркнем, что для историко-геологического и особенно историко-тектонического исследования вопрос о содержании понятия геологический процесс имеет первостепенное значение. Геотектоника изучает чрезвычайно сложные геологические объекты. Процессы их развития как цельных систем должны, поэтому, рассматриваться именно с изложенных выше позиций, как процессы исторические прежде всего. Поэтому, например, изучение физической природы складчатых и разрывных деформаций земной коры, основанное на приложении законов теории пластичности и реологии, сколь бы оно ни было глубоким и сколь бы остроумными и доказательными экспериментальными исследованиями не подкреплялось, не может дать цельного представления о закономерностях течения процессов развития тектонических структур. Являясь несомненно очень важными, подобные исследования способны вскрыть лишь сущность отдельных составляющих элементов этих сложных процессов или же некоторые сопровождающие их явления. Но только историко-геологический анализ может дать полную картину хода развития тектонических структур, помогая тем самым нащупать и верные пути к отысканию важнейших его закономерностей и коренных причин.

Одной из черт историко-геологического исследования является широкое использование сравнительного анализа фактов. Поэтому и методическую базу этого исследования, взятую в целом, нередко называют сравнительно-историческим методом. Хотя в таком его понимании этот термин и получил довольно широкое распространение, но до сих пор никем не было дано его точного определения и его содержание остается достаточно неясным. Между тем, столь широкое его толкование вообще вряд ли целесообразно. В самом деле, если вкладывать в название «сравнительно-исторический» только тот смысл, что при изучении геологической истории производится сравнение настоящего с прошлым и различных моментов прошлого друг с другом, то подобное сравнение является неотделимым атрибутом любого исторического исследования вообще. Без него невозможно не только понять процесс исторического развития, но даже и просто воссоздать связную летопись событий прошлого. В этом смысле всякий исторический метод является одновременно и сравнительным, так что добавление этой приставки ничего не прибавляет и не разъясняет, являясь попросту тавтологией. В то же время, действительно существует сравнительно-историческое исследование, в том числе и в геологии, смысл которого, однако, совершенно иной. Оно заключается в сравнении генетически однородных объектов, находящихся на разных стадиях развития или сформировавшихся в разной исторической обстановке, а также в сравнении генетически разнородных объектов, развивающихся одновременно или возникших в сходной исторической обстановке. При этом целью такого сравнения является установление закономерностей развития исследуемых объектов как средство познания общих законов истории всей образуемой ими системы.

Примером подобного сравнительно-исторического подхода может служить начатое Н. С. Шатским и продолженное его учениками и последователями сравнительно-тектоническое изучение платформ, являющееся одновременно и сравнительным, и историческим, поскольку его цель не ограничивается сравнением их современной структуры, но в основном

состоит в выяснении общих закономерностей тектонической эволюции этой категории крупных структурных элементов земной коры. К сравнительно-историческим относятся и многие исследования сравнительно-литологического направления, поскольку они стремятся выявить закономерности эволюции осадкообразования путем сравнительного изучения осадков и процессов седиментации в разных историко-геологических типах водоемов современности и геологического прошлого. Основной особенностью этого рода исследований является то, что их основой служит не прослеживание хронологической цепи событий, как в обычном историческом исследовании, а сравнение разных стадий развития изучаемых объектов, располагаемых путем логического анализа в генетические ряды часто независимо от их геологического возраста, а иногда даже в порядке, прямо обратном реальным хронологическим соотношениям. Именно поэтому и метод, применяемый при исследованиях этого типа, может быть выделен как особый, отличный от обычного исторического, сравнительно-исторический метод. Он отнюдь не является специфически геологическим, но представляет собою общенаучный метод, одинаково применимый как в самых разнообразных отраслях естествознания, так и в общественных науках. Например, известная работа Ф. Энгельса «Происхождение семьи, частной собственности и государства» в значительной части основана именно на этом методе. В ней целиком с помощью сравнительно-исторического анализа, на основании данных Льюиса Моргана о формах семейных отношений у современных племен, находящихся на разных ступенях развития родового строя, реконструируется историческая эволюция форм семьи в доклассовом обществе вообще. В этом случае логический анализ полностью заменяет фактическое прослеживание пройденных стадий развития в их реальной исторической последовательности, которое оказывается невозможным в связи с особенностями объекта исследования. В геологии, как правило, такой сравнительный логический анализ дополняется восстановлением подлинной истории сравниваемых объектов, что, однако, не меняет сути метода.

Сравнительно-исторический метод в принятом нами понимании служит важнейшим орудием установления общих закономерностей исторического развития, которые далеко не всегда могут быть прямо вычитаны из фактической летописи прошлого. Поэтому он имеет огромное значение для историко-геологического исследования во всех отраслях геологии. В геотектонике он особенно важен постольку, поскольку только с его помощью удается отвлечься от частных неповторимых деталей, которые присущи индивидуальной истории даже однотипных структур и нередко заслоняют многие, в том числе и существенные общие черты их эволюции.

На этом мы заканчиваем обзор некоторых методологических вопросов историко-геологического исследования. Каждый из них может, конечно, быть предметом специального анализа не только в общей форме, но и в приложении к задачам решения конкретных проблем геологии. По нашему убеждению, их обсуждение назрело, поскольку ясное понимание философско-методологических основ научного исследования необходимо для выбора верного направления и путей разработки новых сложных теоретических проблем, возникающих в связи с наметившимся переходом геологии к новому более высокому этапу ее развития. Напомним, в связи с этим, слова В. И. Ленина: «Современные естествоиспытатели найдут (если сумеют искать и если мы научимся помогать им) в материалистический истолкованной диалектике Гегеля ряд ответов на те философские вопросы, которые ставятся революцией в естествознании»¹. А эта революция все более и более сказывается на развитии геологии в наши дни.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
15 декабря 1969 г.

¹ В. И. Ленин. «О значении воинствующего материализма», Соч., изд. 4-е, т. 33, стр. 208.

УДК 55

Ю. А. КОСЫГИН**МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ В ГЕОЛОГИИ**

Выделяется три группы геологических задач (направлений): статистические, динамические и ретроспективные. Для каждой из них предлагается использовать самостоятельную методологическую систему.

В геологических исследованиях выделяются три основных направления.

К первому направлению относятся задачи изучения строения Земли, последовательности залегания слоев, формы, размеров, состава и взаимоотношения геологических тел, размещения полезных ископаемых, выделения типов горных пород по их составу и структуре и ряд других вопросов, связанных с современным пространственным расположением и состоянием геологических объектов.

Второе направление составляют задачи изучения современных геологических процессов, происходящих или на наших глазах, или на глазах наших предшественников, т. е. на протяжении эпох цивилизаций. Это — динамические задачи. К ним относятся, в частности, современные движения земной поверхности, землетрясения и моретрясения, извержения вулканов и сопутствующие им явления, движения и современная геологическая деятельность ветра, ледников, подземных и наземных текучих вод и моря. Сюда же относятся явления твердых приливов, динамика магнитного поля Земли, ее тепловое излучение и другие непосредственно наблюдаемые процессы. Эта группа задач сводится к изучению физических процессов, происходящих на Земле, в ее недрах, а также связанных с Землей, как с планетой.

Наконец, третье направление заключается в разнообразных историко-генетических исследованиях. Они касаются вопросов последовательности образования слоев и других геологических тел, распространения и последовательности других событий геологического прошлого — процессов тектогенеза, метаморфизма, образования и разрушения залежей полезных ископаемых, трансгрессий, регрессий, оледенений и т. д. Сюда же относятся палеогеографические, палеотектонические, палеовулканологические и палеоклиматологические реконструкции. К третьему направлению относятся также вопросы генезиса горных пород, полезных ископаемых, тектонических форм и эволюция осадконакопления, вулканизма и других геологических процессов.

Выделение трех направлений геологических исследований мы встречаем еще у Э. Ога (1914), который писал, что «Изучение нашей планеты может быть предпринято с самых различных точек зрения» (стр. 1). В качестве первой точки зрения или цели изучения Земли он указывал ее описание, заключающееся в «рассмотрении элементов, которые входят в состав земной коры. Это будет физическое и химическое исследование простых и сложных тел и известных под именем минералов... наука о Земле может изучать самое расположение различных составных

элементов, смотря по тому, являются ли они в виде правильно лежащих слоев или в форме потоков или сплошными массами» (стр. 1). Вторую точку зрения Э. Ог называет динамической, «имея в виду те силы, которые действуют на нашу планету и те явления, которые имеют место на земной поверхности». Эту область явлений рассматривает часть геологии — наука, именуемая геофизикой (физикой земного шара, земной динамикой, геодинамикой, динамической геологией), которая «относится к описательной геологии так же, как физиология к прежней описательной биологии» (стр. 2). Третье направление в геологии, включающее историческую геологию, имеет задачей «начертать историю последовательных изменений земного шара в его развитии» (стр. 2). Эту задачу Э. Ог характеризует, как «более возвышенную» по сравнению с простым стратиграфическим описанием.

Выделение трех направлений (точек зрения, аспектов) очень важно в методологическом отношении, в частности для прогресса геологии в смысле приближения ее к «точным» наукам. Эти три группы задач с достаточной ясностью были намечены Э. Огом. Приходится с сожалением отметить, что после Э. Ога, несмотря на существенные методологические различия этих задач, грани между ними как бы стирались, в результате чего развивался своеобразный методологический пессимизм и скептическое отношение к возможности применения в геологии принципов точных наук. Создалась такая ситуация, в которой «геолог вынужден воспринимать наблюдаемые явления суммарно во всей их сложности» (Белоусов, 1963, стр. 14), математику же при решении геологических задач «оказывается недоступной сложность природного явления и внутренняя его нерасчленимость» (Белоусов, 1963, стр. 15). Это положение не является, впрочем, безнадежным, и ниже мы увидим, что выделение направлений и групп задач или «точек зрения» Э. Ога включает в себе возможность расчленения сложных природных явлений и использование таким путем определенных научных принципов и методов в геологических исследованиях. Действительно, подходы к решению задач трех перечисленных направлений оказываются существенно различными.

Задачи первого направления решаются путем пространственных построений, при которых геологические тела и их сочетания представляются неподвижными. Рассматриваются размещение залежей полезных ископаемых, их пространственные соотношения со стратиграфическими подразделениями и тектоническими формами, но не их генезис. Типичными примерами задач первой группы являются описание минералогического и петрографического состава, а также тектонических форм, разведка залежей полезных ископаемых, выяснение размера залежей, их формы, глубины залегания, мощности, пространственного распределения концентрации полезных ископаемых в залежи и т. д. К задачам этой группы относится также геологическое картирование и исследование глубинного строения Земли сейсмологическими и другими геофизическими методами.

Подход к решению задач второго направления является чисто физическим и связан с измерением скоростей, сил и других подобных физических параметров. Примерами задач второй группы является измерение скоростей и направлений движений земной поверхности посредством повторных нивелирований, триангуляций, записи сейсмографов, наблюдения за футахтоками, перемещением береговых линий и т. д. Ко второй группе задач относятся также наблюдения за извержением вулканов, сопровождающими их сейсмическими и акустическими явлениями, скоростями, объемами и температурами движущихся лав, процессами их застывания и сопутствующими изменениями структуры. К тем же задачам принадлежит изучение движения ледников, современной абразии, осадконакопления в зоне литторали, в неритовой, батинальной и абиссальной областях океана, переноса вещества во взвешенном и растворенном состоянии морскими течениями, реками и т. д. его отложения и диагенеза.

Процессы, подобные хотя бы некоторым из геологических, совершающихся на наших глазах, могут быть воспроизведены экспериментально. Например, на всевозможных подвижных лотках моделируются процессы осаждения взвешенного осадка, переотложения осадков, дифференциации обломочного материала в процессе переноса и осадконакопления. На неподвижных лотках изучается образование трещин усыхания в илистых осадках. Прохождение ультразвуковых волн в применяемых при экспериментах миниатюрных слоистых моделях имитирует прохождение сейсмических упругих волн в земной коре. Геологические эксперименты не только способствуют исследованию современных геологических процессов, наблюдаемых в природе, но и имитируют современные геологические процессы, недоступные для наблюдения, а также геологические процессы, длительность которых намного превышает длительность современных процессов. К первым относятся эксперименты по тектоническим деформациям, образованию и преобразованию горных пород и минералов при высоких температурах и давлениях, имитирующие процессы, протекающие на больших глубинах в земной коре и мантии. Ко вторым относятся эксперименты, в которых, благодаря применению модельных материалов, обладающих значительно более низкой вязкостью или прочностью, чем горные породы, удается имитировать обладающие большой длительностью процессы тектонической деформации в виде процесса, сжатого во времени и укладываемого в рамки эксперимента.

Когда речь идет о геологических экспериментах, имеется в виду возможность использования мысленных экспериментов (гипотез).

Природные геологические процессы, а также процессы, протекающие в экспериментальных установках, являются физическими или химическими процессами и исследуются методами соответствующих наук.

Решение задач третьего направления весьма специфично и осуществляется методами, которые, скорее всего, можно назвать логическими. Действительно, ни хода геологической истории, ни протекания процессов в геологическом прошлом мы не можем непосредственно наблюдать. Для восстановления последовательности событий геологического прошлого, выяснения генезиса геологических образований и прослеживания эволюции геологических процессов мы, во-первых, обладаем данными о статической структуре Земли или ее участков, о геологических телах, их составе и взаимоотношениях, во-вторых, данными наблюдений над современными процессами и их результатами в естественных и экспериментальных условиях. Рассматривая статическую структуру, мы можем геологические тела истолковывать в качестве результатов событий геологического прошлого, трактуя последовательность тел, как последовательность событий. Образования, получившиеся в результате протекания геологических процессов в природной или экспериментальной обстановке, мы можем сравнивать с геологическими образованиями, заключенными в недрах осадочной оболочки Земли и по аналогии судить о возможном ходе процессов в геологическом прошлом. Таким образом, решение задач третьей группы заключается не в измерениях или наблюдениях, а лишь в реконструкциях.

Задачи первого направления назовем *статическими*, задачи второго — *динамическими*, а задачи третьего направления — *ретроспективными*, т. е. обращенными в прошлое. Мы уже видели, что решение задач каждого направления требует особого подхода, особой методики. Для того чтобы уточнить различия между охарактеризованными направлениями, обратимся к представлению о системах, как сложных объектах (предметах, явлениях, ситуациях), в которых можно выделять составные части — элементы и в которых эти элементы объединены определенными связями и отношениями (Мельников, 1967). Для исследования сложных объектов строятся их *модели* (макеты, чертежи,

колонки цифр или формулы), причем элементам и связям между элементами в модели соответствуют элементы и связи между элементами оригинала. Непосредственные измерения и наблюдения характеристик системы (оригинала) относятся к уровню наблюдений, а построения, относящиеся к модели, — к уровню конструктов.

Системные исследования (системный подход, системное движение, общая теория систем), которым уделяется сейчас во всех отраслях знания все больше и больше внимания (Берталанфи, 1969; Рапопорт, 1969), заключаются в выделении и изучении органических целостностей, множеств взаимосвязанных элементов, причем считаются существенными только системообразующие связи.

При исследовании сложного объекта в качестве системы следует предполагать, что элементы этого объекта представляют собой определенное множество, а связи и отношения между элементами также определены и в известном смысле однородны.

В природе в качестве системы мы можем выделить, например, множество космических тел, связанных пространственными отношениями и гравитационными связями. В качестве системы можно представить множество физических тел и явлений, связи между которыми определяются физическими законами. К иной системе будут относиться химические соединения и реакции. Эта система требует своей методики исследований, отличной от физической.

Геология настолько сложна и многопланова, что сведение ее к единой системе с едиными принципами и методикой исследования не представляется возможным. Земля может рассматриваться в качестве разнообразных систем, слагающихся из различных по существу (тела, события и т. д.) элементов и обладающих структурами, определяемыми различными отношениями и связями.

С выделенными выше тремя направлениями и группами задач геологических исследований можно сопоставить три типа систем — статический, динамический и ретроспективный (Косыгин и Соловьев, 1969), различающихся по характеру связей элементов, принципам и методам исследований. При этом имеется в виду, что важной особенностью ретроспективных систем является отсутствие у них оригиналов.

В качестве статических систем рассматриваются сложные объекты, состоящие из геологических тел. Объекты эти выделяются в соответствии с принципом специализации, т. е. по определенным наборам признаков. Например, совокупность слоев, выделяемых по биостратиграфическим признакам (кембрийская, ордовикская, силурийская стратиграфические системы и т. д.), совокупность слоев, выделяемых по физическим свойствам («земная кора», «мантия», «ядро», «слой высокого сопротивления»), совокупность тел, выделяемых по петрографическим или литологическим свойствам (слой песчаника, глинистая толща, гранитный массив, соляной шток) должны рассматриваться как различные системы одного типа. В статических системах время является фиксированным, иными словами, рассматриваются только пространственные отношения между элементами. При переходе от одного типа статической системы к другому типу используется принцип корреляции признаков, позволяющий интерпретировать одну статическую систему на языке другой статической системы.

В качестве динамических систем может рассматриваться планета Земля в целом с ее современными движениями и современными процессами, земная поверхность и ее современные движения, земная кора и ее сейсмические колебания, один из сейсмических районов, совокупность современных вулканов, один из вулканов и его извержения, процессы переноса и отложения осадков в какой-либо речной системе, любой геологический процесс, моделируемый на экспериментальных стендах, и т. д. В основе исследования динамических систем лежат принципы фи-

Типы систем	Элементы	Типы отношений	Принципы	Время	Примеры
Статические	Геологические тела	Пространственные	Специализации, корреляции	Фиксированное	Геологические карты и разрезы разного типа и содержания графики и функции, фиксированным временем
Динамические	Состояния и процессы	Пространственно-временные	Физики, механики и химии	Физическое	Функции и графики с временем в качестве одной из переменных
Ретроспективные (исторические)	Реконструированные события	Последовательности во времени	Последовательности формирования геологических тел	Логическое	Системы хроностратиграфических подразделений
Ретроспективные (генетические)	Реконструированные процессы	Причинно-следственные	Актуализма	Логическое	Генетические схемы Фациальные карты разрезы

зики и механики с использованием физического времени и с применением часов. Структуры систем образуются пространственно-временными отношениями их элементов.

Ретроспективные системы занимают особое положение. Как было показано при рассмотрении направлений и групп задач, они полностью выводятся из результатов исследований статических и динамических систем и поэтому могут характеризоваться только на уровне конструктов. Короче говоря, — это системы, представленные только моделями и не имеющие оригиналов. Точнее, оригиналы их находятся полностью в прошлом и не могут быть исследованы на уровне наблюдений. Мы можем иметь дело только с моделями, которые мы строим косвенно, исходя из данных исследования статических и динамических систем. В основе построения и исследования ретроспективных систем лежат историко-геологические принципы (аксиомы), в частности принцип последовательности напластования, принцип унаследованности и принцип (метод) актуализма. Последний понимается широко, как метод сравнения ископаемых геологических образований с результатами современных природных и экспериментальных процессов и использования получающихся при этом аналогий. В построениях используется геологическое время, т. е. время, реконструируемое как последовательность событий (логическое время).

Структуры ретроспективной системы определяются или отношениями последовательности (раньше, позже, одновременно), или причинно-следственными связями, или отношениями родства. В первом случае ретроспективные системы могут быть представлены историко-геологическими реконструкциями (например, системами хроностратиграфических подразделений, палеогеографическими и палеофациальными картами); во втором случае — генетическими схемами или теориями (например, теория происхождения нефти, гипотеза об эндогенной природе яшмовых формаций, представление о палеогеографической и палеоклиматической обстановке образования различных типов осадочных пород и т. д.); в третьем случае — схемами эволюции, которые пока очень немногочисленны и разработаны весьма слабо.

Основы различия трех групп задач и типов систем иллюстрируются в табл. 1, представляющей собой лишь предварительную схему. В процессе исследований картина может весьма усложниться. Может оказаться необходимым группы подразделить на подгруппы, а типы систем — на

подтипы. Так, уже намечается подразделение типа динамических систем на подтипы природных и экспериментальных динамических систем, а типы ретроспективных систем на подтипы историко-геологических, генетических и эволюционных ретроспективных систем.

То обстоятельство, что каждой группе (подгруппе) задач и каждому типу (подтипу) систем присущи свои принципы исследования, сообразные с типами отношений между изучаемыми элементами систем, а также свой подход к оценке времени, определяет особую методику при решении задач каждой из выделенных групп в геологических исследованиях.

В отдельных научных дисциплинах, относящихся к геологии, могут быть представлены или одно или несколько из трех охарактеризованных направлений исследования.

Например, в части экспериментальных дисциплин (экспериментальная тектоника, экспериментальная минералогия), а также в сейсмологии используется одно—динамическое направление. В стратиграфии используется два направления — статическое, представленное описанием пространственных последовательностей слоев в разрезах, и ретроспективное — историческое направление, выясняющее последовательность образования слоев во времени и разрабатывающее системы хроностратиграфических подразделений разрезов.

В петрографии представлены все три направления. Первое направление хорошо характеризуется словами А. Н. Заварицкого (1955): «Ответы на вопросы трех групп: 1) из чего состоит данная горная порода, т. е. вопросы минерального и химического состава; 2) как горная порода сложена из этих составных частей, т. е. вопросы структуры и текстуры; 3) как эта горная порода находится в природе — вопросы, касающиеся ассоциаций ее с другими породами и заключающие тот фактический материал, который составляет содержание собственно петрографии, т. е. описательную часть науки о горных породах». Второе направление в петрографии представлено главным образом экспериментальной петрографией, а также в немногих случаях непосредственными наблюдениями в природе за формированием горных пород в результате быстро протекающих процессов (застывание лав, затвердение потоков глинистых брекчий грязевых вулканов и т. д.); результаты этих экспериментов и наблюдений при использовании принципа актуализма позволяют строить генетические модели горных пород. Ретроспективные реконструкции, составляющие третье направление, основываются на наблюдениях над статическими петрографическими структурами и заключаются в определении последовательности формирования минералов, составляющих горную породу.

Выясним соотношения основных направлений геологических исследований, которые в конечном счете реализуются в решении практических и иных геологических задач. [Практические задачи геологии можно, по видимому, свести к двум основным группам. Во-первых, это задачи, так или иначе связанные с разведкой и поисками полезных ископаемых, в том числе минеральных вод, термальных вод как теплоносителей, и т. д. Во-вторых, задачи, связанные с изучением земной поверхности и отчасти земных недр, как элементов географической среды обитания человека (изучение землетрясений, моретрясений, вековых колебаний земной поверхности, геологической деятельности текучих вод и ветра и т. д.). Под иными геологическими задачами разумеются такие, которые на первый взгляд или в настоящее время не связаны непосредственно с практическими целями. Такими задачами могут быть, например, установление залегания какого-либо лишнего полезных ископаемых пласта, выяснение условий (температура, соленость вод, глубина водоема, глубина магматического очага) формирования горной породы, происхождение и механизм образования складок в слоистых толщах и т. д. Однако опыт

показывает, что никакая геологическая задача не может и не должна сводиться к чисто любительской; она всегда в конечном счете замыкается на некоторую практическую цель.

Сочетание и соотношение основных направлений могут быть весьма различными и зависят от конкретных особенностей поставленной задачи. Многие задачи решаются в плане лишь одного направления с использованием соответствующей системы с присущими ей типами отношений, принципами и методами исследований, временем и основными типами моделей. С другой стороны, для решения ряда задач могут применяться весьма сложные сочетания направлений, которые в таком случае выступают в качестве элементов некоторых методологических систем, в которых отношения могут быть представлены различными методами исследования. Можно наметить следующие типы методологических систем, используемых в решении задач, связанных с поисками полезных ископаемых: а) методологические системы, которые могут включать одну или несколько статических систем, связанных отношениями корреляции; б) методологические системы, включающие историко-геологические реконструкции; в) методологические системы, включающие генетические реконструкции; г) методологические системы, включающие эволюционные реконструкции. Сложные методологические системы, включающие ретроспективные реконструкции, широко используются в исследованиях осадочной оболочки и ее гипергенной слоистой структуры. В изучении гипогенных структур они имеют очень ограниченное применение.

Для всех методологических систем, включающих ретроспективные конструкты, характерно возвращение к статическим системам на более высокой ступени и через них к практическим целям исследования. Почему же, имея в виду в качестве исходного пункта исследования статические объекты, мы используем ретроспективные построения с тем, чтобы снова вернуться к статической модели. На этот вопрос можно ответить следующим образом. Характер исследования геологических объектов весьма специфичен. Имея в виду главным образом изучение пространственных отношений геологических тел, структурных форм и т. д., т. е. всего того, что определяет размещение полезных ископаемых, мы не имеем возможности проводить наблюдения и измерения в любой точке исследуемого нами пространства. Толща Земли непроходима для геолога и не просматривается им непосредственно. Наши возможности ограничиваются наблюдениями в отдельных точках, часто далеко отстоящих друг от друга; в благоприятных случаях мы можем вести наблюдения на отрезках линий (буровые скважины с полным отбором керна), на участках поверхностей (районы сплошной обнаженности, обнажения в высоких обрывах), но никогда в сплошном и непрерывном трехмерном пространстве. В результате получается так, что собранные нами данные характеризуют строение изучаемого района (объема) весьма неполно, а часто настолько неполно, что пространственные соотношения между телами, охарактеризованные отдельными точками наблюдения, остаются вообще неясными или допускают множество противоречивых толкований. Здесь нам приходится на помощь системы рабочих гипотез, помогающих представлять наиболее вероятные связи между отдельными точками наблюдений. Эти системы рабочих гипотез включают представления о последовательности событий, причинно-следственных связях и отношениях родства. Гипотезы о последовательности событий помогают нам высказывать предположения о пространственных отношениях объектов, которые могут быть проверены наблюдениями (разведочными работами, бурением, геофизическими измерениями). Таким образом, системы рабочих гипотез, рисующих последовательность событий геологической истории, являются мощным инструментом отыскания правильных решений в структурных геологических построениях, а следовательно, в поисках полезных ископаемых. Аналогичные соображения можно привести о гене-

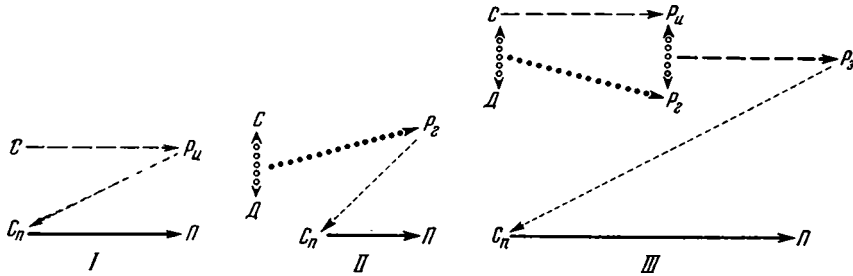
тических и эволюционных реконструкциях, позволяющих существенно дополнять, а часто выяснять картину размещения геологических объектов, в том числе полезных ископаемых.

Из сказанного следует, что ретроспективные конструкторы играют весьма важную роль в изучении геологического строения, но не могут являться самоцелью. Для разработки и совершенствования методики изучения геологического строения необходимо проводить четкую грань между геологическими наблюдениями и собственно структурными построениями, с одной стороны, и системами вспомогательных ретроспективных концепций — с другой.

Приведем схемы трех основных методологических систем, включающих ретроспективные конструкторы (табл. 2).

Таблица 2

Схемы методологических систем, включающих использование ретроспективных конструкторов



С — первичная модель статической системы; С_п — прогнозная модель статической системы, дополненная (скорректированная) или заново построенная с использованием ретроспективных реконструкций; Д — динамическая система; Р_и — ретроспективные конструкторы, историко-геологические; Р_г — ретроспективные конструкторы, генетические; Р_э — ретроспективные конструкторы, эволюционные; П — практическое осуществление;

← - - - - - принцип последовательности формирования геологических тел;

←••••••• принцип актуализма;

← - - - - - принцип унаследованности;

← - - - - - построение прогнозной модели;

←••••••• — установление соответствия;

← — направление поисковых работ

На схеме I в этой таблице показана некоторая исходная статическая система. Исследования этой системы могут проводиться как на уровне наблюдений (полевые описания, геофизические измерения), так и на уровне конструкторов (структурные построения и модели), а также включать несколько статических систем разной специализации, связанных отношениями корреляции (например, использование петрографических, биостратиграфических и сейсмологических систем, построенных для исследования одного и того же объекта). Применяя принцип последовательности формирования геологических тел, мы можем на базе исходной статической системы построить ретроспективную историко-геологическую модель, в которой тела статической модели будут истолковываться как события геологического прошлого. Рабочие гипотезы о временных историко-геологических связях между телами позволяют существенно уточнять и дополнять (корректировать) модель исходной статической системы, а также строить модели для аналогичных статических си-

стем, для которых ранее в силу недостаточной их изученности модели не могли быть построены.

Модели статических систем, дополненные (скорректированные) или заново построенные с использованием ретроспективных реконструкций, могут быть названы прогнозными моделями. Они путем дополнительных исследований (разведочных работ) реализуются в практических целях.

На схеме II (табл. 2) исходная статическая система (которой может быть как исходная статическая система в смысле схемы I, так и статическая система, дополненная использованием историко-геологической реконструкции) сравнивается с некоторой динамической системой (природной или экспериментальной). В результате сопоставления этих систем устанавливается соответствие между результатами природного или экспериментального геологического процесса с особенностями строения и состава геологического тела. На основе применения принципа актуализма высказывается гипотеза об условиях образования (генезисе, физической обстановке) исходной статической системы или некоторых ее элементов. Эта гипотеза представляется в виде данных, характеризующих условия формирования геологических объектов (например, температура образования кристаллической породы, соленость воды в водоемах, где формировалась рассматриваемая порода, глубина водоема, расстояние до берега и т. д.) или палеографиков. По такому генетическому конструкту корректируется модель статической системы, что облегчает ее практическую реализацию.

Например, высказанная на основании геологических наблюдений, выделения и изучения нефтеносной формации (С на схеме II), а также наблюдений в современных водоемах и экспериментальных данных (Д на схеме II) гипотеза (P_r) о связи нефтяных залежей с определенными фациальными условиями вмещающих пород позволяет построить прогнозные модели статической системы, в частности наметить зоны наиболее вероятного распространения нефтяных месторождений. На этом основании определяется направление разведочных работ, ведущее к достижению практических целей.

В настоящее время в геологических исследованиях широко и успешно используются методологические системы, изображенные на схемах I и II. Методологическая система, намеченная на схеме III, весьма слабо пока разработана и лишь в незначительной степени применяется, если не считать палеонтологии. В предлагаемой здесь трактовке данной методологической системы исходная статическая система используется указанными выше способами для получения как историко-геологической, так и генетической ретроспективных систем. Сопоставление этих двух ретроспективных систем позволяет построить гипотезы об условиях образования исследуемых геологических объектов в различное геологическое время; используя же принцип унаследованности, можно построить эволюционную ретроспективную систему, выражающую закономерности эволюции геологических процессов (условия образования). Используя эволюционную систему, можно уточнить модель статической системы.

Построение методологических систем важно для упорядочения геологических исследований в связи с поставленными задачами. Если дело ограничивается исследованием полезных ископаемых, то в решении наиболее простых, местных и недолговременных задач (например, оконтуривание залежи, определение рельефа какой-либо подземной поверхности и т. д.) используются наиболее простые методологические системы. В решении более сложных, региональных или глобальных долговременных задач необходимо использование сложных систем, включающих ретроспективные конструкты. Например, для поисков полезных ископаемых на крупной территории и для планирования поисковых работ на несколько лет вперед никогда не обойтись без историко-геологических

реконструкций и генетической концепции. При проектировании исследований и поисковых работ всегда нужно иметь достаточно разработанную методологическую основу.

Сложность геологии проявляется в том, что геологические исследования оказывается невозможным свести к единой системе, а множественность систем и, следовательно, множественность их комбинаций ставит вопрос о разработке специальных методологических систем, чего мы не знаем в других науках. Однако сложные методологические системы с использованием ретроспективных конструктов оказываются необходимыми лишь при изучении осадочной оболочки, в которой запечатлена история Земли. При исследованиях же строения состава и физических полей Земли используются методы физики и химии.

Литература

- Белоусов В. В. Пути развития наук о Земле. В сб. «Взаимодействие наук при изучении Земли», Изд-во АН СССР, 1963.
- Бергаланфи Л. Общая теория систем — обзор проблем и результатов. В сб. «Системные исследования», Изд-во «Наука», 1969.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1969.
- Мельников Г. П. Азбука математической логики. Изд-во «Знание», 1967.
- Ог Э. Геология. М., 1914.
- Рапопорт А. Различные подходы к общей теории систем. В сб. «Системные исследования». Изд-во «Наука», 1969.

Институт геологии
и геофизики СО АН СССР

Статья поступила
10 ноября 1969 г.

УДК 550.2

П. Н. КРОПОТКИН

**ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ КОСМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
В ГЕОТЕКТОНИКЕ**

Рассмотрена возможная тектоническая роль космических факторов, связанных с вращением Земли и притяжением Луны (перемещение масс коры к западу и пр.) и с предполагаемыми изменениями ньютоновой гравитационной постоянной (изменение радиуса Земли, возникновение сжимающих напряжений в земной коре). Сезонные изменения частоты землетрясений рассматриваются в свете гипотезы Р. Дике, как результат небольших периодических изменений радиуса Земли при ее вращении по орбите. Отмечена также связь частоты землетрясений с солнечной активностью.

1. К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Предположение о том, что тектонические процессы вызваны, в конечном счете, внешними космологическими факторами, не раз высказывали геологи и геофизики. Например, Э. Хаарман указывал на космические факторы, как на вероятную причину первичного тектогенеза (поднятия «геотуморов» и пр.). Складчатость он рассматривал как вторичный тектогенез — процесс сползания масс со склонов возвышенностей. Таким образом, потенциальная гравитационная энергия масс, запасенная при движениях типа «первичного тектогенеза», расходуется затем, по Хаарману, в процессах вторичного тектогенеза (Haarman, 1930). А. Гейм пришел к выводу, что невозможно вывести крупные движения земной коры исключительно за счет внутренней энергии Земли. Наблюдавшиеся ускорения вращения Земли и перемещение полюса в течение геологического времени он считал результатом действия космических сил. Этот внешний источник энергии в комбинации с внутренними и является, по Гейму, причиной движения земной коры (Heim, 1936).

М. А. Усов указывал, на космические факторы, как на вероятную причину пульсаций земной коры (Усов, 1940). Однако он не дал более конкретной формулировки этой идеи. В последние годы Л. Эбед, П. Иордан и Д. Д. Иваненко пытались связать предполагаемое расширение Земли и генезис океанических впадин с уменьшением гравитационной постоянной по теории Иордана — Дирака (Иордан, 1970; Иваненко, Сагитов, 1961). Критический разбор этих и других гипотез расширения Земли дан в работе Ю. А. Трапезникова (Трапезников, 1936; Naalck, 1958).

В. Е. Хаин рассмотрел различные гипотезы о влиянии космических факторов на тектоническую жизнь Земли и пришел к выводу, что такое влияние, несомненно, имеется (Хаин, 1964).

В общей форме, не конкретизируя свою идею на языке физики, А. В. Пейве недавно высказал предположение, что тектонические перемещения в Земле, охватывающие огромные ее массы, являются «следствием гравитационно-инерционных сил планеты, что проявляется, в частности, в наблюдающихся время от времени скачкообразных изменениях угловой скорости вращения Земли». По А. В. Пейве, такие эндогенные

процессы, как разнородные тектонические перемещения блоков земной коры, землетрясения, магматизм и часть теплового потока «в конечном счете, в основном, порождаются гигантской, внешней по отношению к Земле механической энергией». Геологические процессы вызываются, по его мнению, эволюцией гравитационного поля солнечной системы (Пейве, 1961, стр. 41, 47).

В критической заметке Е. Н. Люстиха (Люстих, 1962) были отмечены слабые стороны этой концепции в той части, которая касается привлечения сил инерции для объяснения относительных перемещений разнородных блоков земной коры. Однако Е. Н. Люстих не коснулся, например, проблемы дрейфа оболочки в восточном направлении по магнитному ядру Земли. Между тем это проскальзывание оболочки по ядру, предполагаемое по дрейфу магнитного поля Земли, вероятно, может быть результатом действия сил инерции в сочетании с неравномерным уменьшением радиуса Земли (Кропоткин, Трапезников, 1963). На основании скорости дрейфа магнитного поля подсчитано, что кора вместе с оболочкой скользит по ядру со скоростью 30 км в год (в средних и низких широтах; Джекобс, Рассел, Уилсон, 1964; Гутенберг, 1963). Эта скорость в миллион раз больше скорости движения отдельных глыб земной коры друг относительно друга, установленной по геодезическим, геологическим и палеомагнитным данным (Кропоткин, 1964). Следовательно, если хотя бы ничтожная часть такого движения масс внутри Земли передается, в сочетании с другими факторами, подкоровым течением в мантии Земли, этого уже будет достаточно, чтобы объяснить некоторые горизонтальные перемещения в земной коре.

Новейшие подсчеты вязкости мантии Земли и приливного тормозящего действия Луны на твердую оболочку показывают, что и в этом случае инерция вращения Земли могла бы вызвать большие перемещения, вплоть до скольжения верхних слоев оболочки по более пластичному слою мантии (так называемому слою пониженных скоростей сейсмических волн), отождествляемому с астеносферой. В. Швейдар (в 1921 г.) нашел силы, способные вызвать перемещение материков к востоку, рассматривая явления прецессии. По его вычислениям, прецессия оси вращения для континента, расположенного между -30 и $+40^\circ$ широты и 0 и 40° з. д. будет в 220 раз больше, чем прецессия оси всей Земли. Сила вычисленная Швейдаром, значительно больше тех сил, которые по Этвёшу, Кёппену, Эпштейну и Ламберту могут вызвать движения континентальных глыб к экватору (Тверской, 1936). Недавно вопрос о влиянии Луны на движения масс коры и верхней мантии был подробно исследован таким крупным специалистом в области физики твердого тела, как А. Надаи. Он пришел к выводу, что притяжение Луны должно вызывать медленное проскальзывание внешних геосфер на запад по отношению к внутренним слоям — например, движение оболочки по ядру, или западный дрейф коры и самых верхних слоев мантии по астеносфере (Надаи, 1969).

Все же влияние инерции вращения Земли, по-видимому, играет второстепенную роль в тектонике. Каждый, вероятно, согласится, что тектонические и магматические процессы происходили бы на Земле и в том случае, если бы она вообще не вращалась вокруг своей оси или не имела бы массивного спутника.

Ротационный фактор может быть сказывается в том, что наиболее активный пояс новейшей тектоники и современной сейсмичности — Тихоокеанский — проходил вблизи большого круга, проведенного через полюсы Земли по 120° в. д. и 60° з. д. (Кропоткин, Шахарстова, 1965). Кроме того, этот фактор, зависящий от инерции вращения Земли, вероятно, играет роль в широтной ориентировке крупнейших разломов Тихого океана (разломы Мендосино, Мэррей, Клэррион, Клиппертон, Сала-и-Го-мец) и в ориентировке островных дуг. Все типичные островные дуги

обращены выпуклостью на восток (Антильская дуга, дуга Южных Сандвичевых островов между Южной Америкой и Антарктидой и все дуги к востоку от Азии и Австралии) или на юг (Алеутская, Зондская, Критская дуги), но не на запад.

Однако никак нельзя согласиться с Е. Н. Люстихом и Б. А. Петрушевым (Петрушевский, 1964), когда они возражают против основной идеи А. В. Пейве о том, что существенной причиной тектонических процессов является в конечном счете воздействие внешних, космологических факторов, в частности, изменений гравитационного поля в солнечной системе и ближайших частях мирового пространства. Ниже мы попытаемся показать, что геологические и геофизические данные действительно приводят к необходимости искать какой-то внешний фактор, скорее всего в области гравитации, способный вызывать изменения радиуса Земли и сжатие ее слоев и создавать неравномерность тектонических процессов во времени.

К такому выводу приводят факты, которые можно объединить в 5 групп:

1. Неравномерность тектонических процессов Земли в геологическом прошлом (смена орогенических фаз или периодов усиления процессов складчатости и горообразования периодами относительного покоя). Эту неравномерность признают как сторонники контракционной гипотезы (Штилле, 1964; Nölke, 1939) или других вариантов фиксизма (Беллуосов, 1948; Umbgrove, 1947), так и сторонники мобилизма (Бубнов, 1958; Дж. Джולי и др.). Она послужила главным основанием для разработки пульсационной гипотезы геотектоники, предложенной В. Бэчером (Bucher, 1933; Machado, 1967), М. А. Усовым (1940) и В. А. Обручевым (1940).

Согласно пульсационной гипотезе, под влиянием космических или иных факторов происходит нерегулярное изменение радиуса Земли. Эпохам сжатия Земли соответствуют орогенические фазы, эпохам растяжения — периоды покоя и прогибания бассейнов. При этом эффект сжатия проявляется главным образом в складчатых поясах, приводя к смятию и сокращению поверхности земной коры, тогда как эффект растяжения при увеличении радиуса Земли сосредоточен главным образом в грабенах с разорванной и тонкой корой. Тем самым подразумевается перемещение (дрейф) промежуточных глыб коры от зон растяжения к зонам сжатия и намечается возможность синтеза пульсационной гипотезы с теориями мобилизма (Кропоткин, 1964, 1969).

Грубая синхронность ритма тектогенеза хорошо заметна на примере неотектоники, т. е. движений, происходивших в течение последних нескольких миллионов лет — интервала, охватывающего только 0,1% всего времени существования Земли. В это время, по В. А. Обручеву, сформировались основные особенности нынешнего горного рельефа материков. Происходило также поднятие возвышенностей на островных дугах (например, в Японии), причем последние три эпохи поднятия, отвечающие трем четвертичным террасам, были, по-видимому, синхронны в таких удаленных областях, как, например, Анды и Альпы.

2. Неравномерность вращения Земли вокруг своей оси.

3. Неравномерность сейсмической активности, которая обнаруживает корреляцию с неравномерностью вращения Земли и с изменениями магнитного поля солнечной системы.

4. Большая величина тангенциальных (горизонтальных) напряжений, которая превышает оценки, соответствующие действию внутренних факторов (гравитационной дифференциации, тепловой конвекции и пр.).

5. Сезонные изменения сейсмичности и скорости вращения Земли и разности долгот Америки и Европы.

Рассмотрим теперь более подробно некоторые из этих фактов.

2. НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Нерегулярные изменения продолжительности суток, по которым установлено изменение угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси ω , происходят в неправильной волнообразной последовательности. На фоне этих, сравнительно плавных изменений наблюдаются резкие скачки — вариации скорости, которые происходят в течение 1—2 лет.

Такие вариации скорости вращения, установленные В. Ситтером и другими исследователями по видимым изменениям долготы Луны и других небесных тел, интригуют астрономов уже в течение полувека. Еще в 1902 г. Ньюкомб писал: «Я считаю эти флуктуации наиболее загадочным явлением в движении светил, ибо их настолько трудно объяснить действием какого бы то ни было известного фактора, что остается лишь предполагать, что они вызваны какими-то процессами в природе, нам еще не известными» (Гравитация и относительность, 1965, стр. 401). У. Манк и Г. Макдональд (1964) также подчеркивают, что причиной флуктуаций не могут быть ни изменения уровня океана, ни движение материков, ни таяние льдов, ни другие наблюдаемые процессы.

«Нерегулярные изменения угловой скорости вращения Земли,— пишет Н. Н. Парийский,— происходят через промежутки времени от 10 до 30 и более лет, имеют разные величины и знаки, чередующиеся без определенной зависимости. Величина относительного изменения угловой скорости ($\Delta\omega/\omega$.— П.К.) достигала в 1898 г.— $3,9 \cdot 10^{-8}$, а около 1920 г.— $4,5 \cdot 10^{-8}$. Таким образом, эти изменения, совершаясь примерно в течение одного года, превосходят приливные изменения угловой скорости вращения Земли за 100 лет». Их нельзя объяснить процессами, происходящими на поверхности, так как для подобного изменения скорости потребовалось бы, например, изменение направления всей системы пассатов на обратное или сплющивание до уровня моря плоскогорья высотой в 4 км, по размерам равного Тибету. «Приходится допустить, что скачкообразные изменения угловой скорости связаны с изменениями в глубинных слоях Земли — либо плотностей, либо скоростей подкорковых течений» (Парийский, 1955, стр. 140, 141).

Предположение о быстром изменении скорости подкорковых конвекционных течений тоже оказывается несостоятельным. Поэтому остается, по существу, только одно решение — считать, что вариации скорости вращения ω вызваны изменениями момента инерции твердой Земли $I = aMr^2$ (где M — масса, r — радиус Земли, $a = 0,331$; как известно, момент количества движения вращающегося тела Q остается постоянным, т. е. $Q = I\omega = \text{Const}$). Они могут происходить, например, вследствие общего изменения ее радиуса порядка $\Delta r/r = n \cdot 10^{-8}$, (т. е. на 5—10 см в отдельные годы; Парийский, 1945) с соответствующим увеличением или уменьшением плотности.

К такому же выводу приводит изучение корреляции между изменениями ω и частотой или суммарной энергией землетрясений (Кропоткин, Трапезников, 1963; Stoyko, 1952). Предположение о вариациях величины радиуса Земли возникло уже давно на основании геологических и сейсмологических данных. Подавляющая часть землетрясений и их суммарной энергии, вплоть до глубины 700 км, связана с упругими деформациями типа горизонтального (тангенциального к поверхности Земли) сжатия, которое ориентировано перпендикулярно к направлению молодых складчатых горных хребтов (Балакина, Введенская, 1967). Деформация сжатия при общем уменьшении радиуса Земли должна была бы распределяться в земной коре и твердой подкорковой оболочке крайне неравномерно, концентрируясь преимущественно в наиболее пластичных, ослабленных зонах глубинных разломов, по которым и происходят смещения при землетрясениях. Поэтому можно ожидать, что землетрясе-

ния должны быть очень чувствительным индикатором небольших изменений радиуса Земли.

Уже в начале 1950-х гг. было замечено, что суммарная энергия упругой деформации, высвобождающаяся за один год в форме сейсмических волн на всем земном шаре, варьирует в широких пределах — в 40—50 раз (Gutenberg, Richter, 1954). Эти вариации не случайны; периоды с меньшим числом и меньшей суммарной энергией землетрясений довольно закономерно сменяются периодами с высокой отдачей энергии и наоборот. На основании регулярной смены периодов высокой активности периодами низкой активности Г. Беньоф пришел к выводу, что сильные неглубокие землетрясения, происходящие в разных частях Земли, не являются независимыми событиями. Они связаны, по его мнению, с общепланетарной системой то ослабляющихся, то усиливающихся упругих напряжений. Иллюстрируя это графической кривой, он пишет: «Трудно представить себе, каким должен быть механизм, который обеспечивал бы во всем мире торможение и освобождение подвижек по разломам в соответствии с приведенной кривой. Возможно, этот механизм связан с сокращением радиуса Земли, чем предположительно объясняют и наблюдаемые изменения периода вращения Земли» (Беньоф, 1957, стр. 86).

Б. Гутенберг выявил такие же вариации в суммарной энергии глубоких землетрясений, происходящих в подкорковых слоях на глубине от 70 до 700 км. Он пришел к выводу, «что все сильные глубокие землетрясения тоже относятся к единой системе напряжений, в которой деформации упругого крипа при сжатии накапливаются или высвобождаются» (Гутенберг, 1963, стр. 240).

В. Морган рассмотрел корреляцию между неравномерностью вращения Земли и числом землетрясений за год. Она оказалась довольно высокой (Гравитация и относительность, 1965). Количество землетрясений возрастает в те годы, когда скорость вращения Земли увеличивается, а момент инерции и радиус уменьшаются. Горизонтально ориентированное сжатие в земной коре и подкорковой оболочке в такие годы должно возрастать.

В рамках классической (нерелятивистской) теории тяготения, трудно было указать общие физические причины таких изменений момента инерции и радиуса Земли. Положение изменилось, когда были предложены новые, расширенные варианты теории тяготения, в которых гравитационная «постоянная» Ньютона G рассматривается, как переменная величина, зависящая, в конечном счете, от средней плотности материи во Вселенной или от величины потенциала ϕ поля тяготения в том пункте, где мы производим измерение G (Дайк, 1964; Dicke, 1959; Brans, Dicke, 1961).

Как подчеркивает П. Иордан, мысль о том, что гравитационная «константа» в действительности может быть переменной скалярной характеристикой поля, впервые была высказана еще А. Эйнштейном (Jordan, 1952). Позже эту идею развивали Бергманн, Тири и, в особенности П. Дирак (Dirac, 1937) и П. Иордан, который применил теорию непрерывного ослабления гравитации к обоснованию гипотезы расширения Земли (Иордан, 1969). Уменьшение G в теории Иордана — Дирака связано с прогрессирующим уменьшением средней плотности материи при расширении Вселенной.

К. П. Станюкович попытался обосновать гипотезу о монотонном возрастании (вместо убывания) величины G со временем (Станюкович, 1965). Величина G , по его гипотезе, оказывается меньше при более плотном распределении масс.

Гипотеза расширения Земли, на которую опирается Иордан, вызывает ряд возражений (Трапезников, 1963). Из них главное — это существование эпох складчатости в истории Земли. Складчатые деформации

и надвиги возникают в земной коре в обстановке сжатия. Мы живем, по-видимому, как раз в одну из таких эпох преобладающего сжатия, а не расширения Земли.

Геологическим фактам — смене эпох сжатия, горообразования и складчатости периодами тектонического покоя — более соответствует гипотеза о вековых вариациях значения G (Кропоткин, Трапезников, 1963; Machado, 1967). Имеются данные палеомагнетизма, которые указывают на колебания величины радиуса Земли в пределах 10% на протяжении последних 500 млн лет (рис. 1) (Храмов, 1967; Билинский, 1963; Ward, 1963; Hilten, 1963; Andel, Hospers, 1968).

Кратковременные, нерегулярные изменения скорости вращения Земли и сейсмичности, которые наблюдаются в настоящее время, тоже легче всего было бы связать с флуктуациями величины гравитационной «постоянной» G или с флуктуациями «активной массы» Земли (Дайк, 1964)¹.

Эта плодотворная идея была высказана Р. Дике на основании теории тяготения, разработанной им на базе так называемого принципа Маха (Brans, Dicke, 1961). По теории Дике, величина локально измеренной гравитационной постоянной G_ϕ зависит от потенциала поля тяготения ϕ по формуле: $G_\phi = G_0 \left(1 + \gamma \frac{\phi}{c^2}\right)$. Здесь величина коэффициента γ порядка единицы, возможно около $\frac{2}{3}$. Поэтому, например, присутствие Солнца на расстоянии $R = 150$ млн км от Земли уменьшает величину гравитационной постоянной на Земле в пропорции: $\frac{\Delta G}{G} \approx -\frac{8}{3} \frac{GM_s}{Rc^2} = -2 \cdot 10^{-8}$ по сравнению с тем значением, которое было бы при значительно большем удалении от Солнца и звезд (M_s — масса Солнца, c — скорость света, $GM_s/R = -\phi$; Dicke, 1959).

Как следствие перераспределения масс в Метагалактике могут иметь место, по Дике, небольшие флуктуации величины ϕ и G . Такие волнообразные изменения скалярного гравитационного поля он называет ϕ -волнами. На основании упомянутых данных Моргана о корреляции между неравномерностью вращения Земли и Луны и частотой землетрясений Дике приходит к выводу, что все эти явления вызваны одной и той же причиной — флуктуациями величины гравитационной постоянной при прохождении ϕ -волн (Гравитация и относительность, 1965).

Р. Дике указывает также, что эквивалентным изменению G может быть изменение «активной массы» M при постоянном значении G (Дайк, 1964). Концепция, согласно которой в зависимости от величины потенциала изменяется не гравитационная постоянная, а масса, более согласуется с принципом пропорциональности массы и энергии и с общей теорией относительности. А. Эйнштейн еще в 1911 г., т. е. за несколько лет до разработки общей теории относительности, рассмотрел влияние поля тяготения на энергию и массу электромагнитного излучения. Распространяв принцип пропорциональности массы и энергии на потенци-

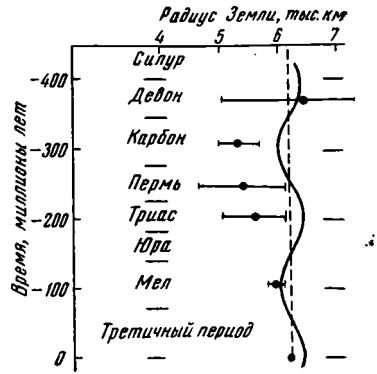


Рис. 1. Изменения радиуса Земли по гипотезе Ф. Мачадо (основанной на предположении о вариациях величины гравитационной постоянной) и по палеомагнитным данным

Кружком указано значение, полученное как среднее из различных определений; отрезками в обе стороны от кружка — разброс данных, полученных разными авторами

¹ Термин «активная масса» заимствован Р. Дике из космологии Г. Бонди. Лучше было бы говорить просто о массе Земли и гравитационных изменениях массы (Путилов, 1960).

альную энергию гравитационного поля, он пришел к выводу, что в поле тяготения все часы и колебательные электромагнитные процессы идут замедленно (Эйнштейн, 1965, стр. 165—174). Из факта изменения частоты следовало, что энергия и масса фотонов, излучаемых в поле тяготения, уменьшены в пропорции $m_{\varphi} = \frac{\varepsilon}{c^2} = \frac{h\nu}{c^2} = m_0 \left(1 + \frac{\varphi}{c^2}\right)$.

Здесь ε — энергия, m_{φ} и m_0 — масса фотона, h — постоянная Планка, ν — частота, φ — ньютонов потенциал, которому, как и потенциальной энергии $U = m\varphi$, приписывается отрицательный знак.

Идя таким же путем, как и А. Эйнштейн, К. А. Путилов обобщил это уравнение на любые массы, находящиеся в поле тяготения (Путилов, 1960). Легко убедиться, что гравитационное уменьшение массы $\Delta m = -m_0 \frac{\varphi}{c^2}$ у К. А. Путилова аналогично уменьшению гравитационной постоянной в теории Дике.

В общей теории относительности для гравитационного изменения массы также было найдено выражение $m_{\varphi} = m_0 \left(1 + \frac{\varphi}{c^2}\right)$ (Хёнль, 1968).

Так как потенциал, создаваемый суммарным притяжением всех масс Вселенной, составляет колоссальную величину порядка $0,5 c^2$ (соответственно суммарной потенциальной энергии, отнесенной на общую массу Вселенной; Иваненко, 1961), то предположение о небольших колебаниях φ и массы Земли M около некоторых средних значений не содержит в себе ничего невероятного с точки зрения физики и космологии¹. Эмпирические соотношения мировых констант также не противоречат тезису о флуктуациях G или M (Кропоткин, 1964₂).

3. ГОРИЗОНТАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ СЖАТИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

За последние десятилетия получены экспериментальные данные, которые будут иметь крупнейшее значение для теоретической тектоники и сейсмологии. Я имею в виду прямое определение по измерениям в шахтах, штольнях и котлованах, величины и ориентировки напряжений в консолидированной земной коре (так называемом «гранитном» слое). Эти напряжения слабо передаются в пористый, пластичный осадочный слой, но отчетливо фиксируются в скальных породах основания древних платформ и в складчатом фундаменте подвижных поясов.

Для определения напряженного состояния горных пород применяются разные методы (метод компенсации, метод разгрузки и др.), которые приводят к однотипному выводу, что помимо напряжений, обусловленных весом лежащих выше слоев, уже на небольшой глубине породы находятся под действием сильнейших сжимающих усилий, ориентированных горизонтально. Наиболее представительные результаты были получены Н. Хастом из 15 000 определений горного давления в 27 районах Швеции, Финляндии и Норвегии (Хаст, Нильсон, 1967; Hast, 1967). Сумма напряжений по двум взаимоперпендикулярным горизонтальным осям в кристаллических породах Балтийского щита и в скальных породах каледонид Норвегии обычно уже у поверхности составляет 180 кг/см^2 — вместо нулевого значения, которое можно было бы ожидать в связи с отсутствием нагрузки (рис. 2).

Теория показывает, что если плотность пород равна d , а глубина от поверхности H , то в случае высокой пластичности пород (т. е. при коэффициенте Пуассона $\approx 0,5$) сумма сжимающих напряжений по двум го-

¹ В классической теории тяготения ньютонов потенциал, созданный всеми массами бесконечной Вселенной, оказывался в любой точке пространства величиной бесконечно большой. Этот вывод известен как парадокс Зеелигера. В современных теориях вместо бесконечности фигурирует конечная величина, указанная выше.

ризонтальным осям будет равна удвоенной величине гидростатического давления $p = d_g H$, где g — ускорение силы тяжести. На глубине 1000 м величина $2p = 550 \text{ кг/см}^2$. В твердом теле с коэффициентом Пуассона около 0,25 напряжения, вызванные весом лежащих выше пород, должны быть в три раза меньше, т. е. около 183 кг/см^2 (до релаксации). Фактически же почти все измерения ложатся на прямую, которая при глубине 1000 м характеризуется суммой горизонтальных напряжений $(\sigma_1 + \sigma_2) = 1150 \text{ кг/см}^2$. Следовательно, избыточное дополнительное сжатие возрастает с 180 кг/см^2 у поверхности до 600 кг/см^2 на глубине 1 км. По линейному характеру зависимости $(\sigma_1 + \sigma_2 = 180 + 0,6 H)$, если H выражено в метрах) есть все основания предполагать, что дополнительное сжатие увеличивается до 2000—5000 кг/см^2 на глубинах около 10—30 км, т. е. на тех глубинах, где на земном шаре выделяется наибольшее количество сейсмической энергии.

На еще больших глубинах это горизонтальное сжатие вероятно сходит на нет по мере перехода в пластичную зону астеносферы (слой пониженных скоростей; Маницкий, 1965). Здесь должны господствовать напряжения, близкие к гидростатическому давлению.

Аналогичные результаты были получены при измерениях на Кольском полуострове (Турчанинов, Марков, 1966), в Египте, в Саянах (Булин, 1970), на Хайдарканском месторождении

в Средней Азии ($\sigma_1 = 240 \text{ кг/см}^2$ на глубине 80 м), в Малайзии, Португалии, Иране, Канаде и других районах (Прочухан, 1966). Дж. Ричи приводит интересное наблюдение: блоки гранита, вынутые из неглубокого карьера, увеличиваются в размерах на 0,1%; это указывает на добавочное напряжение 200 кг/см^2 . Результаты измерений, сделанных в Египте и некоторых других районах, согласуются, как отмечает Хаст, с той же зависимостью величины напряжений от глубины, которая показана на рис. 2. Отсюда он делает вывод, что вся земная кора охвачена тангенциальным сжатием, связанным с прогрессирующим сокращением радиуса Земли (Hast, 1967).

Горизонтальные сжимающие усилия того же порядка необходимо допустить для объяснения парных, расположенных рядом и параллельно друг другу, полос положительных и отрицательных изостатических аномалий (островные дуги и желоба; Артемьев, 1966). Такие пары аномалий объясняются либо как результат деформации упругого изгиба (волнообразного коробления) земной коры и верхних слоев мантии под действием горизонтального сжатия, ориентированного перпендикулярно к продвижению «волн изгиба», либо как результат смещения по глубинному надвигу, опять-таки под действием сжатия (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Первый вариант был предложен Д. Гленни и Ф. Венинг-Мейнесом (Heiskanen, Vening-Meinesz, 1958) и хорошо объясняет особенности расположения аномалий разного знака на Индийской платформе и в

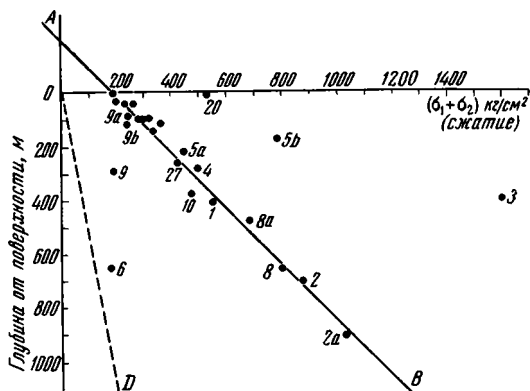


Рис. 2. АВ — изменение горизонтальных напряжений с глубиной в скальных породах Швеции, Норвегии и Финляндии; показана сумма напряжений сжатия по двум взаимно-перпендикулярным горизонтальным осям. Точки — данные экспериментальных измерений. OD — горизонтальные напряжения, которые должны были бы возникнуть под действием веса слоев, лежащих выше. Точка 6 лежит у побережья Норвегии в районе с глубинами открытыми разломами, точка 9 — в сильно трещиноватых породах Кируны (по Н. Хасту)

Гималаях (Кинг, 1967). Второй вариант, рассмотренный Дж. Умбровом (Островные дуги, 1952; Umbgrove, 1947) и Г. Штилле (Штилле, 1957), прекрасно согласуется с особенностями островных дуг и примыкающих к ним желобов — наличием наклонной зоны скалывания, ориентировкой напряжений в очагах землетрясений и рельефом (Кропоткин, 1970). Если угол наклона надвига обозначить θ , то горизонтальное напряжение сжатия определяется как $\pi = (p_1 - p_2) \cos^2 \theta$, где $(p_1 - p_2)$ — разность гидростатического давления, господствующего под + и — аномалиями на глубине 50—100 км. Величина $(p_1 - p_2)$, судя по масштабам нарушений изостазии, достигает в тектонически активных зонах

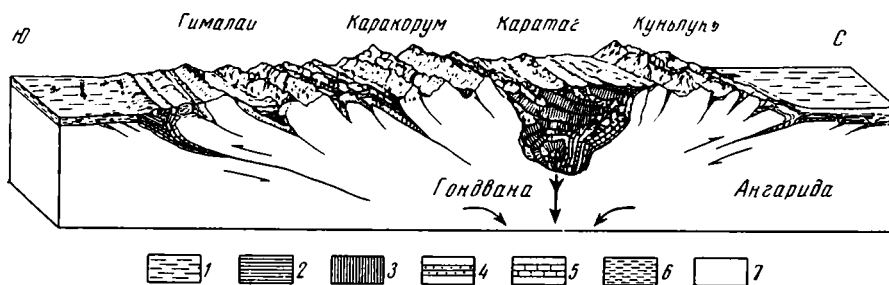


Рис. 3. Сжатие коры и образование складок и надвигов в области Гималаев и Каракорума (блок-диаграмма, по Э. Краусу)

1 — современный и третичный аллювий; 2 — третичные отложения; 3 — мел, юра и триас; 4 — карбон; 5 — палеозой (?) центральной зоны; 6 — девон и силур; 7 — палеозой, граниты, гнейсы (в значительной части — докембрий). Стрелки указывают направление движения масс

1000 кг/см² (Гутенберг, 1949). Прямые подсчеты нарушений изобарии, по данным о высоте рельефа, скоростях продольных волн и соответствующих плотностях слоев коры и мантии, дают величину $p_1 - p_2 = 2000$ кг/см² (Исаев, Ушаков, 1970).

Следовательно, сжатие, ориентированное вкрест простирания складчатых или островных дуг, их передовых прогибов и желобов, должно достигать 1500—3000 кг/см² ($\theta = 20$ —30°) или даже 2000—4000 кг/см² ($\theta = 45$ °).

Близкие оценки получаются и из экспериментов по моделированию динамометаморфизма или подсчета напряжений, необходимых для нагромождения надвигов, подъема горных цепей и увеличения толщины коры в таких зонах сжатия, как Гималаи, Каракорум и Памир (рис. 3). Ориентировка напряжений в очагах землетрясений Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов и Тянь-Шаня характеризуется резким преобладанием горизонтального сжатия. В типичном случае смещения в очаге здесь представляют собой надвиги или взбросы.

Интересно то обстоятельство, что и в зонах растяжения — на средних хребтах Атлантического и Индийского океанов и в Северном Ледовитом океане — ось наибольшего сжатия, так же как и ось наибольшего растяжения в эллипсоиде напряжений, обычно почти горизонтальна. Однако она ориентирована здесь не поперек, а параллельно простиранию этих хребтов. В общем, по данным А. В. Введенской, Л. М. Балакиной, Л. А. Мишариной и других сейсмологов, оказывается, что в 83% изученных очагов ось наибольшего сжатия образует с горизонтальной плоскостью угол меньше 45°, в том числе в 52% — меньше 20°. Исключения, которые соответствуют картине растяжения коры и образования сбросов и грабен (т. е. очаги, в которых ось наибольшего растяжения образует угол меньше 45°, а ось сжатия — больше 45° с горизонтом), сравнительно редки. Это — район Байкала и некоторые участки Среди-

земноморья (Балакина, Введенская, 1967; Мишарина, 1967; The History of the Earth's cr., 1968).

Механизмы тепловой конвекции и гравитационной дифференциации предполагают горизонтальное смещение глыб земной коры под действием подкорковых течений, вызванных вариациями плотности. Для такого течения необходима некоторая разность гидростатического давления (Δp) на уровнях поверхностей, расположенных на глубине 100—200 км ниже уровня моря. Горизонтальное сжатие коры в подобном механизме будет значительно меньше, чем Δp . Судя по сейсмологическим и гравиметрическим данным, величина добавочного горизонтального сжатия в этом случае не превышала бы 50—200 кг/см², т. е. была бы гораздо меньше того сжатия, которое фактически фиксируется по экспериментальным данным уже на глубине 1 км.

Таким образом, многие факты согласуются с предположением Хаста, что мы живем сейчас в эпоху прогрессирующего сжатия Земли. На основании данных о неравномерности вращения Земли Н. Н. Парийский пришел к выводу о происходящем в настоящее время сокращении радиуса Земли r . «Если допустить, что Земля сокращается, не изменяя своей массы и закона распределения плотностей, то имеет место соотношение: $\frac{\Delta r}{r} = \frac{1}{2} \frac{\Delta I}{I}$ (где I — момент инерции Земли.— П. К.) и за 100 лет радиус Земли должен был бы сократиться на величину $\Delta r = 0,7 \cdot 10^{-8} r = 4,5$ см» (Парийский, 1955, стр. 136). К такому же результату (сокращение на 0,5 мм/год) еще раньше пришел Б. Мейерманн (Гутенберг, 1949). Судя по упругим свойствам коры при такой скорости сокращения радиуса Земли потребовалось бы 13—25 млн лет, чтобы обеспечить то минимальное сокращение радиуса ($\Delta r = 6—12$ км), которое необходимо для возникновения напряжений около 1000—2000 кг/см². Потенциальная гравитационная энергия, освобождающаяся при таком перемещении верхнего 60-километрового слоя к центру Земли, составляет $4 \cdot 10^{26}$ эрг/год. Четвертой части этой энергии было бы достаточно, чтобы поддерживать сейсмическую энергию на современном уровне (10^{26} эрг/год; Гутенберг, 1963; Магницкий, 1965; Duda, 1965). Остальные 75% потенциальной энергии могли бы расходоваться на уплотнение нижележащих слоев Земли.

Растяжение коры на срединных океанических хребтах и в грабенах Африки и Байкала следовало бы рассматривать в такой схеме контракции или пульсационного сжатия Земли как результат выдавливания наиболее пластичного и легкого материала, подобно выжиманию глиняных, гипсовых и соляных диапиров при общем сжатии осадочных толщ. Геотермия и распределение плотностей в мантии, судя по гравиметрическим данным (см. рис. 29 и 30 в работе: Артемьев, 1966) и пониженным скоростям волн, позволяют думать, что в этих зонах действительно происходит подъем менее плотных, более нагретых, а следовательно, и более пластичных масс (The Earth's cr. 1969; Саваренский, 1966).

Сравнительно быстрые, в геологическом смысле, изменения радиуса Земли, если они действительно происходят, можно было бы, скорее всего, приписать вариациям общих характеристик гравитационного поля в ближайших частях космического пространства, например, изменениям гравитационной «постоянной» G (Machado, 1967) или гравитационного потенциала, созданного суммарным влиянием масс Вселенной.

4. СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ И СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ И РАЗНОСТИ ДОЛГОТ АМЕРИКИ И ЕВРОПЫ

Неожиданные и интересные факты выяснились также при изучении сезонных изменений скорости вращения Земли и частоты землетрясений в течение года. Статистический анализ частоты землетрясений по меся-

цам года был предпринят Р. Дике для проверки «предположения о том, что активная гравитационная масса тела зависит от его скорости по отношению к отдаленной материи». Изменения массы он сводит, как и в предыдущем случае, к изменениям величины локально измеренной гравитационной постоянной. «Вселенную. — пишет Дике, — с достаточными основаниями можно считать однородной и изотропной. Вследствие симметрии гравитационная постоянная была бы некоторой четкой функцией отношения v/c , где v — скорость лаборатории по отношению к координатной системе, в которой Вселенная изотропна. Полагая функцию и ее производные непрерывными, относительное изменение G , вызываемое движением по отношению к принятой координатной системе, можно выразить в первом приближении так:

$$\frac{\Delta G}{G} = \beta \left(\frac{v}{c} \right)^2.$$

Здесь β — безразмерная константа порядка единицы» (Дайк, 1964, стр. 129).

Принимая далее, что скорость Солнца по отношению к отдаленной материи, судя по наблюдениям красного смещения линий в спектрах внегалактических источников, составляет 300 км/сек, Дике обращает внимание на тот факт, что вследствие вращения Земли по орбите ее скорость (30 км/сек) в какой-то момент времени должна прибавляться к скорости Солнца, а спустя шесть месяцев — вычитаться из него. Вариациям суммарной скорости движения Земли (по отношению к Метагалактике) будет соответствовать, по Дике, изменение величины гравитационной «постоянной», измеряемой на Земле, в диапазоне $2 \cdot 10^{-9} < \frac{\Delta G}{G} < 2 \cdot 10^{-8}$. При увеличении v и G Земля должна несколько сокращаться в объеме.

Г. Хесс подсчитал, на основании данных об упругих свойствах Земли, изменение момента инерции I и радиуса Земли в зависимости от величины гравитационной постоянной и нашел, что $\frac{\Delta I}{I} = -0,12 \frac{\Delta G}{G}$. Изменение угловой скорости $\omega = Q/I$ и продолжительности суток L в течение года он определил как $\Delta L = 1,5 \cos(D+A)$ миллисекунд, где D — долгота «среднего Солнца», приблизительно пропорциональная времени от начала года, A — постоянная величина, которая зависит от принятого направления движения Солнца во Вселенной (Манк, Макдональд, 1964). Это совпадает по периоду и приблизительно по амплитуде с тем, что дают астрономические наблюдения. По данным международной службы времени $\Delta L = 0,5 \cos(D-38^\circ)$ миллисек. Н. Н. Парийский указывает амплитуду годовых изменений продолжительности суток 0,0025 сек, что соответствует $\Delta L = +1,25 \cos(D+A)$ миллисекунд.

Наибольшая скорость вращения Земли вокруг своей оси приходится на июль — август, наименьшая на февраль — март. Часть фактически наблюдаемой сезонной неравномерности вращения Земли связана с влиянием ветров и перераспределением вращательного момента между атмосферой и твердой Землей (Парийский, 1955). Однако основу этой неравномерности, по-видимому, составляет изменение G или активной гравитационной массы Земли M согласно гипотезе Дике. По подсчетам Е. П. Борисенкова, сделанным с учетом новейших данных о движении атмосферы (в том числе по южному полушарию, где раньше не было достаточного количества наблюдений), изменение момента и кинетической энергии атмосферы по сезонам имеет характер, противоположный тому, который требуется по «атмосферной» гипотезе изменений ω . «Мы приходим к выводу о спорности точки зрения, согласно которой сезонные изменения общей циркуляции атмосферы определяют сезонные изменения угловой скорости вращения Земли» (Борисенков, 1965, стр. 18).

Максимум скорости вращения довольно близок к тому времени года — середине или концу июня — когда направление движения Земли по орбите совпадает с проекцией направления движения Солнца в Галактике (220—250 км/сек) и суммарный вектор скорости достигает наибольшей величины. Судя по расположению и лучевым скоростям некоторых ближайших галактик, в спектрах которых космологическое крас-

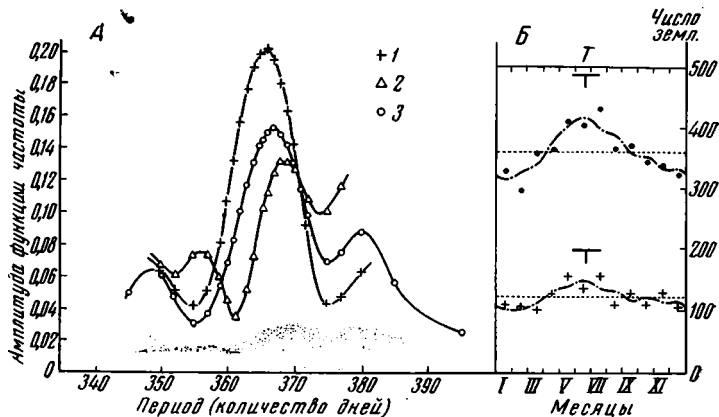


Рис. 4. Периодичность землетрясений.

А — результаты гармонического анализа частоты землетрясений для периодов, близких к одному году (по Morgan, Stoner, Dicke, 1961)

1 — землетрясения в северном полушарии; 2 — землетрясения в южном полушарии; 3 — все землетрясения. Б — частота землетрясений по месяцам года (по 2866 неглубоким землетрясениям с магнитудой M выше 6 и по 1449 глубоким землетрясениям с $M > 5$ за 1904—1952 гг.). Кружки и верхняя кривая — фактическое число и сглаженное (по скользящим трехмесячным интервалам) количество землетрясений за месяц. Крестики и нижняя кривая — то же, но по глубоким землетрясениям. Горизонтальный пунктир — среднее значение по всем месяцам года. Т — время, когда скорость движения Земли в Галактике достигает максимума

ное смещение полностью компенсировано доплер-эффектом, направление движения Солнца в Метагалактике отличается не больше чем на 20° от направления движения в Галактике. Максимум скорости движения Земли в принятой Р. Дике космологической системе отсчета, связанной с Галактикой или Метагалактикой, падает приблизительно на июнь—июль и совпадает с тем временем, когда скорость вращения Земли вокруг своей оси достигает максимального значения, а момент инерции и радиус, по-видимому, сокращаются до минимума.

Так как в это же время года сжимающие напряжения в земной коре должны были бы достигать максимальной величины, Р. Дике в 1961 г., а затем Ю. А. Трапезниковым был предпринят статистический анализ частоты землетрясений. Статистика землетрясений прекрасно согласуется со сделанными предположениями. Обработка данных по 4315 землетрясениям за 1904—1952 гг. (по реестрам в книге Gutenberg, Richter, 1954) показала отчетливый максимум в июне — июле и минимум в январе — феврале. Это характерно не только для неглубоких, но и для глубоководных землетрясений, которые происходят на глубине от 70 до 700 км (рис. 4). Однотипная картина обнаруживается и в том случае, если сравнивать распределение по месяцам землетрясений северного и южного полушарий, взятых в отдельности, или сравнивать землетрясения Тихоокеанской области и землетрясения в остальной части земного шара.

Гармонический анализ частоты землетрясений, выполненный Морганом, Стонером и Дике по двум тысячам землетрясений, обнаружил отчетливый период, равный в точности одному году. Такой период был обнаружен в частоте землетрясений как северного, так и южного полушарий, подсчитанной в отдельности. Оказалось, кроме того, что периодические изменения сейсмичности происходят на разных полушариях не в

противоположное время года, как можно было бы ожидать, если периодичность вызывается сезонными климатическими процессами (например, изменением атмосферного давления), а одновременно, т. е. совпадают по фазе (Morgan, Stoner, Dicke, 1961).

Влияние поверхностных, атмосферных процессов на глубинную сейсмичность, по-видимому, совершенно исключено. П. Кайтера ищет причи-

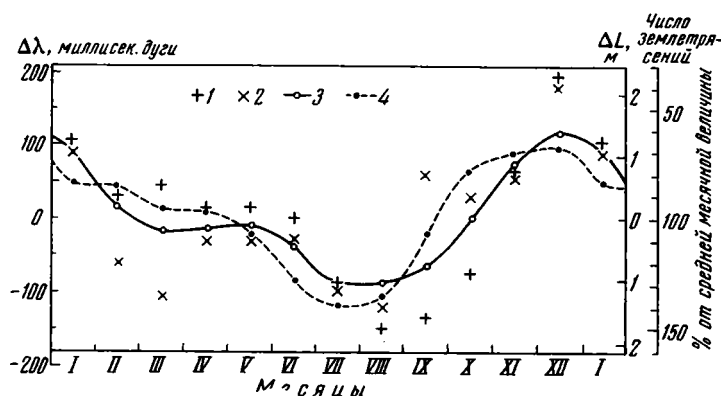


Рис. 5. Сезонные изменения в миллисекундах дуги, разностей долгот $\Delta\lambda$ европейских и северо-американских обсерваторий службы времени (среднее за 1923—1936 гг., по Н. Стойко)

1 — разность долгот Гринвича и Оттавы; 2 — разность долгот Парижа и Вашингтона; 3 — кривая (сглаженная по трехмесячным средним) изменения $\Delta\lambda$. Справа указано, в метрах, изменение расстояния между Западной Европой и северной Америкой на 45° с. ш., соответствующее $\Delta\lambda$; 4 — кривая (сглаженная по трехмесячным средним) изменения числа землетрясений в области Атлантического океана между 15° ю. ш. и 50° с. ш. (в % от средней величины, по 329 землетрясениям 1925—1958 гг. Кайтера, 1966)

ну периодичности землетрясений в изменениях давления на дно океанов (по сравнению с давлением под материками), которые могут быть связаны с небольшим изменением уровня океана при таянии льда и снега (Кайтера, 1966). Однако такие изменения давления слишком малы. К тому же во время максимума землетрясений (июнь—июль) уровень воды в океанах близок к среднему годовому значению. Колебания уровня воды и ее давления на дно океана совершенно не совпадают по фазе с изменениями сейсмичности.

Таким образом, сезонные изменения частоты землетрясений, которые происходят в течение года и обнаруживают корреляцию с изменением скорости вращения Земли, имея максимум в июне—июле, вполне согласуются с гипотезой Дике и могут объясняться только изменением радиуса и момента инерции Земли.

Эти сезонные изменения сейсмичности и скорости вращения Земли можно сопоставить с вариациями разности долгот между Гринвичем и Оттавой и между Парижем и Вашингтоном, обнаруженными Н. Стойко при статической обработке астрономо-геодезических наблюдений за 14 лет. Им были введены поправки за смещение земного полюса и боковую рефракцию (Stoyko, 1938). На рис. 5 показаны эти результаты, а также сглаженная (по трехмесячным средним) кривая изменения разности долгот. Разность долгот $\Delta\lambda$ колеблется в пределах $0^{\circ},015 = 0^{\circ},225$ дуги. По дуге малого круга, совпадающего с параллелью 45° с. ш., недалеко от которой располагаются эти обсерватории службы времени, такое изменение долготы соответствует 2,66 метра. Иными словами, получается, что в течение полугодия Западная Европа и Америка то сближаются, то удаляются на такое расстояние друг от друга.

Наибольшее удаление падает на летние месяцы. Нельзя ли видеть в этом результат раздвигания коры на срединном хребте Атлантики при внедрении в «щели» рифтов перегретого магматического или пластично-

твердого материала верхней мантии? Такой подвижный материал предполагается здесь на основании геотермических данных и пониженных скоростей сейсмических волн (Саваренский, 1966; The Earth's crust, 1969). Изменение разности долгот в районе северной Атлантики обнаруживает отчетливую корреляцию с сезонным изменением числа землетрясений, зарегистрированных в этой области (Kaitera 1966; Gutenberg, Richter, 1954).

Н. Кригер пытался объяснить периодичность в изменении долгот влиянием поверхностных ветров на результаты астрономических наблюдений. Однако, как считает Н. Н. Павлов на основании экспериментальных данных по Пулкову и Потсдаму, влияние ветра может только частично объяснить сезонный ход разностей долгот (Павлов, 1968).

Если сезонные изменения долгот и расстояний между Европой и Америкой реально существуют, то при ничтожной (на 1%) необратимости таких колебаний (т. е., скажем, если раздвигание в августе достигает 2,67 м, а сближение в декабре 2,65 м) это уже могло бы объяснить ту скорость расширения площади дна Атлантического океана, которая предполагается по палеомагнитным данным и магнитным съемкам, исходя из гипотезы Р. Дитца, Ф. Д. Вайна и Д. Х. Мэтьюза (Деменицкая, 1967; The Earth's crust..., 1969).

Вообще необходимо иметь в виду, что если предполагаемые (на основании сезонных изменений частоты землетрясений и скорости вращения) «пульсации» радиуса Земли действительно происходят, то они могут форсировать тепловую или гравитационную конвекцию в оболочке Земли, т. е. перемещение снизу вверх наиболее нагретого, наиболее пластичного и легкого материала. Как известно, такая конвекция рассматривается, в свою очередь, как причина горизонтальных перемещений глыб земной коры, складчатости, разрывов, образования океанических впадин и т. д. (Гутенберг, 1963; The History of the Earth's Crust, 1968; Хаин, 1964; The Earth's crust..., 1969).

Угол θ между вектором движения Солнца в Галактике и плоскостью эклиптики изменяется от нуля до почти 90° в течение периода обращения Солнца вокруг центра Галактики (около 250 млн лет), если ориентировка плоскости эклиптики в мировом пространстве остается неизменной. Простой подсчет показывает, что при $\theta = 90^\circ$ описанные выше годовые периодические изменения массы и радиуса Земли должны быть равны нулю, тогда как при $\theta = 0^\circ$ они будут примерно в сто раз больше, чем сейчас. Интенсивность тектонических процессов, форсированных такими пульсациями, должна была бы тоже резко изменяться. Возникает вопрос, не с этим ли связано совпадение периода тектонической цикличности и повторяемости оледенений (250 млн лет) с продолжительностью «галактического года», на которое обращали внимание П. Иордан и другие исследователи (Иордан, 1969; Umbgrove, 1947; Эйгенсон, 1962; Лунгерсгаузен, 1963).

5. ВЛИЯНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН И МАГНИТНОГО ПОЛЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ НА ДЕФОРМАЦИЮ ЗЕМЛИ

Неоднократные попытки обнаружить гравитационные волны, предсказанные А. Эйнштейном в 1916 г., наконец, по-видимому, увенчались успехом. Детекторы, сконструированные Дж. Вебером и расположенные на расстоянии 1000 км друг от друга, регистрировали одновременно проходящие гравитационные сигналы, которые, вероятно, идут к нам из Галактики (Weber, 1969). Теория показывает, что при прохождении гравитационной волны Земля испытывает небольшую своеобразную деформацию (сокращение в одном и сжатие в другом из двух направлений, перпендикулярных к направлению распространения волны; Вебер, 1962). Не исключено, что дальнейшее изучение приведет к отождествле-

нию зарегистрированных гравитационных волн с теми f -волнами или флуктуациями потенциала гравитационного поля космоса, о которых говорилось выше (Гравитация и относительность, 1965).

Неожиданный и пока еще мало понятный, но несомненный факт корреляции частоты землетрясений с вариациями числа солнечных пятен, радиоизлучения Солнца и геомагнитного индекса, был недавно установлен Дж. Симпсоном на основании статистической обработки данных по 22,5 тысячам землетрясений. Учтены были все более или менее сильные сейсмические толчки, происходившие в разных частях Земли в течение 13,5 лет (1950—1963 гг.). Обработка этого огромного материала на счетно-вычислительных машинах вполне отчетливо выявила связь сейсмичности с явлениями, характеризующими активность и электромагнитное поле Солнца и солнечной системы. Следует отметить, что связь сейсмичности с солнечной активностью предполагалась еще раньше М. С. Эйгенсоном (Эйгенсон, 1962) и А. Д. Сытинским (Сытинский, 1963) на основании гораздо меньшего количества данных.

На кривых Симпсона видно, что если за данные сутки число солнечных пятен Z оставалось постоянным, то количество землетрясений (в статистическом среднем) за такие спокойные сутки было минимальным. Если же происходили изменения — в сторону увеличения или уменьшения числа солнечных пятен, — то количество землетрясений возрастало тем больше, чем больше (независимо от знака) были изменения величины Z . При переходе к средней и повышенной изменчивости Z число землетрясений возрастает в 1,5—2 раза. Такая же зависимость связывает частоту землетрясений с отклонениями интенсивности радиоизлучения Солнца от средней величины. Корреляции настолько отчетливы, что они могут быть использованы для предсказания сейсмичности. Так, например, «если число солнечных пятен $Z=150$, то вероятность землетрясений оказывается приблизительно на 31% более высокой, чем при $Z=50$. Далее, если разница в числе солнечных пятен, по сравнению с предыдущим днем, составляет +20 или —20, то вероятность землетрясений увеличится примерно на 26% по сравнению с теми днями, когда такие изменения не происходят» (Simpson, 1968, стр. 424).

Резюмируя, можно сказать, что проблема связи тектоники с космическими влияниями выглядит теперь в новом свете. В то время, когда В. А. Обручев и А. В. Пейве высказывали предположения о такой связи, трудно было перейти от самых общих догадок к конкретной физической теории. В настоящее время, с развитием новейших вариантов теории тяготения, положение несколько изменилось к лучшему. Тектонические процессы, по-видимому, представляют собой результат двух более или менее равноценных факторов — внутренней эволюции Земли, связанной с выделением тепла при распаде радиоактивных элементов и с гравитационной дифференциацией вещества ее силикатной оболочки (отделение и погружение железа в ядро Земли, подъем более легких магматических выплавов и перегретых масс к поверхности) и космических внешних воздействий. Из них главнейшими могут оказаться периодические и нерегулярные изменения гравитационной постоянной или соответствующие изменения массы Земли.

Литература

- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», 1966.
- 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, Физика Земли, № 6, 1967.
- Белюсов В. В. Общая геотектоника. Госгеолыздат, 1948.
- Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В кн. «Земная кора», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Билинский А. И. К анализу мировых палеомагнитных данных. В сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

- Борисенков Е. П. Взаимодействие геофизических процессов в северном и южном полушариях в проблеме общей циркуляции атмосферы. В сб. «Проблемы Арктики и Антарктиды», вып. 20, Л., 1965.
- Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с ее внутренней динамикой. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отдел. геол., т. 33, № 1, 1958.
- Булин Н. К. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре. Геотектоника, 1970 (в печати).
- Вебер Дж. Общая теория относительности и гравитационные волны. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Гравитация и относительность. Сборник статей (под ред. Х. Цзю и В. Гоффмана), Пер. с англ., Изд-во «Мир», 1965.
- Гутенберг Б. (ред.). Внутреннее строение Земли. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Дайк Р. Х. Природа гравитации. В сб. «Наука в космосе», Пер. с англ., Изд-во «Наука», 1964.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Недра», 1967.
- Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология. Изд-во иностр. лит., 1964.
- Иваненко Д. Д. Основные проблемы гравитации. В сб. «Новейшие проблемы гравитации», Изд-во иностр. лит., 1961.
- Иваненко Д. Д., Сагитов М. У. О гипотезе расширяющейся Земли. Вестн. Моск. ун-та, вып. 6, 1961.
- Иордан П. Расширение Земли. Пер. с нем., Изд-во «Мир» 1970 (в печати).
- Исаев Е. Н., Ушаков С. А. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны. В сб. «Земная кора окраин материков и внутренних морей», Изд-во «Наука», 1970 (в печати).
- Кинг Л. Морфология Земли. Изд-во «Прогресс», 1967.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. В кн. «Строение и развитие земной коры», Изд-во «Наука», 1964.
- Кропоткин П. Н. Простые эмпирические соотношения космологических и физических констант. Бюл. Всес. астрон. геодез. о-ва, вып. 36, 1964.
- Кропоткин П. Н. Проблема дрейфа материков (мобилизма). Изв. АН СССР, Физика Земли, № 3, 1969.
- Кропоткин П. Н. Возраст и характер тектонических процессов островных дуг Дальнего Востока. Сб. «Земная кора окраин материков и внутренних морей», Изд-во «Наука», 1970 (в печати).
- Кропоткин П. Н., Трапезников Ю. А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1963.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. Геол. ин-та, вып. 134, Изд-во «Наука», 1965.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменении климатов прошлых геологических эпох. В кн. «Проблемы планетарной геологии», Госгеолиздат, 1963.
- Люстих Е. Н. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1962.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. Пер. с англ., Изд-во «Мир», 1964.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. Изд-во «Наука», 1967.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т. 2, Пер. с англ., Изд-во «Мир», 1969.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1940.
- Островные дуги. Сборник статей. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Павлов Н. Н. Изменение скорости вращения Земли, деформация земной коры и солнечная активность. Изв. Главной астрон. обсерв., № 183, 1968.
- Парийский Н. Н. Изменение длины суток и деформация Земли. Астрономич. ж., т. 22, вып. 2, 1945.
- Парийский Н. Н. Неравномерность вращения Земли. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, № 26(153), Изд-во АН СССР, 1955.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития, вертикальных движений и проблеме крупных горизонтальных перемещений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 39, № 1, 1964.
- Прочухан Д. П. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тезисы докл. к III регион. совещ. по инженерн. геологии, октябрь 1966. Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1966.
- Путилов К. А., Фабрикант В. А. Курс физики. Т. III, Гос. изд-во физ.-мат., лит., М., 1960.

- Саваренский Е. Ф. Изучение внешней оболочки Земли по объемным сейсмическим волнам. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 3, 1966.
- Станюкович К. П. Гравитационное поле и элементарные частицы. Изд-во «Наука», 1965.
- Сытинский А. Д. Современные тектонические движения как проявление солнечной активности. Геомagnetизм и аэрономия, т. 3, № 1, 1963.
- Тверской П. Н. Курс геофизики. Изд. 3-е, ОНТИ, 1936.
- Трапезников Ю. А. Реферативный обзор и критика современных гипотез расширяющейся Земли. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, № 5, 1963.
- Турчанинов И. А., Марков Г. А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1966.
- Усов М. А. Структурная геология. Госгеолиздат, 1940.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаст Н., Нильсон Т. Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. В сб. «Проблемы инженерной геологии», Изд-во «Мир», вып. 4, 1967.
- Хёнль Г. К истории принципа Маха. Эйнштейновский сборник, Изд-во «Наука», 1968.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). Изв. АН СССР, Физика Земли, № 1, 1967.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн. «Земная кора», Изд-во иностр. лит., 1957.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Эйгенсон М. С. Космические факторы в геотектонике. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1962.
- Эйнштейн А. Собрание научных трудов, т. 1. (Работы по теории относительности, 1905—1920). Изд-во «Наука», 1965.
- Andel S. J. van, Hospers J. A. statistical analysis of ancient Earth radii, calculated from palaeomagnetic data. Tectonophysics, v. 6, No. 6, 1968.
- Brans C., Dicke R. H. A scalar theory of gravitation and Mach's principle. Phys. Rev., v. 124, No. 3, p. 925, 1961.
- Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. Princeton, 1933.
- Dicke R. H. Gravitation — an enigma. Amer. Scientist, v. 47, No. 1, 1959.
- Dirac P. A. M. The cosmological constants. Nature, v. 139, No. 3512, 1937.
- Duda S. J. Secular seismic energy release in the Circum-Pacific belt. Tectonophysics, v. 2, No. 5, 1965.
- Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. N. Y., 1954. 2-nd ed.
- Haalck H. Geotektonik und Kosmologie. Forschungen und Fortschritte, Jahrg. 32, H. 8, 1958.
- Haarman E. Die Oszillationstheorie. Stuttgart, 1930.
- Hast N. The state of stresses in the upper part of the earth's crust. Engineering geology, v. 2, No. 1, 1967.
- Heim A. Energy sources of the Earth's crustal movements.— Intern. Geol. Congr. Report XVI session, 1933, v. 2, Washington, 1936.
- Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A. The Earth and its gravity field. New York, Toronto, London, 1958.
- Hilten S. van. Palaeomagnetic indications of an increase in the Earth's radius. Nature, v. 200, No. 4913, 1963.
- Jordan P. Schwerkraft und Weltall. (Grundlagen der theoretischen Kosmologie). Braunschweig, 1952.
- Kaitera P. Sea pressure as a geological factor. Geophysica, v. 9, No 3, 1966.
- Machado F. Geological evidence for a pulsating gravitation. Nature, v. 214, No 5095, 1967.
- Morgan W., Stoner J., Dicke R. Periodicity of earthquakes and the invariance of the gravitational constant. Journ. Geophys. Res., 1961, vol. 66, No. 11.
- Nölke F. Ursächlichkeit in der Grosstektonik. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 91, H. 2, 1939.
- Simpson J. F. Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes. Earth and Planetary Science Letters, v. 3, No. 5, 1968.
- Stoyko N. Acta Astron., ser. C, 3, 97, 1938.
- Stoyko N. Sur les relations entre la variation de la rotation, l'oscillation libre et les tremblements de Terre. Compt. rend. Acad. Sci., t. 234, No. 26, 1952.
- The History of the Earth's Crust. A symposium. Edited by R. A. Phinney. Princeton, N. Y., Princeton Univer. Press, 1968.
- The Earth's crust and upper mantle. Pembroke J. Hart, editor. Upper Mantle Project scientific report 21. American geophysical Union. Washington, 1969.
- Umbgrove J. H. F. The Pulse of the Earth. 2-d ed., 1947. The Hague.
- Ward M. A. On detecting changes in the Earth's radius. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1963, v. 8, No. 2.
- Weber G. Physical Review Letters, v. 22, No. 24, 1969.

УДК 551.240+551.71

М. В. МУРАТОВ**ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ДОКЕМБРИЯ
И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ**

Дается краткий сравнительный обзор складчатых систем докембрия, начиная с протогеосинклиналей архея и ранних геосинклинальных систем нижнего и среднего протерозоя.

Особое внимание уделено свекофеннской и гудзонской складчатым системам и их особенностям, связанным с широким развитием процессов гранитизации.

Рассмотрены геосинклинальные системы позднего протерозоя, участвующие в строении складчатых поясов, разделяющих древние платформы. Выделено два типа таких поясов: большие пояса и малые (внутригондванские), резко различающиеся по истории своего развития. Показано, что большие пояса в позднем протерозое испытали ранний этап развития, когда геосинклинальные системы формировались на основании, представленном земной корой океанического типа. В процессе же дальнейшего геосинклинального развития в них шел процесс формирования земной коры материкового типа.

**УСПЕХИ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ
И ВЫЯВЛЕНИЕ ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СТАДИИ
РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Проблемы формирования земной коры и развития складчатых систем докембрия в последние годы привлекают к себе большое внимание, что связано с исключительной важностью выяснения истории докембрия, занимающего около $\frac{7}{8}$ времени существования земной коры. До недавнего прошлого история докембрия была очень плохо известна, а возможности сравнительного изучения докембрийских складчатых систем и метаморфических комплексов были крайне ограничены. Подлинную революцию произвела разработка методики радиометрического определения возраста минералов и горных пород, которая за последние 10—15 лет дала в руки геологов данные для обоснованного определения последовательности формирования докембрийских осадочных, метаморфических и изверженных пород. Это открыло возможность не только восстановить историю докембрия, но и выявить определенные этапы развития земной коры.

Советские исследователи внесли в это дело очень большой вклад, так как, с одной стороны, в лабораториях Советского Союза сделано разными методами огромное количество радиометрических определений возраста минералов из различных метаморфических и магматических пород. Данные этих определений сведены в ряде сборников монографий и статей (Афанасьев, Багдасарян, Боровиков, Виноградов и др., 1964; Полканов, Герлинг, 1961; Тугаринов, Войткевич, 1966; Семененко, 1964; Рубинштейн, 1961 и др.).

С другой стороны, накоплен сейчас уже в значительной степени обобщенный огромный материал по стратиграфии и тектонике докембрийских образований фундамента древних платформ и других областей нашей страны. Эти данные в значительной мере сведены в трех недавно

вышедших коллективных монографиях (Стратиграфия СССР. Нижний докембрий, 1963; Стратиграфия СССР; Верхний докембрий, 1963; Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия, 1968), а также в многочисленных монографиях и статьях, среди которых можно перечислить только небольшую часть главнейших работ по Балтийскому щиту (Полканов, Герлинг, 1961; Кратц, 1963; Шуркин, 1968 и др.), Украинскому щиту (Семененко, 1964; Слензак, 1965; Доброхотов, 1967; Каляев, 1965; Козловская и Гладкий и др.), Курско-Воронежской антеклизе (Доброхотов, 1961; Зайцев, 1968; Горбунов и др., 1969), фундаменту Восточно-Европейской платформы в целом (Варданянц, 1960; Гафаров, 1963; Палей, 1965; Зандер, Томашунас и др., 1967) и Сибирской платформе (Спижарский, 1964; Салоп, 1964; Косыгин, Лазько, 1956; Мануйлова и др., 1968; и др.).

Вместе с тем советской школой стратиграфов в последние годы обоснован палеонтологический метод определения возраста верхнепротерозойских (рифейских) осадочных толщ, позволяющий сравнивать их на огромных расстояниях и восстанавливать историю рифейской эры. В этом отношении особо приходится отметить успешное изучение строматолитов и использование их для целей стратиграфии (Б. М. Келлер, Г. И. Кириченко, И. К. Королюк, И. Н. Крылов, В. П. Маслов, М. Е. Раабен, С. В. Нужнов, М. А. Семихатов и др.), что принесло уже неоценимые по значению результаты.

В итоге это дало возможность изучения многих тектонических проблем докембрия и, в первую очередь, крупнейших структурных элементов земной коры.

Одним из самых больших достижений в изучении докембрия за последние годы следует признать выявление и обособление древнейших этапов развития земной коры в начале архея, характеризующихся своеобразием осадконакопления, вулканизма и тектонических структур.

Начало изучения условий формирования древнейших метаморфических толщ архея Алданского щита, предпринятое Н. В. Фроловой (1962), привело ее к выводам о многих особенностях этих отложений, свидетельствующих о большом своеобразии обстановки осадконакопления в эпоху их отложения.

Анализ эволюции осадочного породообразования в течение докембрия был сделан Н. М. Страховым (1966), показавшим эволюцию состава атмосферы и отличие солевого состава морской воды в докембрии, связанные с этим особенности осадконакопления. Позднее попытка количественной оценки изменений в составе земной коры, воды океанов и атмосферы, начиная с самых ранних этапов существования земной коры, была сделана А. Б. Роновым (1964).

Изучение состава древнейших метаморфических комплексов нижнего архея и их тектоники на материале Алданского щита позволило Е. В. Павловскому (1962) показать особенности древнейшего архейского этапа развития земной коры. Сравнение этого материала с данными по архейской серии Киуэтин Канадского щита на основе работ Д. Т. Уилсона (Wilson, 1949) и других исследователей позволило Е. В. Павловскому (1962) и М. С. Маркову (1962, 1964) прийти к выводу о широком распространении подобного рода метаморфических комплексов, характерных для нижнего архея в пределах фундаментов древних платформ многих областей земного шара: Канады, Южной Африки, Украины, Сибирской платформы и др. Благодаря этим работам сейчас стало широко известно, что древнейшие комплексы архея состоят из гнейсов основного состава, амфиболитов, иногда с прослоями кремнистых сланцев, джеспилитов и других пород хемогенного происхождения, сопровождаемых основными и ультраосновными и интрузивными телами. Они образовались в итоге длительных и мощных излияний базальтовых и андезитовых лав, накоплений вулканических туфов и других

продуктов подводной вулканической деятельности, а также толщ граувакковых песчаников и сланцев, образовавшихся за счет размыва вулканических пород.

Древнейшие комплексы архея слагают обширные поднятия, куполовидные или неправильной округлой формы. В их сводах углы падения очень пологие и только на крыльях становятся более крутыми. Вдоль зон разломов гнейсовые толщи образуют системы крутых, сжатых складок (серия Киуэтин Канады, Тимптонский массив Сибири). Известны также узкие сжатые синклинали, вытянутые на значительном протяжении в одном направлении (Конско-Белозерская зона на Украине с возрастом слагающих гнейсов около 3000 млн лет). Остатки этих структурных форм более или менее отчетливо сохраняются среди полей сплошной гранитизации. Радиометрический возраст описываемых комплексов гнейсов всегда показывает, что мы имеем в них дело с наиболее древними образованиями земной коры с возрастом от 2700—3000 до 3600 млн лет.

Все эти данные позволили прийти к выводу, что метаморфические комплексы древнейшего архея представляют собой остатки наиболее древних частей земной коры. Е. В. Павловский впервые сделал обоснованное предположение, что эти образования формировались в догеосинклинальной стадии развития земной коры.

Е. В. Павловский и М. С. Марков установили, что осадконакопление в начале архейской эры происходило в условиях дна обширных бассейнов, отличавшихся по своим особенностям как от платформенных эпиконтинентальных, так и от геосинклинальных морей. Осадконакопление, видимо, происходило в них на дне бассейнов, располагавшихся на земной коре, близкой к современной океанической, и они покрывали обширные пространства земной поверхности. При этом тогда еще не было разделения земной коры на континентальную и океаническую и не существовало ни геосинклинальных, ни платформенных условий. Е. В. Павловский назвал эту раннюю догеосинклинальную стадию существования земной коры «нуклеарной».

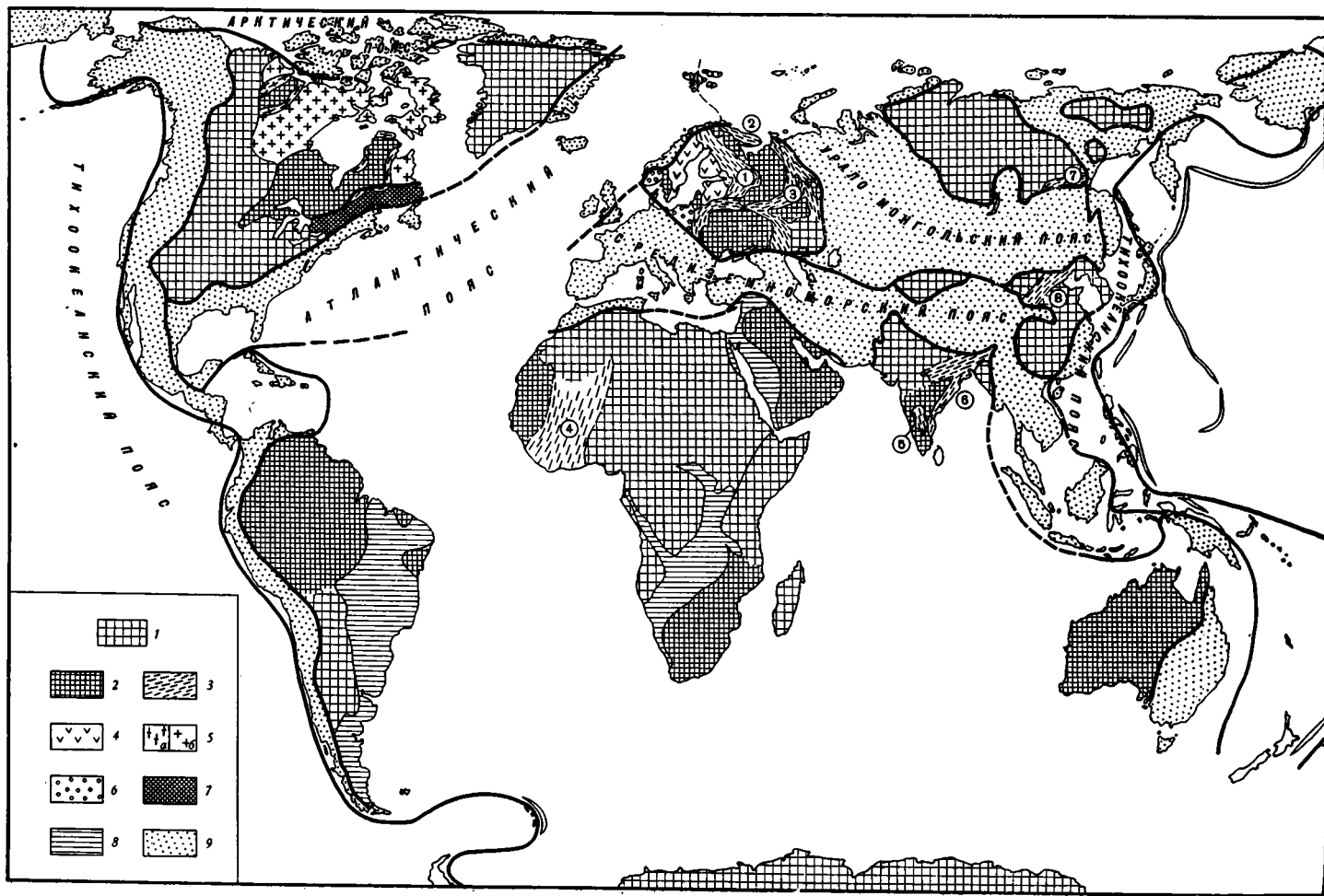
Таким образом, складчатые системы, возникшие за счет геосинклинального развития, образовались лишь позднее, вероятно, когда на земной поверхности появились участки коры, обладавшие большей мощностью и жесткостью.

Имеющийся материал позволяет сейчас установить время появления первых геосинклинальных систем и наметить черты их эволюции. Наиболее ранние их типы существовали, по-видимому, еще в конце архея и начале протерозоя. Сравнительный обзор геосинклинальных систем докембрия позволяет показать их существенные отличия от типичных геосинклинальных систем исторического времени (фанерозоя), а также наметить последовательную их эволюцию и роль в развитии земной коры.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛИ И ПРОТОПЛАТФОРМЫ

Очень разнообразные по составу гнейсовые комплексы, также достигающие значительной мощности, относятся к более молодой группе верхнего архея. Эти серии гнейсов и кристаллических сланцев, среди которых присутствуют продукты вулканической деятельности, хотя здесь они и не играют такой преобладающей роли, как среди древнейших нуклеарных архейских образований. Состав гнейсов показывает, что они произошли из разнообразных морских осадочных толщ, главным образом песчано-глинистых пород, а также вулканических туфов и лав, причем включают нередко прослойки и пачки карбонатных пород, главным образом доломитов.

Характер распространения толщ на больших площадях, их выдержанная мощность и в общем незначительные фациальные изменения



по простиранию позволили ряду авторов сделать вывод, что формирование их происходило в условиях очень обширных и однообразных прогибов земной коры. Отложения этих прогибов, возникших на поверхности нуклеарной земной коры, были охвачены процессами складкообразования, затем гранитизации и метаморфизма в условиях амфиболовой и гранулитовой фаций. Е. В. Павловский (1962) высказал ряд доводов в пользу того, что этого рода прогибы являлись своеобразными геосинклинальными впадинами — протогоесинклиналями. Они очень отличались от типичных систем геосинклинальных трогов своей большей шириной и более спокойным, хотя и сильным прогибанием. Они разделялись второстепенными незначительными поднятиями на отдельные части. В них медленно шло накопление мощных толщ морских осадков, чередовавшихся с продуктами подводной вулканической деятельности.

Описанные впадины окаймлялись поднятиями, вероятно, невысокими, но возвышавшимися все же над уровнем моря. Эти возвышенности представляли собой части массивов, сложенных складчатыми нуклеарными комплексами гнейсов основного состава и сопровождавших их магматических пород. Массивы эти, несомненно, служили источником обломочного материала, который накапливался в широких прогибах и который поступал туда в результате процессов разрушения и размыва более древних пород и выноса обломочного материала водными потоками с поднятых массивов в море.

Осадочные метаморфизованные отложения, заполняющие протогоесинклинальные впадины, сопровождаются сериями основных интрузивных пород, а также гранитоидов. Типичными их примерами являются алданский комплекс Сибирской платформы, беломорский комплекс Балтийского щита и др. В результате процессов складчатости и метаморфизма этих комплексов образовались протогоесинклинальные складчатые системы, характеризующиеся чаще всего довольно простым строением складок, но местами осложненные мелкой складчатостью. Они подверглись затем высокому метаморфизму и гранитизации.

Протогоесинклинальные прогибы были разделены и ограничены выступами нуклеарных массивов. После складкообразования и превращения их в складчатые системы они вместе с разделявшими их нуклеарными массивами образовали основание самых древних платформенных структур материков — протоплатформ (Павловский, 1964).

Как известно, протоплатформы достаточно широко распространены и составляют один из обязательных элементов строения всех древних платформ. К их числу относятся Беломорский массив и массив юго-западной Швеции, а также Кольский массив и другие массивы, включенные в систему карелид на Балтийском щите, Украинско-Воронежский или Сарматский массив юга Восточно-Европейской платформы, многочисленные массивы, выявленные по буровым и геофизическим данным под чехлом Русской плиты (Латвийско-Литовский, Средне-Волжский, Пермский и другие), а также большой Алдано-Анабарский массив на Сибирской платформе; массивы гнейсов полуострова в Индии, Южно-Африканская платформа, вся восточная часть Северо-Африканской платформы, массивы провинции Верхнего озера и Слейв на Канадском щите, почти вся Австралийская платформа, Гвиано-Бразильская плат-

Схема расположения древних платформ и докембрийских складчатых систем и поясов

1 — древние (дорифейские) платформы нерасчлененные; 2 — архейские массивы в пределах древних платформ; 3 — нижне-среднепротерозойские (карельские) складчатые системы (цифры на схеме: 1 — Карельская, 2 — Кольская, 3 — Волжско-Камская, 4 — Биримская, 5 — Дарварская, 6 — Восточно-Гатская-Сатпурская, 7 — Усть-Гилульская (Станового хребта), 8 — Утай-Хуто); 4 — Свекофенская система; 5а — Гудзонская система; 5б — гранитизированные массивы, связанные с Гудзонской системой; 6 — Дальсландская система; 7 — система Гренвиль; 8 — внутригондванские складчатые пояса; 9 — большие геосинклинальные пояса рифейской эры: Средиземноморский, Альпийский, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Арктический

форма Южной Америки, вероятно, значительная часть Антарктической платформы, а также крупные части других древних платформ.

Образованием протоплатформ заканчивается развитие наиболее ранних частей фундамента древних платформ.

Протоплатформы в дальнейшем в конце архея — начале протерозоя покрываются на отдельных участках протоплатформенным чехлом. В его формировании выделяется два этапа: первый — с образованием узких трогов палеоавлакогенов, второй — с образованием более обширных участков мощного чехла, обладающего рядом специфических особенностей. Чехол протоплатформ бывает дислоцирован (складчат) в отдельных зонах, пронизан основными интрузиями и массивами гранитоидов, содержит в своем составе мощные вулканические толщи, бывает метаморфизован до амфиболитовой фации метаморфизма. Все эти признаки протоплатформенного чехла сближают его больше с чехлом срединных массивов геосинклинальных складчатых областей и поясов, чем с чехлом древних платформ.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Метаморфические комплексы пород нижнего и среднего протерозоя сильно отличаются от архейских по характеру распространения и образуемым ими элементам складчатой структуры. Большинство нижне- и среднепротерозойских комплексов участвует в строении достаточно широких полос или зон, вытянутых на большом протяжении в длину, иногда изогнутых. Эти зоны разделяют архейские массивы и часто включают такие же древние массивы небольшого размера, как бы обтекая и окаймляя их. Рассматриваемые комплексы участвуют в строении складчатых структур, чаще всего синклиналей или более сложно построенных синклинориев, сохранившихся в виде обрывков и фрагментов, но ориентированных вдоль простирающихся полос, в состав которых они входят. Таким образом, они слагают ограниченные древними массивами складчатые системы, в строении которых участвуют метаморфические комплексы, образовавшиеся из эвгеосинклинальных формаций. Наряду с ними в большинстве систем известны и менее метаморфизованные комплексы орогенного этапа. Однако ни в одной из складчатых систем нижнего и среднего протерозоя не известны пока мѳогеосинклинальные образования.

Таких систем в пределах доступной для изучения части всех древних платформ не так много. В фундаменте Восточно-Европейской платформы выделяется наибольшее их число. Здесь на Балтийском щите можно выделить Свекофенскую, Карельскую и Кольскую системы. Обычно последние две объединяют в единую систему Карелид, однако они разделены Беломорским срединным массивом и по ряду особенностей строения (правда, второстепенных) могут быть обособлены в самостоятельные системы (рисунок).

Уже довольно давно были отмечены признаки сходства Карельской системы с типичными геосинклинальными складчатыми системами, причем сначала исследователи искали сравнения их с Альпами. Еще Е. Вегманн (Wegmann, 1929) пытался сопоставить тектонические зоны Карелид с зонами Альп. Позднее Х. О. Вейринен (1937) отнес осадочные комплексы Карельской системы Восточной Финляндии к геосинклинальным образованиям, сравнивая некоторые толщи с флишем, а ветви Карелид — с частями Альп.

Н. С. Шатский (1946), разбирая тектонику фундамента Восточно-Европейской платформы, впервые установил, что Карельская система характеризуется достаточно ясно выраженными признаками типичных геосинклинальных складчатых систем. Это впоследствии было более де-

тально обосновано К. О. Кратцем (1963) и принимается сейчас большинством исследователей докембрия Балтийского щита (Шуркин, 1968 и др.).

В пределах Карельской и Кольской систем выделяются ряды геосинклинальных прогибов, ограниченных глубинными разломами и разделенных антиклинальными поднятиями (антиклинориями). Прогибы в результате складчатости и других деформаций превращены в синклинории, причем часто последние сохранились только фрагментарно. Синклинории заполнены мощными метаморфизованными комплексами формаций нижнего карелия, образовавшимися из вулканических и осадочных толщ морского происхождения. Среди них большую роль играют продукты подводной вулканической деятельности основного и кислого состава, амфиболиты и метавулканиты, лептиты (кислые и средние вулканиты), разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы и филлиты, магнетитовые кварциты. Они представляют собой типичные геосинклинальные формации: спилито-кератофировую, терригенно-вулканогенную, вулканогенно-терригенную с ритмическим чередованием, напоминающую флиш, и другие. Нередко присутствуют железорудные формации с месторождениями железных руд, изредка встречаются и карбонатные породы. Хуже представлены в этих системах геоантиклинальные структуры — антиклинории, что несколько отличает их от типичных геосинклинальных систем палеозоя, где всегда синклинории чередуются с антиклинориями. Здесь роль антиклинориев часто играют небольшие срединные массивы, разделяющие отдельные прогибы.

Наряду с типичным геосинклинальным комплексом формаций, достаточно хорошо представлены структуры и формации верхнего карелия, образующие более плоские и широкие синклинальные прогибы типа межгорных впадин орогенного ряда более молодых систем. В их заполнении преобладают песчаники, конгломераты, аркозы (сариолий), кварциты и темные глинистые сланцы (ятулий), нередко карбонатные (долмитовые) прослои, а также пачки разнообразных эффузивных пород, совершенно так же, как и среди орогенных комплексов более молодых геосинклинальных складчатых систем.

Интрузивные комплексы, сопровождающие эти системы, представлены основными и ультраосновными породами, характерными для начальных стадий развития, и гранитоидами, среди которых выделяются две группы — более ранних микроклин-плагноклазовых гранитов конца главного геосинклинального этапа и позднеорогенных олигоклазо-микроклиновых, иногда порфириовидных гранитов, характерных для заключительного этапа. Кроме того, после окончания формирования этих систем образовались посторогенные граниты — раппакиви.

Хорошо выражены два главных несогласия, отвечающие двум главным эпохам складчатости и внедрения интрузий, типичных для геосинклинальных областей: на границе главного и орогенного этапов и в конце последнего, когда происходит заключительная складчатость и превращение геосинклинальной системы в основание платформы.

Свекофенская система Балтийского щита близка по времени окончания ее формирования к Карельской и Кольской, но вместе с тем существенно отличается от них по многим особенностям строения и истории развития. Эти особенности будут вкратце охарактеризованы ниже.

Кроме этих трех систем Балтийского щита в закрытой чехлом части платформы в последние годы выделяется ряд самостоятельных складчатых систем. Наиболее обстоятельными работами по структуре фундамента Русской плиты сейчас являются работы Р. А. Гафарова (1963) для ее северной части и В. Н. Зандера, Ю. И. Томашунаса и др. (1967). В центральной части платформы еще Н. С. Шатским (1946) по данным изучения магнитных аномалий была установлена широкая зона почти широтных простираний пород фундамента, которую он рассматривал

как продолжение Карельской системы Балтийского щита. А. Н. Зандер и др. (1967) подтвердили существование этой зоны и установили сложную систему связанных с ней разветвлений, разделенных более древними массивами. В целом она образует огромную дугу, обрамляющую с востока и юго-востока Беломорский массив и его юго-восточное продолжение.

Она не является, как полагал Н. С. Шатский, непосредственным продолжением Карелид и, скорее всего, не продолжение Карельской системы, а представляет собой совершенно обособленную, очень большую складчатую систему, сходную (на основе данных о радиометрическом возрасте пород) с Кольской и Карельской. Эта система занимает значительное пространство северо-восточной и центральной части Восточно-Европейской платформы. От нее, кроме того, отходят два ответвления — Башкирское и Рязано-Саратовское. В. Н. Зандер и др. (1967) называют ее отдельные участки и отрезки разными наименованиями (Смоленской, Владимиро-Казанской, Мезенско-Камской, Камской и Мезенской системами). Думаю, что эти «системы» составляют лишь части единой складчатой системы, которую в целом лучше бы именовать Волжско-Камской.

В Африке к числу ниже- и среднепротерозойских систем относится Биримская, расположенная на западе материка, где она протягивается от побережья Гвинейского залива на участке от Того, Верхней Вольты, Ганы, Гвинеи до Сьерры-Леоне в северном направлении, скрываясь затем под осадочным чехлом. Возможно, что северное продолжение системы расположено в пределах Регибатского щита (Западная Сахара). Возраст гранитов, прорывающих Биримскую систему, 1850—1650 млн. лет. Биримский метаморфический комплекс по составу сходен с Карельским, а песчаники Тарквия, образующие наложенные мульды, вероятно могут быть сопоставлены с орогенным комплексом, подобно верхнему карелию.

Довольно широко по площади распространены ниже- и среднепротерозойские складчатые системы в пределах Индийской платформы. На юге Индии выделяют обычно три разновозрастные складчатые системы: Дарварскую, Восточных Гат и Сатпурскую (Кришнан, 1961; Муратов, 1964). Дарварская система состоит из ряда широких и узких синклиналиев, вытянутых с севера на юг в пределах штата Майсор. Они заполнены серией терригенных и вулканогенных пород основного состава с железорудными горизонтами, превращенных в кристаллические сланцы и гнейсы. Возраст этих пород определяется в интервале 2200—2450 млн. лет, т. е. они относятся к нижнему протерозою. Полосы этих пород разделены архейскими «гнейсами полуострова», образующими небольшие срединные массивы между ними, а не типичные антиклинории. Породы подверглись гранитизации и метаморфизму с образованием ортогнейсов Чемпион и гранитов Кдосепет с возрастом 2300 млн. лет. Как видно, эта система является более древней, чем Карельские, но все же нижепротерозойской.

Время проявления складчатости системы Восточных Гат оценивается по радиометрическому возрасту прорывающих интрузий в интервале от 1550 до 1585 млн. лет.

Третья система, расположенная севернее, — Сатпурская, считается еще более молодой, со складчатостью возрастом 900—1000 млн. лет.

Однако пересмотр материалов по их геологическому строению и определений радиометрического возраста слагающих их пород и прорывающих интрузий позволяет прийти к заключению, что две последние системы невозможно разделить. Они представляют собой, по-видимому, ветви в общем единой системы, разделенные гнейсовым архейским массивом, и имеют возраст, близкий к возрасту карелид. В обеих ветвях выделяются два геосинклинальных складчатых комплекса — главный и орогенный. Для Восточно-Гатской ветви этой системы имеются много-

численные определения возраста гранитов и других пород, подтверждающие, что ее складчатость и последние интрузии не моложе 1550 млн. лет. Что же касается Сатпурской ветви, которая считается более молодой, то она состоит из складчатых структур, сложенных мощными сериями кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов, которые сопровождаются интрузиями гранитов и пегматитовыми жилами с промышленными месторождениями мусковита и многими редкими минералами. Эти жилы по определению содержащихся в них минералов — позднепротерозойские и образовались 900—980 млн. лет назад.

Вся система местами перекрывается участками платформенных отложений виндийской и кутапахской серий, возраст которых не моложе 1400—1500 млн. лет. Следовательно, подстилающие их породы древнее, чем поздний протерозой. Пегматитовые жилы, очевидно, более молодые, чем сама система.

На Китайско-Корейской платформе к нижне- и среднепротерозойским системам относится система Утай-Хуто, по возрасту близкая к карелидам и характеризующаяся присутствием обоих геосинклинальных комплексов — главного (комплекс Утай) и орогенного (комплекс Хуто) (Ма Син-юань и др., 1962).

На Северо-Американской платформе к нижнему и среднему протерозою относятся геосинклинальные прогибы Гудзонской системы, состоящей из нескольких узких зон, вытянутых в разных районах — близ Верхнего озера (Гуронская впадина), на п-ове Лабрадор, у Большого Медвежьего и Невольничьего озер.

На Сибирской платформе хорошо выраженных складчатых систем нижнего и среднего протерозоя не установлено. В последнее время многие исследователи к их числу относят комплекс Станового хребта. Однако сам становой комплекс по характеру метаморфических толщ с преобладанием амфиболитовых гнейсов и амфиболитов, в особенности в средней части его разреза, и по типу слагающих их куполовидных структур и брахисинклиналей, и близкому к северо-западному простиранию более всего сходен с археем Алданского щита. Поэтому приходится согласиться с мнением Д. С. Коржинского (1939) и других исследователей, предполагающих его архейский возраст.

Только выделенный в последние годы Ю. П. Рассказовым и др. (1967) Усть-Гилюйский комплекс, образующий полосу совершенно другого, близкого к широтному простиранию, в пределах южной части Станового хребта и хр. Тукурингры, заполняет ограниченный разломами геосинклинальный трог, наложенный на лежащий ниже становой комплекс. По возрасту этот комплекс может быть отнесен к нижнему протерозою и состоит из ряда сменяющихся снизу вверх формаций, превращенных в гнейсы и амфиболиты: диабазовой, флишевой и вулканогенно-терригенной (Рассказов, и др., 1967). Они сопровождаются позднестановыми интрузиями диоритов и гранитов. Усть-Гилюйский комплекс является пока единственным нижнепротерозойским геосинклинальным комплексом на Сибирской платформе, если, правда, не окажется комплексом, связанным с трогом типа палеоавлакогенов.

В Австралии и Южной Америке самостоятельных нижне- и среднепротерозойских систем не обнаружено. Складчатые структуры и зоны этого возраста в Южной Америке входят в состав более молодого пояса Бразилид, закончившего свое развитие в конце протерозоя.

Таким образом, насчитывается всего десять нижне- и среднепротерозойских складчатых систем, включая в это число Усть-Гилюйскую систему Станового хребта. Однако значение их, несмотря на ограниченное количество, исключительно велико. Эти системы являются, если не считать протогеосинклиналей, наиболее ранними складчатыми системами, большинство которых образовалось, несомненно, за счет развития настоящих систем геосинклинальных трогов.

Наиболее близкими по особенностям тектонической структуры и истории развития к Карельским системам являются, насколько можно судить по литературным данным, система Утай-Хуто фундамента Китайско-Корейской платформы, Биримская система Западной Африки, объединенная Восточно-Гатская и Сатпурская системы Индии.

Их отличия друг от друга и от типичных геосинклинальных систем имеют частный характер. Несколько большие отличия характеризуют Дарварскую систему. Она, как уже сказано, древнее других (2200—2300 млн. лет), в ней плохо выражены антиклинальные элементы (антиклинории) и отсутствуют структуры орогенного комплекса.

Самые значительные отличия характеризуют Свекофенскую и Гудзонскую системы. Первую из них даже, вероятно, нельзя относить к числу геосинклинальных систем, и обе они являются чрезвычайно своеобразными, особенно по масштабам процессов гранитизации.

СВЕКОФЕНСКАЯ И ГУДЗОНСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Свекофенская система была выделена И. И. Седерхольмом (Sederholm, 1899) как архейская и всегда ранее считалась более древней, чем Карельская. И. И. Седерхольм, П. Эскола и другие исследователи подчеркивали, что первоначально выделенные в Восточной Финляндии карельская и ятулийская серии, которые затем П. Эскола (1961) объединил в Карельскую систему, располагаются на древнем архейском основании. В то же время Свекофенская система такого основания не имеет, что служит одним из доводов считать ее очень древней.

Геологические соотношения этих систем указывают также на относительно более древний возраст свекофенид по отношению к карелидам. Поэтому многочисленные данные определения радиометрического возраста, выяснившие около десяти лет назад, что обе системы являются одновременными, оказались совершенно неожиданными для большинства финских геологов. Эти определения показали, что ранние и поздние гранитоиды этих систем имеют близкий возраст в интервале 1880—1730 млн. лет. Одновозрастны в них также процессы метаморфизма. Одинаковым является и возраст прорывающих их посторогенных гранитов рапшакиви — 1650—1620 млн. лет.

Вместе с тем в строении этих систем намечаются огромные различия. Свекофенская система состоит из ряда сильно изгибающихся в плане синклинальных зон в виде дуг или петель, подобных которым нет ни в одной другой протерозойской системе. Эти зоны протягиваются из Швеции через Аландские острова и дно Ботнического залива в Финляндию, участвуя в строении ее западной и центральной частей. Они состоят из мощнейших комплексов (до 8000—10 000 м) по-разному метаморфизованных пород. Среди них преобладают лептиты — мелкозернистые кварц-полевошпатовые сланцы, образовавшиеся из кислых и средних продуктов вулканизма, по которым вся формация, слагающая описываемые полосы, получила наименование лептитовой. Вместе с ними широко распространены глиноземистые сланцы и кинцигиты, образовавшиеся из глин и глинистых сланцев, присутствуют пачки полосчатых железистых кварцитов, метаморфизованные граувакковые песчаники, прослои кальцитовых мраморов. Основные и средние эффузивы имеют ограниченное распространение. То же можно сказать и о кварцитах, которые известны в низах разреза, особенно в Финляндии.

Метаморфизм пород лептитовой формации чрезвычайно сильно меняется в различных районах. Это выражается, с одной стороны, в присутствии характерных для многих районов Швеции венитовых гнейсов, которые рассматриваются как результат очень глубокого метаморфизма. Они образуют значительные площади, например, в районе оз. Меларен

(недалеко от Стокгольма) и близ Евле в южном Норрланде. В других районах, наоборот, есть места ослабленного проявления метаморфизма. Примером является известный район Тампере в Финляндии, где И. И. Седерхольмом (1899) была описана мощная серия (более 3000 м мощности) ритмично переслаивающихся филлитовых сланцев и кварцевых песчаников, которые он назвал Ботнийской системой. Выше этих сланцев известны и мало измененные эффузивы основного и среднего состава. Впоследствии эти сланцы оказались участком слабо метаморфизованных тех же свекофенских образований.

Породы лептитовой формации интенсивно складчаты, образуя как крупные синклиории, так и разные по масштабу антиклинальные структуры. Лептитовая формация сопровождается раннесвекофенскими гранитоидами, образование которых происходило одновременно со складчатостью. Они представлены гнейсовидными гранитоидами, образующими крупные тела, вытянутые по простиранию складчатых систем, которые участвуют в строении складчатых структур и имеют весьма разнообразный состав (граниты, гранодиориты, диориты и даже габбро). С ними связан метасоматоз пород лептитовой формации.

Очень характерной и, можно сказать, странной особенностью Свекофенской системы является отмеченный еще И. И. Седерхольмом факт полного отсутствия в ее пределах элементов того складчатого или метаморфического основания, на котором она развивалась. Между отдельными петлями и дугами свекофенид вместо срединных массивов расположены обширные поля позднесвекофенских гранитов, более молодых, чем окаймляющие их зоны. Эти граниты образуют также секущие тела и дайки и целые батолиты. Именно с ними связано образование венитовых гнейсов с их характерной, как бы гофрированной текстурой, а также мигматизация многих участков и значительных площадей свекофенид.

Самым крупным является Центрально-Финляндский гранитный массив неправильно сердцевидной формы в плане, имеющий до 250 км в поперечнике. По его периферии развиты гранодиориты, кварцевые диориты и присутствуют габброиды. Они относятся к раннесвекофенским интрузиям, возникшим одновременно со складчатостью. Центральную часть массива слагают позднесвекофенские огнейсованные граниты. Подобным, но меньшим по размерам является гранитный массив Васа в западной Финляндии, ряд свекофенских гранитных массивов в Швеции, в том числе большой Смоландский массив на юге. В их пределах присутствуют небольшие изолированные среди гранитов участки, блоки и ксенолиты гнейсов, кварцитов и других свекофенских метаморфических пород, но нет никаких признаков древнего основания.

Как видно, Свекофенская система существенно отличается от Карельской и других геосинклинальных складчатых систем. Наиболее ярко эти отличия выражаются в слабом развитии орогенного комплекса, отсутствии складчатого основания системы и исключительно широком развитии явлений гранитизации.

Правда, орогенный комплекс все же, видимо, присутствует в отдельных участках свекофенид. Во-первых, в Северном Норрланде на границе с карелидами, в бассейне р. Шелефте-Эльв, на мощную свекофенскую вулканогенно-осадочную серию несогласно налегает серия Вагерфорс, которая состоит из конгломератов, песчаников, аркозов и алевролитов и, возможно, соответствует верхнему карелию и в то же время является молассовой (отвечает орогенному комплексу). Во-вторых, в центральной Швеции в районе оз. Меларен на лептитовую серию несогласно налегают конгломераты Элвестроп, также, возможно, составляющие элемент орогенного комплекса. Даже если упомянутые обломочные отложения действительно формируют участки структур орогенного комплекса свекофенид, все равно распространение их крайне ограничено по сравнению с другими складчатыми системами.

И. И. Седерхольм придавал отсутствию основания у свекофенид очень важное значение, считая одним из аргументов для отнесения выделенного им свиония (который впоследствии вместе с ботнием вошел в состав свекофения) к древнему архею. Несомненно, однако, что отсутствие основания — явление вторичное, связанное с гранитизацией и обусловленное ее грандиозным масштабом. Судя по составу лептитовой формации — значительной роли в нем кварц-полевошпатовых пород и кислых вулканических продуктов — и ее широкому площадному распространению, можно считать вероятным, что основанием ей служил комплекс более древних пород гранито-гнейсового облика, т. е. что она формировалась на поверхности земной коры материкового типа, а не на дне бассейна с океанической корой.

Многочисленные данные радиометрического определения возраста гранитоидов показывают, что складчатость свекофенских осадочно-вулканогенных образований была связана со временем образования и внедрения раннесвекофенских гранитоидов, а широкая гранитизация, мигматизация и высокий метаморфизм толщ обусловлен образованием позднесвекофенских гранитоидов. Те и другие по времени образования очень тесно связаны с Карельской складчатой системой.

Лептитовая формация по условиям образования очень отличается от карелид, хотя в них обеих есть сходные элементы: лептиты, присутствующие в небольшом количестве в карелидах, железорудные формации, сходные гранитоиды. На время образования самой лептитовой формации свекофенид после выяснения одновозрастности гранитоидов и метаморфизма этой формации с Карельской были высказаны две различные точки зрения.

Ряд финских геологов В. Мармо, А. Миккола (Магто, 1954; Mikkola, 1959); как пишет К. О. Кратц (1961); А. Симонен (1963), сам К. О. Кратц (1961), К. А. Шуркин (1968) пришли к выводам, что лептитовая формация, слагающая Свекофенскую систему, является по времени осадконакопления одновозрастной с Карельским геосинклинальным комплексом, но образовалась в другой, как выразился К. О. Кратц, структурно-фациальной зоне. Иначе говоря, свекофенская система, хотя и одновозрастна с Карельской и тесно связана с ней по истории магматизма, но является в то же время обособленной складчатой системой. При этом К. О. Кратц (1961, 1963) неоднократно подчеркивал в своих работах, что имеется в виду одновозрастность нижнего карелия (а не всего карелия и не верхнего карелия) с свекофенским осадочным комплексом.

Другое предположение было высказано П. Эскола (1961) и, судя по ссылке в работе А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961), одновременно Н. Магнусоном, которые считают, что лептитовая формация свекофенид является более древней, чем карелиды, архейской формацией, только охваченной более поздней гранитизацией и метаморфизмом в тесной связи с карельской складчатостью и интрузиями.

Хотя, конечно, этот вопрос требует еще дальнейшего изучения, но ряд фактов скорее свидетельствует в пользу первого предположения. Так, раннесвекофенские гранитоиды и связанные с ними процессы складчатости имели бы при более раннем образовании лептитовой формации более древний, архейский возраст. Во-вторых, как отмечает К. О. Кратц (1961), упомянутые выше филлиты района Тампере, а также сланцы Уте в Швеции, которые не были охвачены позднесвекофенской метаморфизацией, должны иметь возраст первоначального метаморфизма и свидетельствовать об истинном возрасте свекофенского осадочного комплекса. Филлиты Тампере имеют радиометрический возраст 1690—1660 млн. лет, соответствующий позднему карелию, а сланцы Уте — 1730—1570 млн. лет. Таким образом, мы имеем здесь, действи-

тельно, дело с возрастными аналогами карельских комплексов, а не с более древними породами.

Вместе с тем коренное отличие свекофенской лептитовой формации и нижнекарельского комплекса выражается в их формационном составе. Карельский комплекс является, как и было отмечено выше, достаточно типичным геосинклинальным. Лептитовая формация представляет какой-то совершенно особый комплекс, не похожий на типично геосинклинальные формации и сходный с ними только по мощности. По преобладанию в ней кислых эффузивов она, скорее, ближе к орогенным образованиям. Не похожа она и на образования чехла платформ. Сейчас невозможно указать другие сходные с ней образования.

Свекофенская система является, таким образом, совершенно своеобразной складчатой системой. По-видимому, ее нельзя назвать геосинклинальной системой, так как нет признаков ее образования за счет развития настоящих геосинклинальных трогов с характерным для них основным вулканизмом. Лептитовая формация, хотя, возможно, и одновозрастна с нижним карелием, но имеет совершенно другое происхождение.

По тектоническому положению свекофенская система занимает место срединного массива рядом с Карельской системой. Сильная гранитизация свекофенид, одновозрастная гранитизации в Карельской системе, как раз может служить доводом в пользу такого понимания их тектонического положения.

Вероятно, лептитовая формация свекофенид первоначально заполняла ряд более или менее глубоких депрессий на поверхности протоплатформы, разделенных ее выступами, с которых шел снос обломочного материала. В этих впадинах и произошло накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ. Эти толщи были захвачены складчатостью одновременно с внедрением комплекса раннесвекофенских гранитоидов, а затем подверглись гранитизации одновременно с образованием позднесвекофенских гранитов. Генетически эти гранитоиды были связаны с формированием Карельской складчатой системы и ее заключительным этапом развития. Вероятно, таким образом, прав был П. Эскола (1961), писавший, что область свекофенид в карельскую эпоху не была геосинклинальной, «но туда была направлена наибольшая миграция элементов из глубины и интенсивная гранитизация, которая по возрасту является карельской» (Эскола, 1961, стр. 205). Однако, в то же время он, вероятно, ошибался, считая лептитовую формацию более древней, чем карельская.

Как видно, есть основания высказать предположение, что свекофенский осадочно-вулканогенный комплекс образовался как чехол на поверхности протоплатформы, игравшей по отношению к Карельской системе роль срединного массива. Последние в геосинклинальных системах часто бывают пронизаны теми же гранитными интрузиями, которые прорывают складчатые структуры самой этой системы и связаны с ее заключительным этапом развития.

В данном случае только поражает грандиозный масштаб процессов гранитизации, подобного которому мы не знаем в более поздних складчатых системах и областях.

Известными чертами сходства со Свекофенской системой обладает, по-видимому, Гудзонская система Канадского щита. Нижне- и средне-протерозойские метаморфические комплексы этой системы образуют, согласно тектонической карте К. Х. Стоквелла (1964), ряд узких длинных зон — синклиналиев, окаймляющих два древних архейских массива: Верхнего озера, охватывающий огромное пространство Канады (от Великих озер до побережья Гудзонова залива), и Слейв (между Большим Невольничьим и Медвежьим озерами). Наиболее хорошо эти зоны выражены с двух сторон массива Слейв и на юге и востоке массива Верхнего

озера, образуя здесь ряд синклиналиев, вытянутых вдоль системы разломов, ограничивающих края этого массива. Они вытянуты в один ряд с юга на север вдоль п-ова Лабрадор почти на 1000 км в длину, а южнее и севернее отгибаются к западу в соответствии с контурами края массива. При этом они отделяют древние архейские массивы Верхнего озера и Слейв от расположенного между ними большого массива бассейна р. Черчилль и его продолжения. Этот массив также состоит из древних гнейсов, подвергшихся очень сильной гранитизации и мигматизации в эпоху Гудзонской орогенции (1500—1700 млн. лет назад), с которой были связаны процессы складчатости в упомянутых узких синклинальных зонах. Последние представляют собой своеобразную геосинклинальную систему, состоящую из одного ряда прогибов, в отличие от обычных геосинклинальных систем. При этом синклиналии, возникшие из этих геосинклинальных прогибов, имеют резко выраженное асимметричное строение (Гестил и др., 1963).

Со стороны массива Черчилль, с обеих его сторон и со стороны его продолжения на п-ове Лабрадор они окаймлены зонами глубинных разломов, а в сторону архейских массивов Верхнего озера и Слейв заполняющие прогибы осадочно-вулканогенные формации понемногу утончаются, залегают более спокойно и постепенно переходят в породы осадочного чехла, покрывающие края этих массивов.

Такое асимметричное строение синклиналиев позволяет прийти к заключению, что Гудзонские геосинклинальные прогибы связаны с гигантской системой разломов, как бы бороздой, отделившей массив Черчилль от архейских массивов. Вдоль этой борозды и образовались геосинклинальные трюги, вероятно как поверхностное проявление расколов земной коры, идущих на большую глубину. С ними же связаны и глубинные процессы, приведшие в конечном счете к проявлению широкой гранитизации на обширных пространствах массива, расположенного внутри этих зон разломов. При этом самое интересное, что эти процессы проявились не симметрично с обеих сторон разломов, а только в сторону массива Черчилль, который подвергся широкой гранитизации (Уильсон, 1968), по масштабу близкой к гранитизации свекофенид.

Так же как на Балтийском щите, система карелид и гнейсовый массив юго-западной Швеции, окаймляющие свекофениды, не подверглись массовой гранитизации, когда расположенная между ними область свекофенид оказалась гранитизированной; в меньшей степени гранитизирован был и Беломорский массив. На примере Канадского щита гранитизированным оказался срединный массив между системами геосинклинальных прогибов, в то время как окаймляющие их с другой стороны архейские массивы не были ею затронуты.

Можно привести много примеров срединных массивов, которые не только характеризуются тем, что ограничивают и разделяют складчатые системы, образуя выступы их складчатого основания, но вместе с тем являются участками земной коры, в которые внедряются большие массы гранитоидной магмы. При этом формируются интрузивные тела одинакового состава с гранитоидами заключительного (орогенного) этапа самой складчатой системы и характеризующиеся одинаковым с ними временем внедрения.

Достаточно указать примеры таких массивов, сложенных допалеозойскими (байкальскими) складчатыми комплексами, как Чешский срединный массив с внедренными в него герцинскими гранитоидами Рудных гор и Судет; кадомский (байкальский) массив Центрального плато Франции также с позднепалеозойскими гранитоидами; верхнепротерозойский Улутавско-Кокчетавский массив Казахстана с внедренными в него среднепалеозойскими (каледонскими) гранитоидами.

По-видимому, это была широко проявлявшаяся на протяжении геологической истории закономерность, заключающаяся в том, что в сре-

динные массивы, разделяющие или ограничивающие геосинклинальные складчатые системы, внедрялись гранитоиды, рожденные в процессе развития этих систем. При этом область их внедрения часто оказывается достаточно удаленной от осевой зоны геосинклинальных прогибов. Мы еще не знаем механизма связи этих явлений и можем только догадываться о причинах этой зависимости, но сама закономерность, иллюстрируемая огромным количеством примеров, является вполне достоверной.

Проявление гранитизации срединных массивов свекофенид и Канадского щита было во много раз более значительным по масштабу и объему образовавшейся гранитной магмы и по величине охваченной ею площади, чем в палеозойских срединных массивах. Однако сущность этих явлений, видимо, была сходная.

В отдельных областях фундаментов древних платформ процессы гранитизации продолжались и в позднем протерозое, свидетельством чего является так называемый пояс Гренвилль, который, как совершенно справедливо показал Е. В. Павловский (1967), представляет собой также архейскую протоплатформу, подвергшуюся наложенным процессам гранитизации и метаморфизма в позднем протерозое (900—1000 млн. лет назад). Такого же рода образованием является, видимо, и Мозамбикская зона наложенного позднепротерозойского метаморфизма в Африке.

В связи со сказанным следует вкратце затронуть проблему Дальсландской складчатой системы юго-западной Швеции. При перечислении ниже- и среднепротерозойских систем мы ее не включили в их число, так как хорошо известно, что Дальсландская система по радиометрическому определению возраста окончания складчатости считается позднепротерозойской (900—1000 млн. лет). Однако это — возраст гранитного массива Бохус и сопровождающих его пегматитовых жил, секущих серию Дальсланд, а также широкой гранитизации с образованием гранитов Телемарк в южной Норвегии.

В строении системы Дальсланд принимают участие гнейсы и кристаллические сланцы формации Омель, залегающей на архейских гнейсах. Выше залегает серия Стура-Ле — Марсранд, состоящая из кварцитов и вулканических пород (Гейер, 1967). Эти породы слагают главный геосинклинальный комплекс системы, на который несогласно ложится серия Дальсланд: внизу конгломераты, граувакки и кварцевые песчаники с пачками риолитов, выше — аркозы, конгломераты, кварцевые песчаники, чередующиеся со сланцами и основными эффузивами. Общая мощность — около 2000 м (Гейер, 1967).

Дальсландская серия представляет собой довольно типичный моласовый (орогенный) комплекс и слагает широкую синклиналь. Формация Телемарк Норвегии тоже — мощный орогенный комплекс, слагающий синклиналь и сохранившийся среди поля сплошной гранитизации. Более древние комплексы этой системы здесь не сохранились (Барт, Рейтан, 1967). Возраст метаморфизма и гранитизации соответствует возрасту гранита Бохус и составляет 800—1000 млн. лет.

Как видно, здесь доказанным является только возраст гранитизации и метаморфизма этих образований, но, видимо, не исключено, что они могут быть более древними и соответствовать по времени формирования главного геосинклинального и орогенного комплекса Карельской системе. В пользу этого указывает сходство дальсландской формации с верхнекарельским комплексом. В свете имеющихся данных такое предположение имеет основание для обсуждения, приходится учитывать только более молодой процесс гранитизации на юго-западной окраине Балтийского щита по сравнению с областью свекофенид.

Несомненно гранитизация в больших масштабах широко проявлялась при развитии ниже- и среднепротерозойских геосинклинальных систем и охватывала большие площади фундамента древних платформ.

При этом, судя по возрасту гранитизации комплекса Гренвилля, а также Дальсландской системы и области Телемарк в Норвегии, она проявлялась в отдельных частях платформ до середины позднего протерозоя.

Становление фундаментов древних платформ связано, таким образом, не только с развитием ниже- и среднепротерозойских геосинклинальных систем, которые соединяли, как бы спаивали более древние массивы, но и с процессами широкого проявления гранитизации. Они и привели в конечном итоге к образованию типичной для древних платформ земной коры с мощным «гранитогнейсовым» слоем. В дальнейшем своем развитии фундаменты платформ подвергались отдельным деформациям, раскалыванию, и в них внедрялись более молодые интрузии, но в целом образование остовов древних платформ закончилось в среднем и начале позднего протерозоя.

ДВА ТИПА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ РИФЕЙСКОЙ ЭРЫ

Осадочные и метаморфические комплексы верхнего протерозоя распространены по сравнению с древними на более обширных пространствах земной поверхности. Они участвуют в строении как платформенного чехла древних платформ, так и многочисленных геосинклинальных систем рифейской эры. Последние впервые образуют не только отдельные системы и сравнительно небольшие складчатые области, но огромные по ширине и протяженности складчатые пояса, которые разделяют на всей площади материков древние дорифейские платформы друг от друга.

Среди осадочных и метаморфических комплексов верхнего протерозоя можно выделить два резко различных класса формаций: типичные платформенные и типичные геосинклинальные с характерными для них особенностями распространения и последовательными рядами.

Среди верхнепротерозойских формаций чехла древних платформ выделяют как образования начального этапа развития чехла, связанные с авлакогенами и окраинными (перикратонными) прогибами, так и типичные платформенные, покрывающие фундамент древних платформ на обширных пространствах, которые слагают нижний этаж чехла большинства древних платформ.

Для рифейской эры характерно появление впервые в истории земли всех типов формаций, свойственных настоящим геосинклинальным системам. Здесь широко развиты как эвгеосинклинальные ряды и типы формаций, так и столь же хорошо представленные миогеосинклинальные формации. Их сопровождают реже встречающиеся орогенные (молассовые) комплексы формаций межгорных впадин и даже изредка краевых прогибов, а также близкие к платформенным формации чехла срединных массивов.

Верхнепротерозойские геосинклинальные комплексы участвуют в строении всех складчатых поясов земной поверхности и играют в их строении чрезвычайно важную роль. При этом среди самих геосинклинальных складчатых поясов, в зависимости от их строения, истории развития и того положения в их складчатой структуре, которое занимают рифейские геосинклинальные формации, выделяются два совершенно разных типа.

К одному из них относятся главные или большие геосинклинальные складчатые пояса, которых можно на земной поверхности выделить всего пять: Тихоокеанский, Атлантический, Средиземноморский, Урало-Монгольский и Арктический.

К другому типу относятся три, значительно более ограниченных по размерам, малых пояса, расположенных среди древних платформ Гондваны: Катангский и Аравийский (Красноморский) в Африке и Бразильский в Южной Америке.

Большие межплатформенные пояса слагают широчайшие полосы поверхности материков и дна окраинных и внутренних морей, разделяющие края древних платформ.

Средиземноморский пояс разделяет Восточно-Европейскую, Таримскую, Китайско-Корейскую и Южно-Китайскую платформы от Африканской и Индийской; Урало-Монгольский пояс — Восточно-Европейскую, Таримскую и Китайско-Корейскую платформы от Сибирской, образуя гигантскую дугу в центре материка Азии.

Атлантический пояс Европы, включающий складчатые системы Скандинавии, Британских островов и Шпицбергена, по многим чертам строения очень сходен со структурами Атлантического побережья Гренландии, Канады и Аппалачей. Это позволяет их рассматривать так же как части единого Атлантического складчатого пояса, разделяющего Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы.

Тихоокеанский пояс ограничивает края Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Австралийской, Антарктической, Южно-Американской и Северо-Американской платформ и отделяет их от талассократона — дна Тихого океана. Арктический пояс ограничивает на севере край Северо-Американской платформы, отделяя ее от океанической впадины Арктики.

Большая часть площади перечисленных поясов в пределах материков представляет по строению молодые платформы различного возраста — эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и эпимезозойские. Однако в двух поясах — Средиземноморском и Тихоокеанском сохранились современные геосинклинальные области — Альпийская и Индонезийская в первом из них, Курильско-Камчатская, Алеутская, Антильская, Ново-Гвинейская, Ново-Зеландская и др. — во втором.

Верхнепротерозойские комплексы осадочных, метаморфических и изверженных пород образуют в пределах всех поясов многочисленные выходы на поверхность, более или менее значительные по площади. Некоторые из этих участков представляют самостоятельные складчатые системы, ранние и поздние байкалиды. В отдельных случаях эти системы образуют кайму вдоль края древних платформ, как, например, Байкальская складчатая область западной окраины Сибирской платформы, или Тиманская система вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, система Аделаида вдоль восточной окраины Австралийской платформы. Чаше внутри поясов складчатые комплексы верхнего протерозоя образуют более или менее значительные по размеру срединные массивы между более молодыми складчатыми системами, а также выступают внутри самих этих систем в ядрах антиклинорий. Повсеместное распространение выходов пород верхнего протерозоя почти во всех более молодых складчатых системах указывает на широчайшее распространение рассматриваемых комплексов в пределах всех складчатых поясов, под более молодыми складчатыми образованиями и под нескладчатым чехлом. При этом они образуют вместе с нижне- и среднепротерозойскими комплексами нижний этаж структур, который соответствует раннему периоду развития поясов. Последние развивались, несомненно, в течение всего позднего протерозоя, а затем их геосинклинальное развитие продолжалось в палеозое, а в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах в мезозое и кайнозое, да и сейчас в них сохранились еще геосинклинальные области.

Совершенно другую роль играют верхнепротерозойские осадочные и метаморфические комплексы в поясах другого типа — Катангском, Аравийском и Бразильском, которые можно назвать внутрикратонными или внутригондванскими. Их строение недавно было освещено по новым данным Н. А. Штрейсом (1964).

Катангский пояс протягивается от бассейна р. Уэле (верховья Убанги) через район озер Альберта, Киву, Танганьика в Катангу и далее на

юго-запад через оз. Окаванго, район Дамары до берега Атлантического океана. В строении его принимают участие, согласно данным новейшей тектонической карты Африки, составленной под редакцией Г. Шубера и А. Фор-Мюре (Chubert, Faure-Muret, 1964), очень разнообразные метаморфические комплексы. Древнейшими являются комплексы Хомболо, Рузизи с возрастом 2100—2500 млн. лет. Большую роль играют комплексы Убенди, Кибали, Маюмба, Тумбиди и др. с возрастом метаморфизма 1800—1500 млн. лет. Далее также распространены комплексы Кибара, Анколе, Бурунди, Карагве и Ирумид, прорванные интрузиями с возрастом 850—1100 млн. лет. Наконец, верхний этаж слагают комплексы Катанга, Мвашия, Кунделунгу, Дамара и другие с возрастом метаморфизма 600—700 млн. лет. Есть в этом поясе также и отдельные глыбы и массивы архейских гнейсов, слагающих основание всего пояса.

Таким образом, этот пояс формировался очень длительное время, начиная с нижнего и среднего протерозоя (Рузизи — Убенди и др.) и до конца рифея (позднего протерозоя).

Для Аравийского пояса, который, может быть, составляет продолжение Катангского, также есть данные о наличии в основании комплексов среднего протерозоя с возрастом 1650 млн. лет, хотя главную роль в его строении играют мощнейшие комплексы верхнего протерозоя (Браун и Джексон, 1963; Штрейф, 1964). В их составе хорошо обособляется самый верхний этаж, слагаемый сериями Хаммамат и Фатима, представляющими молассовые образования заключительного этапа.

Бразильский пояс, впервые выделенный Г. Штилле (Stille, 1951), как показывают современные данные (Grabert, 1963; Almeida, 1966; Ferreira, 1968) включает также разновозрастные образования и вытянут с севера на юг через всю Бразилию между архейскими Гвиано-Бразильским и Атлантическим массивами (протоплатформы). При этом в состав пояса Бразилид входят комплексы Транс-Амазонский (1800 млн. лет), Эспиньясо (1300—1800 млн. лет) (Ferreira, 1968), Минасский (900 млн. лет) и Бразильский, слагающий ряд складчатых систем с возрастом 600—500 млн. лет (Богданов, 1970). Окончание складчатости в нем бразильские геологи (Almeida, 1966; Ferreira, 1968) связывают с байкальской складчатостью (500—700 млн. лет) и так принимают это название в своих работах и на картах.

Как видно, все три Внутригондванских пояса представляют собой области развития комплексов нижнего, среднего и верхнего протерозоя. При этом последние, хотя и играют важную роль в их строении, но образуют самый верхний этаж, и им заканчивается развитие всех трех поясов, являющихся по возрасту складчатости байкальскими. В конце палеозоя они были превращены в основание эпибайкальской платформы, и их дальнейшее развитие как складчатых поясов прекратилось.

Внутригондванские пояса являются таким образом более древними по времени образования, чем большие пояса. Они, видимо, образовались поверх протоплатформенного основания в начале протерозоя и развивались в течение всего протерозоя. В их пределах проявилось несколько крупных эпох складчатости в течение протерозоя, во время которых сложились и метаморфизовались отдельные участки этих поясов. Окончание их развития связано с концом протерозоя.

Внутригондванские складчатые пояса, следовательно, по времени возникновения одинаковы с ниже-среднепротерозойскими складчатыми системами (Карелидами) и могут, возможно, рассматриваться как сильно запаздальные в своем развитии Карелиды, испытавшие неоднократную складчатость в течение всего протерозоя, но закончившие геосинклинальное развитие только в самом начале протерозоя, в эпоху байкальской складчатости. Их верхние этажи не испытали сильной гранитизации и глубокого метаморфизма, и во многих случаях их наиболее поздние

складчатые образования представлены орогенными комплексами верхнего рифея — венда по возрасту.

Следовательно, по истории развития и основным чертам строения оба типа складчатых поясов — большие межплатформенные, внутригондванские чрезвычайно сильно различаются и должны рассматриваться как совершенно разные категории крупнейших структурных элементов земной коры.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ БОЛЬШИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Восстановить строение верхнепротерозойских складчатых систем в пределах всех геосинклинальных поясов сейчас не представляется возможным, так как остатки этих систем сохранились только в виде фрагментов, выступающих в срединных массивах и ядрах антиклинорий более молодых складчатых систем. Только в немногих случаях мы видим сохранившиеся протяженные по площади байкалиды, как упомянутые Байкальская и Тиманская области, Англо-Галицийская область Центральной Европы под платформенным чехлом (Журавлев, Рабен, 1968), «ось» Внутренней Монголии, система Аделаида, да и то они все в большей или меньшей степени прикрыты чехлом. Вместе с тем роль верхнепротерозойских складчатых комплексов в строении больших поясов достаточно ясна. Они слагают нижний этаж складчатых структур поясов, образуя таким образом складчатое основание палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых систем, или основание эпибайкальских молодых платформ.

Для того чтобы попытаться выяснить в пределах этого основания закономерности строения верхнепротерозойских складчатых зон и их историю развития, приходится обратиться к анализу слагающих их метаморфизованных осадочных формаций, а также к их условиям залегания и взаимоотношениям, используя ограниченные данные по районам их выходов на поверхность.

Как уже упомянуто, среди рифейских геосинклинальных комплексов присутствуют все типы этих образований, достигающие при этом огромных мощностей.

Вдоль окраин Урало-Монгольского пояса очень ясно прослеживаются зоны развития миогеосинклинальных формаций рифея. Они располагаются вдоль западного склона Урала, окаймляя Восточно-Европейскую платформу, а также вдоль западного края Сибирской платформы и со стороны Восточного Саяна и Прибайкалья. Они представлены мощными слоистыми карбонатно-глинистыми формациями, разделенными несогласиями обычно на четыре главных комплекса (надсерии), которые на Урале и были приняты за стратотипы основных подразделений рифейской группы.

В настоящее время на основе изучения земной коры геофизическими методами стало известно, что зоны развития миогеосинклинальных формаций по краям Урало-Монгольского пояса расположены на захваченном опусканиями и расколами на блоки фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Для Урала, в частности, выяснилось (Соболев, 1968; Ананьева и др., 1968), что миогеосинклинальная зона рифейских складчатых структур простирается до поднятия Урал-Тау, и до этого же шовного антиклинория выявляется присутствие платформенного основания, которое в пределах этого поднятия исчезает и сменяется складчатым верхнепротерозойским основанием, в строении которого участвуют уже эвгеосинклинальные метаморфизованные рифейские образования.

В Скалистых горах запада Северной Америки верхнепротерозойский комплекс представлен сериями Белт и Виндермер. Эти мощные миогео-

синклинальные формации связаны здесь с краем Северо-Американской древней платформы. Очень вероятно, что и в других складчатых поясах, где по окраинам распространены мезогеосинклинальные формации верхнего протерозоя, они связаны также с платформенным основанием.

В центральных частях складчатых поясов значительным преобладанием пользуются эвгеосинклинальные формации, обычно представленные эффузивными, эффузивно-пирокластическими, преимущественно основного и среднего состава, и вулканогенно-осадочными формациями, сопровождаемыми вулканогенно-кремнистыми, глинисто-сланцевыми и граувакковыми формациями. Они участвуют в заполнении относительно узких и длинных геосинклинальных трогов, ограниченных системами глубинных разломов. Выделение таких трогов рифейского возраста, естественно, представляет трудности ввиду относительно небольших площадей современных выходов пород верхнего протерозоя. Вместе с тем во многих местах они могут быть более или менее обоснованно намечены, особенно в пределах Урало-Монгольского пояса. К их числу относятся трюги, образующие гигантский треугольник в Алтае-Саянской горной области (Хоментовский, 1963), состоящий из эвгеосинклинальных прогибов, вытянутых вдоль Западного Саяна (джебашская серия), осевой зоны Кузнецкого Алатау (кондомская серия) и южного склона Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы. Подобный же еще более крупный трюг образует внутреннюю эвгеосинклинальную зону Байкальской складчатой области (Салоп, 1964). Сходные по строению трюги можно наметить в Средней Азии, вдоль Киргизского хребта и Терской-Алатау (Королев, 1967), вдоль восточного склона Урала, где элементы этого трюга служат сейчас фундаментом палеозойских складчатых структур. В пределах Центрального Казахстана рифейские толщи, достигающие огромной мощности, формировались, видимо, в ряде геосинклинальных прогибов, образовавших гигантские дуги, имевшие на севере меридиональное простирание, которое менялось южнее на широтное (Маркова, 1964; Зайцев, 1968).

В Средиземноморском поясе также можно, по-видимому, наметить подобного же рода геосинклинальные трюги по выходам верхнепротерозойских эвгеосинклинальных толщ. Видимо, наиболее крупный из них Бриоверский трюг, заполненный бриоверской серией рифея, тянется от эвгеосинклинальной зоны южной части Бретани в Центральный массив Франции. Далее его продолжение намечается через Вогезы и Шварцвальд в пределы северной части Чешского массива и далее до Судет. Другой трюг намечен Н. Ладом (Llado, 1968) в пределах центральной части Пиренейского полуострова, где автор рисует две соединяющиеся ветви верхнепротерозойских прогибов, которые, скорее всего, уходят затем на юго-восток у Валенсии под уровень Средиземного моря. Третий трюг, по-видимому, выступает во внутренней зоне Альп и идет отсюда в Спийско-Геморскую зону Западных Карпат.

Наконец, мощные эффузивы бихарской серии верхнего протерозоя Южных Карпат (Dessila-Codargcea, 1967) свидетельствуют о присутствии здесь участка еще одного геосинклинального трюга, связи которого с другими пока еще не вполне ясны. Фрагменты таких трюгов можно установить и в других частях Средиземноморского пояса.

В Тихоокеанском поясе имеется ряд докембрийских массивов, в которых также можно выделить формации, связанные с геосинклинальными трюгами. К их числу принадлежат, видимо, гнейсы и амфиболиты нижней метаморфической серии Чукотского массива, хребтов Приколымского, Полуосного, Омолонского массива и п-ова Тайганос. Комплекс Хида о. Хонсю в Японии, представленный амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами и имеющий мощность до 25 км, также относится к подобным образованиям рифейских эвгеосинклинальных трюгов. Японские геологи (Масао, Мицуо и др., 1968) относят его к древнему докембрию. То же, видимо, касается и комплекса Абукума.

Имеющиеся данные позволяют считать, что эвгеосинклинальные трогги позднего протерозоя отличались своими размерами от большинства более поздних геосинклинальных образований. Это были длинные и очень широкие прогибы, иногда осложненные второстепенными поднятиями. При этом мощность заполняющих их толщ, измеряемая многими километрами (до 10—25 км), стратиграфический объем вмещающих толщ показывают, что они развивались очень длительное время. Некоторые из них существовали, видимо, в течение большей части или всего рифея, около миллиарда лет, т. е. значительно дольше, чем прогибы палеозоя, мезозоя, кайнозоя. Вероятно, и процессы вулканизма в них протекали более активно и имели более значительный масштаб. Следовательно, рифейские эвгеосинклинальные прогибы были не вполне тождественны более поздним геосинклинальным трогам, а обладали многими своеобразными чертами строения и истории.

Наряду с ними в эвгеосинклинальных прогибах позднего протерозоя были распространены также формации, бедные или почти лишенные проявления вулканизма и представленные чередованием серий глинисто-сланцевых, песчаниковых и карбонатных пород. Они заполняют прогибы меньших размеров, а также периферические части больших геосинклинальных трогов, или залегают в тех же прогибах, но стратиграфически выше терригенно-вулканогенных формаций.

В качестве примеров такого рода формаций, которые, вообще говоря, очень широко распространены, можно привести гарганскую серию Восточного Саяна, слагающую периферию геосинклинальных прогибов и крылья антиклинорий Восточного Саяна. Другим примером является баратальская серия Катунского антиклинория Алтая и многие другие.

Нередко этого рода формации характеризуются ритмичным чередованием слоев, позволяющим сравнивать их с флишем и считать флишеподобными. Однако настоящие флишевые формации в докембрии не обнаружены.

Значительную роль играют среди рифейских образований также и геантиклинальные формации, которые были связаны с отдельными поднятиями и характеризуются наличием конгломератовых и песчаниковых толщ (отличающихся от моласс по своему составу), толщ брекчиевидных и массивных доломитов, реже известняков.

В отдельных случаях верхнепротерозойские толщи бывают представлены формациями, близкими к платформенным, состоящими из однообразных карбонатных пород, чередующихся иногда с терригенными. Такие случаи наблюдаются на Сангиленском массиве в восточной Туве (Ильин, Кудрявцев, 1960), на Батеневском крыже и к востоку от Кузнецкого Алатау, где развиты мощные карбонатные толщи, и в других местах. Эти участки можно рассматривать как срединные массивы с более древним складчатым основанием, прикрытые чехлом рифейских отложений.

Массивы, сложенные породами более древними, чем рифейские и относящиеся к среднему и нижнему протерозою и архею, во многих местах достаточно известны в пределах складчатых поясов. К их числу относятся в Урало-Монгольском поясе Байкальская и Витимская глыбы архея, дорифейские Курамино-Ферганский массив в Северном Тянь-Шане и Хингано-Бурейский массив. Многие исследователи (Беспалов, 1964; Зайцев, 1968) выделяют дорифейские массивы в западной части Центрального Казахстана — Кокчетавско-Тургайский, Муюнкумский и другие.

В Атлантическом поясе к таким массивам относится массив Эриа, сложенный льюисскими гнейсами и прикрытый частично торридонскими песчаниками рифея.

В Средиземноморском поясе можно наметить целый ряд подобных массивов — Хесперийский в Испании, окаймленный верхнепротерозой-

скими прогибами (бриовера). Хорошо известен Молданубский массив гнейсов нижнего протерозоя, слагающий сердцевину Чешского массива и окаймленный рифейскими эвгеосинклинальными комплексами.

Видимо, такой же массив находится в южных Карпатах, где представлен древнейшей серией лотру (Dessila-Codargea, 1967). В пределах Ирана имеется обширный раннерифейский или дорифейский массив, перекрытый верхнерифейским чехлом (Штеклин, 1966).

Ограниченное распространение комплексов более древних, чем рифей, позволяет предполагать, что на значительной площади складчатых поясов эти самые древние образования, вероятно, имеют очень небольшую мощность, а местами, возможно, и вовсе отсутствуют. Только на отдельных участках они представлены гнейсо-гранитовыми комплексами, образующими более или менее значительные по размеру массивы, примеры которых отмечены выше.

Как видно, геосинклинальные пояса рифейской эры представляются как чрезвычайно сложные, обширные области, состоявшие из многочисленных систем эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов, ограниченные разломами и разделенные антиклинальными поднятиями и отдельными срединными массивами.

Формирование их происходило в течение всего позднего протерозоя (рифей). За это время в их пределах неоднократно проявлялись процессы складкообразования, и можно насчитать много этапов образования различных интрузивных комплексов.

Н. А. Штрейс (1960) привел убедительные соображения в пользу того, что четыре разделенных перерывом комплекса, выделяемых на Урале в качестве главных стратиграфических подразделений верхнего протерозоя, соответствуют, видимо, общим крупным этапам развития рифейской эры и потому, вероятно, повсеместно могут быть обнаружены в ходе осадконакопления. Разделяющие их перерывы, вероятно, отвечают эпохам движений земной коры, крупных поднятий, складчатости и внедрения интрузий магматических пород. Однако пока еще невозможно дать последовательную историю рифейских движений земной коры с выделением крупных этапов развития складчатых структур, и приходится рассматривать всю позднпротерозойскую историю поясов пока в суммарном виде.

Основанием для рифейских геосинклинальных формаций в пределах складчатых поясов служат дорифейские породы. Однако строение и состав, а также и возраст этого древнейшего основания в разных частях поясов, вероятно, очень различны. Как уже упомянуто, основанием рифейских миогеосинклинальных систем по краям складчатых поясов служит фундамент древних платформ, подвергшихся деформациям. Таким образом, они формировались на мощной коре континентального типа. Наряду с этим огромные мощности эффузивных пород геосинклинальных трогов, преобладание в составе основных вулканических пород, а среди обломочных граувакковых песчаников и туфогенного материала позволяет предполагать, что в начальную стадию формирования этих трогов процессы осадконакопления происходили в них в условиях морского дна, лишенного гранито-гнейсового основания и расположенного на земной коре океанического типа.

Вероятно, на дне бассейнов в центральных частях поясов рифейской юры океаническая кора пользовалась очень широким распространением и имела сходные черты строения с современным дном океанов. При этом она образовала в рифее значительные площади, возможно еще большие, как считает А. В. Пейве (1969), чем занимала в мезозое и кайнозое.

Обширные по размерам трогии были разделены поднятиями океанического типа, выросшими вдоль рядов глубинных разломов наподобие гряд островных дуг окраин современного Тихого океана. Кроме того, присутствовали отдельные более крупные поднятия, образовавшие острова, об-

ладавшие земной корой материкового типа, т. е. сложенные более древними гнейсо-гранитовыми комплексами. Во многих случаях рифейские породы ложатся на основание этих массивов. Наконец в некоторых местах, как например во внутренней части Байкальской складчатой области в пределах Енисейско-Присяянского и Муйского прогибов рифейские геосинклинальные трогии наследуют положение более древних ранне- и среднепротерозойских и налегают на более древние геосинклинальные комплексы.

Типичным примером внутренних частей геосинклинального пояса рифейской эры может служить, по-видимому, середина Урало-Монгольского пояса в пределах современного Центрального Казахстана и Монголии. Эти области в раннем рифее можно представить себе как морские бассейны с грядами островных дуг, наподобие Карибского моря или восточной Индонезии. Подобное предположение для области Центрального Казахстана уже было высказано В. Ф. Беспаловым (1964). Данные по строению рифея Казахстана, приведенные в работах А. А. Богданова (1955), Н. Г. Марковой (1964), Ю. А. Зайцева (1968), Л. П. Зоненшайна (1968), также позволяют представить себе подобную картину. При этом В. Ф. Беспалов и Ю. А. Зайцев намечают здесь для этого времени наличие между прогибами довольно обширных гнейсовых массивов, явившихся крупными поднятиями.

Подобно современным системам островных дуг, геосинклинальные прогибы раннего рифея и сопровождавшие их гряды поднятий закладывались, вероятно, на океанической коре, т. е. представляли собой типичные талассогеосинклинали. Как выяснили М. С. Марков, И. А. Соловьева и В. Д. Чехович (1967) на материале сравнительного изучения современных островных дуг Карибского моря и Курильских островов, такого рода дуги можно рассматривать как современные геосинклинальные системы в ранней стадии их существования. В процессе развития островных гряд, представляющих собой геоантиклинали этих систем, в их пределах происходят значительные изменения структуры земной коры, которые сводятся к утолщению базальтового слоя и появлению за счет метаморфизации вулканогенно-осадочных пород метаморфических комплексов, соответствующих гнейсо-гранитовому слою материковой земной коры.

В процессе развития рифейских геосинклинальных систем шло поднятие, разрастание антиклинальных гряд и прогибание трогов с заполнением их обломочным и вулканическим материалом. В итоге неоднократных проявлений процессов складчатости и воздействия метаморфизма в течение рифейской эры эти осадочно-вулканические толщи превратились в мощные складчатые и метаморфизованные комплексы, пронизанные многочисленными интрузиями и местами подвергшиеся гранитизации. К концу рифейской эры они образовали складчатое основание молодой эпибайкальской платформы и в дальнейшем стали служить фундаментом для развития в пределах поясов более молодых геосинклинальных систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Однако рифейское метаморфическое основание образовалось не на всей площади рассматриваемых поясов, хотя и схватило значительное пространство поясов между древними платформами. По периферии Тихоокеанского пояса, а также в восточной части Средиземноморского, в Индонезийской геосинклинальной области до конца рифейской эры сохранялась еще океаническая кора. Здесь образование метаморфического основания происходило значительно позднее — в течение палеозоя и мезозоя. Об этом свидетельствует наличие океанического основания талассогеосинклиналей по обеим сторонам Тихого океана, которые, как показал Н. А. Богданов (1969), М. С. Марков, В. Н. Аверьянова, И. П. Карташов и др. (1967), закладывались частью в конце палеозоя, частью в мезозое и даже в кайнозое. Значительно моложе рифея и метаморфическое основание островов Индонезии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение геосинклинальных складчатых систем докембрия позволяет видеть их значительные отличия от более поздних систем фанерозоя. Наиболее близкими к последним по разнообразию формаций и типам структурных элементов являются, как и можно было ожидать, геосинклинальные системы больших складчатых поясов рифейской эры.

Значительно более своеобразны нижне- и среднепротерозойские геосинклинальные системы карелид. Они все возникли в начале раннего протерозоя, но окончание процессов складчатости, метаморфизма и сопровождавшие их явления гранитизации огромного масштаба происходили в разное время. Наиболее типичные карелиды закончили образование в конце среднего протерозоя (1700—1600 млн. лет); другие системы, возникшие одновременно с ними, завершили развитие в начале позднего протерозоя (Дальсландская система) и даже, как Бразильская, Катангская и Аравийская складчатые системы, в самом конце протерозоя (500—700 млн. лет назад).

Еще больше отличаются от настоящих геосинклинальных систем позднерифейские протогоеосинклинали.

Три категории геосинклинальных систем — протогоеосинклинали, системы типа карелид и рифейские геосинклинальные системы — соответствуют определенным крупнейшим этапам — мегастадиям развития всей земной коры. Первые были связаны с образованием основания прото-платформ и развивались еще на земной коре совершенно своеобразного раннего типа. Вторые — карелиды возникли на гранитизированном основании за счет его раскалывания и разрыва и были связаны с созданием оснований фундамента древних платформ.

Третьи — рифейские системы возникли в связи с образованием совершенно новых структур земной коры — геосинклинальных поясов, разделивших древние платформы, явившихся затем ареной длительных процессов геосинклинального развития в течение всей рифейской эры и протекавших в значительной мере на океанической земной коре. Окончание этого развития привело к образованию молодых платформ, послуживших фундаментом для дальнейшего возникновения новых геосинклинальных систем фанерозоя.

Три мегастадии развития земной коры в докембрии, с которыми были связаны три различные категории геосинклинальных образований, соответствуют во времени крупнейшим эрам истории земли — архейской, ранне- и среднепротерозойской и позднепротерозойской или рифейской. Различие этих эр хорошо выражено и в развитии органического мира, и, вероятно, наступило время узаконить их самостоятельность. Для этого прежде всего следовало бы найти подходящее наименование для ранне- и среднепротерозойской эры и соответствующих ей по времени стратиграфических комплексов. Это особенно необходимо потому, что рифейская (позднепротерозойская) эра, выделенная Н. С. Шатским, сейчас уже широко признана как вполне самостоятельная, достаточно отличающаяся от предыдущей и последующих эр.

Литература

- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Калабурдина А. И. и др. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. В кн. «Глубинное строение Урала», Изд-во «Наука», 1968.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР за апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций», Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геол. Пробл. 3, Изд-во «Наука», 1964.
- Барт Г., Рейтан П. Докембрий Норвегии. В кн. «Докембрий Скандинавии», Изд-во «Мир», 1967.

- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, № 6, 1965.
- Богданов А. А. О создании международных геологических карт Южной Америки. Геотектоника, № 1, 1970.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 3, 1969.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги восточного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Браун Г. Ф., Джексон Г. О. Аравийский щит. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, вып. 1. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вейринен Х. О. Тектоника Карельской зоны. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2. ГОНТИ, 1937.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 85, Изд-во «Наука», 1963.
- Гейер П. Докембрий Швеции. В кн. «Докембрий Скандинавии», Изд-во «Мир», 1967.
- Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д. М., Берджерон Р. Лабрадорская геосинклиналь. Тр. XXI. Междунар. геол. конгресса. XXI сессия. Стратигр., палеонт., палеогеография, вып. 1. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышев Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива. Сов. геология, № 10, 1969.
- Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. Сов. геология, № 11, 1961.
- Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. Изд-во «Недра», 1967.
- Журавлев В. С., Раабен М. Е. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития. В сб. «Орогенические пояса». Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия, Докл. сов. геол., Проблема 3, Изд-во «Наука», 1968.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Изд-во «Недра», 1967.
- Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3, Орогенические пояса, Изд-во «Наука», 1968.
- Зоненшайн Л. П. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со среднеевропейскими палеозоидами. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 3, Орогенические пояса, Изд-во «Наука», 1968.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Докембрий Тувы. Сов. геология, № 9, 1960.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд-во АН УССР, 1965.
- Косыгин Ю. А. (редактор). Докембрийская тектоника Сибири. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1, Изд-во АН СССР, 1939.
- Королев В. Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. В кн. «Проблемы геол. Средней Азии и Казахстана». Изд-во «Наука», 1967.
- Кришнан М. Стратиграфия докембрия Индии. Тр. XXI Междунар. геол. конгр. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Кратц К. О. Карелиды и свекофенниды. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. АН СССР, Карельский филиал, Мурманск, 1961.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия, Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, Докл. сов. геол. Проблема 9, Изд-во АН СССР, 1960.
- Кратц К. О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль, О. Балтийский щит. В кн. «Тектоника Европы», Изд-во «Наука», 1964.
- Лазько Е. М. Некоторые замечания о границах Алданского щита. Изв. АН СССР. Серия геол., № 7, 1956.
- Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1967.
- Мануйлова М. М., Никитина Л. П., Неелов А. Н., Соколов Ю. М. и др. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Изд-во «Наука», 1968.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. В кн. «Вопросы тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.

- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры. Геотектоника, № 1, 1967.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых структур на примере Центрального Казахстана. В кн. «Складчатые области Европы», Изд-во «Наука», 1964.
- Масао М., Масао Г., Мицуо Ф. и др. Геологическое развитие Японских островов. Изд-во «Мир», 1968.
- Ма Син-юань и др. Основные проблемы геологического строения гор Утай-Шань. В кн. «Древнейшие породы Китая», Изд-во иностр. лит., 1962.
- Муратов М. С. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее с Восточно-Европейской. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ. Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3, 1966.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.
- Палей И. А. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации. Геотектоника, № 4, 1965.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 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. Тектонические аспекты проблемы анортозитов. Геотектоника, № 5, 1967.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники разных этапов развития земной коры континентов. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геол., Проблема 4, Изд-во «Наука», 1964.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 12, Изд-во АН СССР, 1961.
- Рассказов Ю. В., Г. Ю. Лагзина, Е. В. Миронюк, В. Н. Мошкин, В. К. Путинцев. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего Востока. В кн. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока», Хабаровск, 1967.
- Ронов А. Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана, атмосферы. Геохимия, № 8, 1964.
- Рубинштейн М. М. Абсолютная геохронологическая шкала. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, т. VI, Тбилиси, 1961.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Изд-во «Недра», 1964.
- Семеновенко Н. П. Корреляция истории докембрия по данным абсолютной геохронологии. В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол., Изд-во «Наука», 1964.
- Семеновенко Н. П., Ткачук Л. Г., Щербак Н. П. и др. Региональная геохронологическая шкала Украинского щита и его складчатого обрамления. В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геол., Проблема 3, Изд-во «Наука», 1964.
- Симонен А. Стратиграфия докембрия Финляндии. Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. 1, Изд-во «Мир», 1963.
- Слензак О. И. Про структури Українського докембрію. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1967.
- Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. В кн. «Глубинное строение Урала», Изд-во «Наука», 1968.
- Спнжарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. В кн. «Вопросы сравнительной геотектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Изд-во «Недра», 1966.
- Стоквелл К. Х. Тектоническая карта Канадского щита. Тектонические карты континентов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса, Изд-во «Наука», 1964.
- Тугаринов А. И., Войткевич И. Н. Докембрийская геохронология материков. Изд-во «Недра», 1966.
- Уилсон М. Е. Докембрий Канады. В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена», Изд-во «Мир», 1968.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии регионального метаморфизма и гранитизации Южной Якутии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, Изд-во АН СССР, 1962.

- Хоментовский В. В. Общий обзор и корреляция верхнего докембрия Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». Изд-во «Недра», 1963.
- Шатский Н. С. Основные черты строения Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.
- Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол., Проблема 9, Изд-во АН СССР, 1960.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол., Проблема 9, Изд-во «Наука», 1964.
- Штёклин Д. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита», Изд-во «Наука», 1968.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. Изд-во «Мир», 1968.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во «Наука», 1961.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. В кн. «Докембрий Скандинавии», Изд-во «Мир», 1967.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Almeida F. F. Origem e Evolucao da Plataforma Brasileira. Div. geol. Min. Bol., № 241, Rio de Janeiro, 1967.
- Carte Tectonique International de l'Afrique, 1 : 500 000 Coordonateur général: G. Chouberbert, A. Faure-Muret, 1968.
- Eskola P. Huvuddraggen av Onega-Kareliens Geologi. Midd. Geol. Fören i Helsingfors ar 1917 och 1918.
- Dessila-Codarcea M. Evolution préalpine des Massifs crystallophylliens des Karpates roumaines. XXIII Intern. Geol. Congress, v. 3, Prague, 1968.
- Ferreira E. O. About some problems of Tectonics of the Brazilian Platform and its Principal Tectonic Map Units. Bol. Geologia, № 2, 1968.
- Grabert H. Zum Bau des Brasilianischen Schieldes. Versuch einer Analijse des Brasiliaen Orogenes. Geol. Rundschau, № 52, H. 1, 1963.
- Llado L. N. Recurrence de los arcos herciniano y alpino en la Peninsula Iberica. XXIII Intern. Geol. Congr., v. 3, Praha, 1968.
- Marmo V. Prekambristen Kivien nuorentumisesta. Geologi, № 6, 1959.
- Mikkola T. Suomen Peruskallion ikä. Geologi, № 3—4, 1959.
- Sederholm J. J. Eine archaische Sedimentformation im Südwestlichen Finland. Bull. Comm. Géol. Finland, № 6, 1899.
- Sederholm J. J. On the Geology of Fennoscandia with special referencess to the pre-Cambrian. Explanatory notes to a Geol. Map. of Fennoscandia. Bul. Com. Géol. Finland, № 98, 1932.
- Stockwell C. H. Geology and economic mineral resources of Canada. Geol. Surv. Eest.— Geol. Seri., Ottawa, 1957.
- Wegmann C. E. Über die apline Tektonik und Grudgebirge Finlands. Bull. geol. Finl., т. 85, 1929.
- Wilson J. T. The origin of continents and Precambrian History. Trans. Roy. Soc. Canada. Sec. 4, Ser. 3, 1949.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
24 ноября 1969 г.

УДК 551.241 + 550.93

К. О. КРАТЦ, С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО**ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

На примере обширных площадей докембрия показано, что наряду с другими методами изотопная геохронология может быть использована для выявления и картирования крупных структур или сегментов земной коры, установления времени их формирования, изучения особенностей строения и развития и, следовательно, развития коры в целом.

ВВЕДЕНИЕ

Целью большинства изотопно-геохронологических исследований является установление возраста горной породы и создание геохронологической шкалы. Любой изотопный метод определяет возраст отдельного минерала или породы, что может рассматриваться как возраст осадконакопления, магматизма или метаморфизма. В соответствии с теми или иными геологическими концепциями с большей или меньшей достоверностью те же числовые выражения трактуются как возраст геологической формации, складчатости, тектоно-магматического, геосинклинального или тектонического цикла.

Очень часто (это особенно касается К—Аг-метода) получаемые значения не соответствуют геологическому возрасту и относятся к возрасту пока недостаточно ясного по своей геологической природе процесса «омоложения». Установлено, что именно К—Аг-метод чутко реагирует на разного рода и разной степени наложенные процессы, что некоторые геологи считают недостатком, даже чуть ли не отрицанием годности К—Аг-метода.

Однако опыт изучения докембрийских областей Советского Союза показывает, что эти изотопно-геохронологические данные могут оказаться весьма ценными в изучении других сторон геологии, таких как строение земной коры, специфика ее глубинных зон, особенности региональных структур и др. Намечается некоторая взаимосвязь между данными изотопной геохронологии и глубинным строением коры, что приводит к мысли, что изотопный возраст горных пород (минералов) отражает строение земной коры.

Настоящей статьей авторы хотели обратить внимание на отдельные примеры из этой области, которые, как представляется, намечают новые, пока неиспользованные методические возможности изотопной геохронологии в изучении сложных вопросов геологии.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОРЫ

Распределение изотопных датировок на площади обнаруживает определенные закономерности, которые заключаются в том, что крупные области характеризуются цифрами возраста, не превышающими или не

опускающимися ниже некоторого возрастного предела, который может быть изображен соответствующей изохроной. Области, ограниченные такими изохронами и обладающие сходной изотопно-возрастной числовой характеристикой, мы для удобства будем называть геохронологическими полями.

Л. Е. Шустова (1966), анализируя геофизические данные по Балтийскому щиту, показала прежде всего (рис. 1), что эта территория подразделяется на три области или региона, отличающиеся друг от друга

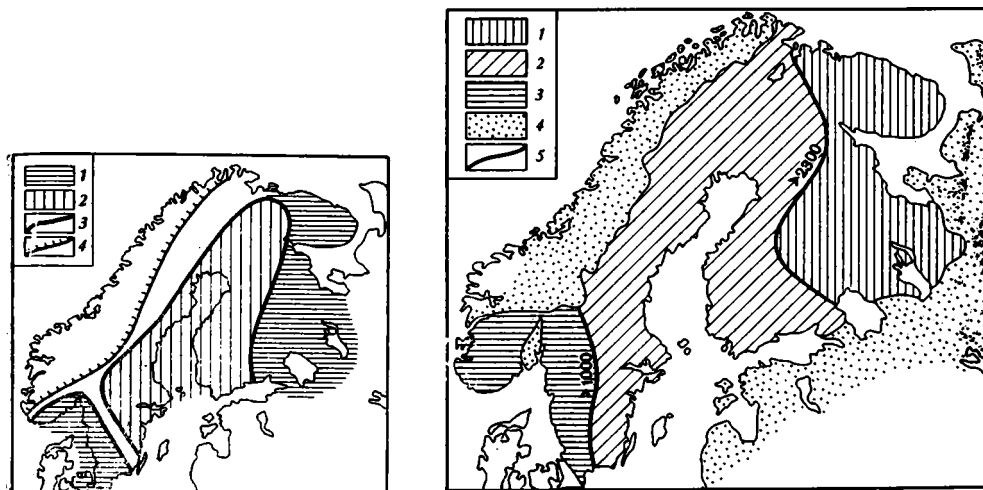


Рис. 1

Рис. 2

Рис. 1. Схема глубинного строения Балтийского щита (Шустова, 1966)

1 — приподнятые блоки; 2 — опущенные блоки; 3 — границы блоков; 4 — граница каледонид

Рис. 2. Схематическая карта К—Аг возрастов орогенных формаций Балтийского щита
Области распространения пород с возрастом: 1 — 3000—1700 млн. лет; 2 — 2300—1650 млн. лет; 3 — 1200—800 млн. лет; 4 — палеозой; 5 — границы зон

по своей геофизической характеристике и имеющие, согласно этим данным, различное строение земной коры, и что установленные регионы с отличным для каждого из них характером геофизического поля, по геофизическим же данным, частью подтвержденным геологическими, отделяются друг от друга глубинными разломами, ограничивающими крупные блоки земной коры. Согласно Л. Е. Шустовой, восточный и юго-западный блоки имеют мощность коры около 34—38 км, тогда как центральный, Ботанический блок характеризуется увеличенной мощностью — до 42 км.

При сравнении карты глубинного строения Балтийского щита, по Л. Е. Шустовой (1966), и геохронологической карты (рис. 2) этой же территории (Kratz et al., 1968) обнаруживается удивительное соответствие главных геохронологических полей с геофизическими и соответственно с блоками земной коры, имеющими различное строение. Так, на территории восточного блока выделяется геохронологическое поле, соответствующее выделенной здесь Саамо-Карельской геохронологической зоне и отличающееся значениями возраста в интервале от 3000 до 1700 млн. лет. Территория Ботнического блока характеризуется геохронологическим полем, названным Свекофеннской геохронологической зоной с интервалом возрастных датировок от 2300 до 1750 млн. лет. Территории юго-западного блока свойственно геохронологическое поле (Свеконорвежская геохронологическая зона) с развитием возрастов в интервале 1300—800 млн. лет.

Весьма сходная картина выясняется и для Украинского щита (рис. 3). Согласно современным геофизическим исследованиям (Тяпкин и др., 1966; Соллогуб и др., 1965, 1966), на этой территории установлены главные геофизические зоны, соответствующие, по мнению исследователей, глубинным разломам в земной коре, делящим эту площадь на ряд регионов. Для части северо-западного региона указывается мощность гранитного слоя около 5 км (Соллогуб и др., 1965). Центральный (Кировоградский) и юго-восточный (Азовский) регионы с мощностью «гранитного» слоя, достигающей 18 км, разделяются Днепровским регионом с мощностью «гранитного» слоя (для района Белозерской аномалии) всего 5—9 км (Соллогуб и др., 1966).

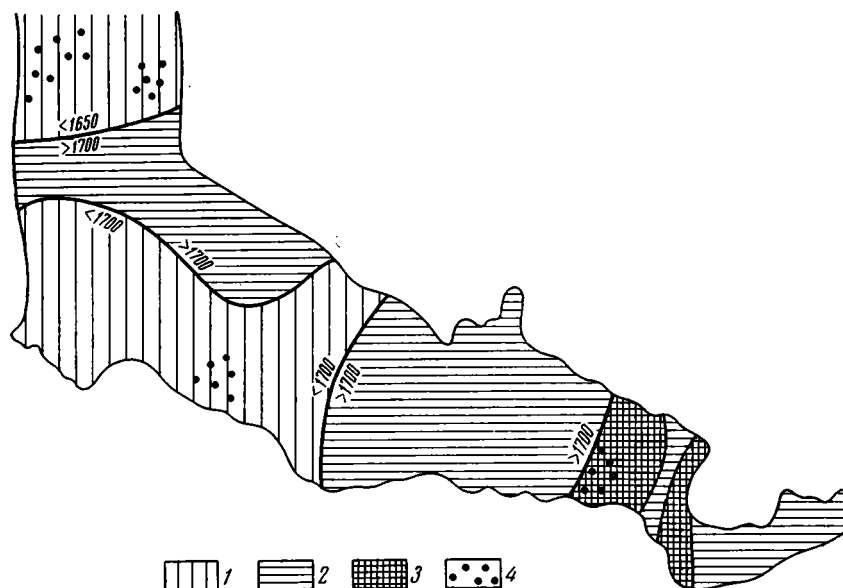


Рис. 3. Распределение возрастных значений слюд (К—Аг метод) на Украинском щите, по данным Н. П. Семененко (1965), А. И. Тугаринова и С. Ф. Карпенко (1967). Области распространения слюд с возрастом: 1—1150—1650 млн. лет; 2—1700—1900 млн. лет; 3—2100—2900 млн. лет; 4—участки высокого положения базальтового слоя, по данным Соллогуба и др. (1965, 1966), Тяпкина и др. (1966)

На геохронологических картах (см. рис. 3) Украинского щита (Семененко и др., 1965; Тугаринова и Карпенко, 1967) видно, что северо-западный регион характеризуется геохронологическим полем с К—Аг-датировками слюд в интервале 1700—1200 млн. лет (докембрий IV, по Семененко). Днепровскому региону соответствует геохронологическое поле наиболее древних К—Аг возрастов слюд, достигающих 3000 млн. лет (докембрий I, по Семененко). Кировоградский и Азовский регионы имеют в целом сходные геохронологические поля с возрастными пределами 2600—1700 млн. лет (докембрий II—III, по Семененко).

Таким образом, крупные геохронологические поля соответствуют установленным по геофизическим данным крупным блокам земной коры, отличающимися друг от друга по своему глубинному строению.

ГРАНИЦЫ, РАЗДЕЛЯЮЩИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Границу между геохронологическими полями можно выразить в виде линии изохроны.

Так, на Балтийском щите граница между геохронологическими полями Саамо-Карельской и Свекофеннской зон проводится по такой

пограничной изохроне 2300 млн. лет, означающей, что к юго-западу от нее в геохронологическом поле Свекофеннской зоны не известны К—Аг датировки, превышающие 2300 млн. лет, которые обычны для расположенного северо-восточнее Саамо-Карельского поля. Указанная изохрона удивительно совпадает с геофизически установленной вертикальной поверхностью раздела между восточным и Ботническим блоками земной коры, по Л. Е. Шустовой (1966).

Совершенно так же граница между геохронологическими полями Свекофеннской и Свеконорвежской зон следует изохроне 1000 млн. лет, показывающей, что в смежном с востока поле Свекофеннской зоны не встречаются значения возраста около 1000 млн. лет (и менее), которые определяют максимум датировок поля Свеконорвежской зоны и соответствуют проявившейся в последней дальсландской регенерации и орогении, по Н. Магнуссону (Magnusson, 1960). Основная изохрона совпадает с геофизически установленным глубинным разломом, разделяющим Ботнический и юго-западный блоки Балтийского щита и в современном эрозионном срезе выраженным в виде мощной зоны дробления (schistosity zone) южной Швеции с внедрившимися в нее многочисленными интрузиями гиперитов (имеющих возраст 1000 млн. лет).

Таким же образом на Украинском щите, по границе между геофизическими полями Северо-западного и Кировоградского регионов, определяемой как мощный глубинный разлом (Тяпкин и др., 1966), можно провести изохрону 1700 млн. лет между геохронологическими полями этих двух регионов. Такая же пограничная изохрона 2700 млн. лет между геохронологическими полями Кировоградского и Днепровского регионов следует геофизически и геологически установленной зоне глубинного разлома, разделяющего эти два региона.

Необходимо отметить, что геохронологические границы и соответствующие им глубинные разломы не всегда совпадают с поверхностными геологическими границами и в ряде случаев на Балтийском щите, как по-видимому, и на Украине, пересекают последние, чем обнаруживают определенную независимость от них.

Итак, границы, определяющие пределы геохронологических полей, вместе с тем отражают главные вертикальные поверхности раздела — глубинные разломы, ограничивающие крупные блоки земной коры, различающиеся по глубинному строению.

О ВОЗРАСТЕ БЛОКОВ

Кроме того, что геохронологические поля и их границы довольно точно отражают крупные блоки в структуре земной коры и ограничивающие их глубинные разломы, анализ геохронологических полей и геологического строения позволяет решить очень важный вопрос о времени возникновения основных структурных сегментов коры.

Главные черты геологического строения восточного блока Балтийского щита в основном определились в селецкую фазу карельской складчатости с возрастом 2000—1900 млн. лет. Кроме того, есть некоторые данные, указывающие на то, что в связи с этой складчатостью произошли изменения в глубинных зонах коры и установилось ее строение, которое, за исключением эродированной верхней части, вероятно мало отличается от современного.

Глубинный разлом, совпадающий с изохроной 2300 млн. лет и разделяющий центральный Ботнический и Восточный блоки, пересекает селецкие и более древние складчатые пояса и поэтому не может быть древнее селецкой фазы складчатости. В то же время типичные для Восточного блока эпигеосинклинальные ятулийские отложения и образуемые ими тектонические структуры, возникшие вслед за селецкой фазой, не известны к западу от указанного разлома в пределах территории Ботни-

ческого блока. Эту особенность, по-видимому, следует объяснить тем, что условия геологического развития территории Ботнического блока после селецкой фазы отличались от таких для территории Восточного блока. С другой стороны, современные черты геологического строения, как и геохронологического поля территории Ботнического блока в основном определились в заключительную фазы свекофеннской складчатости с возрастом 1800—1750 млн. лет. Таким образом, по сравнению с более древней корой Восточного блока, геологическое строение как, вероятно, и глубинное строение земной коры (в частности, увеличенная мощность) Ботнического блока, отделившегося от первого около 1900 млн. лет назад, сформировалось 1800—1750 млн. лет назад.

Северо-восточная граница Юго-Западного блока в свою очередь сечет свекофенские структуры Ботнического блока с возрастом 1750 млн. лет. В то же время основные черты геологического строения и наблюдаемого геохронологического поля этого блока определились в дальсландскую складчатость с возрастом 1000 млн. лет. Окончательное формирование блока в это время подтверждается и возрастом залегающих в зоне ограничивающего его глубинного разлома гипербазитов (1000 млн. лет). Вероятно, как и в Восточном блоке, в связи с этой главной фазой складчатости установились и главные черты глубинного строения земной коры данного блока, отличного от соседнего Ботнического блока. Труднее наметить время начала обособления Юго-Западного блока. Ясно только, что этап интенсивного геологического развития территории этого блока, завершившегося дальсландской складчатостью, не сказался на смежном Ботническом блоке, который в это время представлял собой уже вполне консолидированную область.

Так, период становления каждого из блоков был длительным, время же окончательного формирования каждого блока определяется сравнительно надежно.

Сопоставление данных изотопной геохронологии, геофизики и, соответственно, строения земной коры древних щитов открывает новые важные аспекты и проблемы изучения коры, как-то: связь изотопного возраста со строением и развитием земной коры, постоянство и изменчивость строения земной коры и отдельных ее слоев, история развития земной коры и ее главных структур. Однако каждая из этих проблем требует самостоятельного изучения и рассмотрения, выходящего за рамки настоящей статьи, поэтому ограничимся здесь основными выводами по изложенному.

1. Изотопно-геохронологическая характеристика территорий древних щитов находится в определенном соответствии с геофизическими особенностями этих территорий и отражает не только геологическое, но и глубинное строение земной коры в их пределах.

2. Следовательно, изотопная геохронология для достаточно обширных площадей может наряду с другими методами быть использована для выявления и картирования крупных структур или сегментов земной коры.

3. При помощи изотопной геохронологии удается выявить время формирования таких структур, а также изучить особенности их строения и развития.

4. Как следствие указанного, можно подойти к изучению последовательности развития крупных структур коры, характера их разрезов и развития коры в целом.

Литература

- Геохронология докембрия Украины. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1965.
Соллогуб В. Б., А. В. Чекунов, Л. Т. Калужная, Л. А. Хилинский. Строение верхней части кристаллической коры в районе Овручского синклиория по сейсмическим данным. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 1(12), 1965.

- Соллогуб В. Б., А. В. Чекунов, Л. Т. Калюжная, Л. А. Хилинский, И. А. Гаркаленко, П. Г. Трифионов. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18, 1966.
- Тугаринов А. И., С. Ф. Карпенко. Геохронологическая карта Украинского щита. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 1, Изд-во «Недра», 1968.
- Тяпкии К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д. и др. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 2, 1966.
- Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. Сов. геология, № 5, 1966.
- Kratz K. O., Gerling E. K., Lobach-Zhuchenko S. B. The isotope geology of the Precambrian of the Baltic shield. Canad. J. Earth Sci., № 5, 1968.
- Magnusson N. H. Age determinations of Swedish Precambrian rocks. Geol. fören. i Stockholm förhandl. B. 82, H. 4, 1960.

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР
Ленинград

Статья поступила
14 марта 1968 г.

УДК 551.241 (47+57)

**Н. А. БЕЛЯЕВСКИЙ, А. А. БОРИСОВ, И. С. ВОЛЬВОВСКИЙ,
Ю. К. ЩУКИН****СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ СССР
И ОМЫВАЮЩИХ МОРЕЙ ПО ОПОРНЫМ СЕЧЕНИЯМ**

Составлены разрезы земной коры территории СССР и омывающих морей от Карпат до Курил, от Черного до Баренцева моря, от Памира до Арктического океана, от Японского моря до Восточно-Сибирского, от Черного моря через Каспийское до Тянь-Шаня. Общая протяженность разрезов около 25 000 км. Разрезы включают информацию о напряженности магнитного поля на поверхности Земли на уровнях 20 и 50 км над земной поверхностью, количественные данные об амплитуде неотектонических движений и сейсмической энергии, данные о параметрах слоев земной коры и их сейсмических характеристиках, фактические данные о расчлененности верхней мантии.

В разных частях территории СССР и омывающих морей проведен большой объем сейсмических исследований земной коры. Две трети их выполнены по методике глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В последние годы стали проводиться профильные сейсмологические исследования, в том числе и исследования со станциями «Земля». В общей сложности по территории СССР сейчас имеется более 200 разрезов земной коры общей протяженностью около 60 000 км. Эти разрезы дали возможность построить уточненную карту рельефа поверхности Мохоровичича, а также карты срезов земной коры на разных уровнях, карту рельефа поверхности «базальтового» слоя и ряд других, которые во многом имеют прогнозный характер. Проведена также разнообразная корреляция между глубинными границами в земной коре (включая и поверхность Мохоровичича) и геофизическими полями. Все это позволило составить более полное представление о строении земной коры. Однако, как показал опыт этой работы, достаточно наглядное совместное изображение в плане (на карте) геологической и геофизической информации о глубинном строении земной коры встречает значительные трудности. Именно поэтому авторами осуществлена попытка создания разрезов земной коры большой протяженности через всю территорию СССР и омывающие моря (трансконтинентальные сечения), которые располагаются как в субширотном, так и в субмеридиональном направлениях. Несколькими большее количество разрезов сделано для Дальневосточных районов с целью представить существующие данные о зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Для изучения зоны перехода Евразийского блока к полярному бассейну субмеридиональные сечения вытянуты к северу от полярного круга.

Все разрезы составлялись на круговых сечениях земного шара в плоскости, проходящей через его центр, в горизонтальном масштабе 1 : 5 000 000 и вертикальном масштабе 1 : 1 000 000. На разрезах показана геологическая ситуация, полученная по данным геологических карт для горноскладчатых областей и с использованием данных бурения и интерпретации геофизических материалов для платформ, где распространен покров осадочных отложений значительной мощности. Строение

более глубоких горизонтов земной коры показано главным образом по данным глубинного сейсмического зондирования и сейсмологических исследований с аппаратурой «Земля», а также с учетом гравиметрических, магнитометрических и других данных. При этом для участков, не обеспеченных сейсмическими исследованиями, глубинные границы изображены на основании построенных авторами карт глубинного строения, а также по соответствующим графикам корреляции.

Результаты магнито-теллурических зондирований (МТЗ), данные о гипоцентрах землетрясений в коре и мантии и другая геофизическая информация, имеющая характер точечных наблюдений, спроектированы на плоскость разреза в пределах полос шириною 1° по обе стороны от него. В качестве дополнительного критерия оценки современной подвижности глубинных структур земной коры использовались сейсмологические данные (положение гипоцентров, интенсивность, энергетическая характеристика землетрясений), поскольку опорные глубинные сечения земной коры пересекают основные сейсмические области Союза¹.

Совместный анализ построенных разрезов свидетельствует о закономерном убывании мощности земной коры из районов горных сооружений Внутренней Азии к окраинам материка, примерно от 50—70 до 30—40 км, и далее до 10—15 км в сопредельных глубоководных областях Северного Ледовитого и Тихого океанов. Это убывание мощности происходит по-разному для разных слоев коры, а также в разных структурных зонах, и в целом сопровождается утонением и далее (в пределах глубоководных областей) полным выклиниванием «гранитного» слоя. Последнее и утонение коры в целом характеризует смену ее континентального типа океаническим. Однако наряду с отмеченной выше общей закономерностью изменения мощности и строения земной коры на окраинах континента и внутри него имеются участки коры разной мощности, в основном соответствующие глубоким котловинам внутренних и окраинных морей, также лишенных «гранитного» слоя.

Наблюдается переход от континентальной к океанической коре атлантического типа, представленный на разрезах, выходящих в Северный Ледовитый океан, и тихоокеанского типа, показанный на разрезах, пересекающих Тихоокеанский подвижный пояс (рис. 1, 2). В первом случае с океанической областью контактируют разновозрастные складчатые области от добайкальской до мезозойской, в дальнейшем утратившие свою тектоническую активность. Зона же перехода к Тихому океану располагается в пределах площади кайнозойских геосинклиналей (включая современные), активно развивающихся вплоть до настоящего времени. Кроме того, для нее характерно наличие глубинных и сверхглубинных разломов (в частности, разломов, ограничивающих впадину Тихого океана), которые, по-видимому, совпадают с фокальной зоной землетрясений, простирающейся до глубин около 700 км и круто наклоненной под Азиатский континент. Курило-Камчатская сейсмическая область выражена широкой полосой (150—200 км) высоких значений удельной сейсмической энергии в зоне резкого сочленения континентальной земной коры с корой океанического типа (вдоль островных дуг и глубоководных прогибов).

Атлантический тип в областях полярного бассейна отличается широким шельфом (600—1000 км). Земная кора в его пределах, по-видимому, характеризуется пологими структурными формами и представлена толщей платформенного чехла мощностью 10—15 км, «гранитным» слоем

¹ Разрезы составили: Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, И. С. Вольвовский, Н. П. Лопатина, Т. Е. Люстих, Н. М. Райская, А. Г. Родников, Д. Б. Фирсова, Г. А. Шенкарева, Ю. К. Щукин. При составлении разрезов и данной статьи были также использованы многочисленные литературные источники, главные из которых приведены в прилагаемом списке литературы.

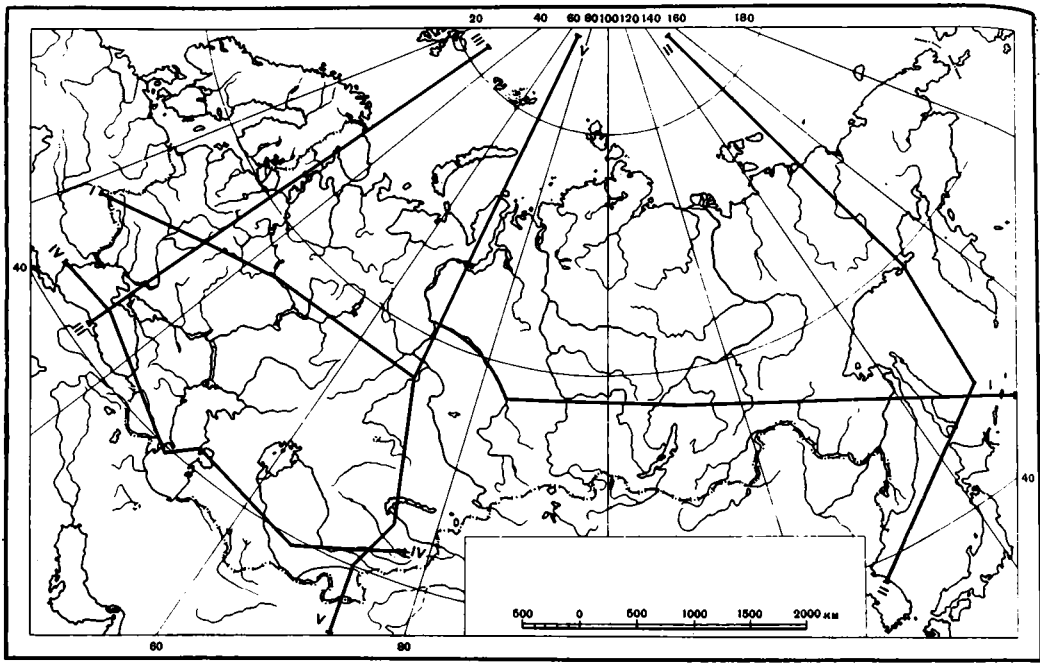


Рис. 1. Схема расположения опорных сечений

умеренной или малой мощности (8—12 км) и «базальтовым» слоем средней мощности (12—15 км). Общая мощность земной коры, таким образом, составляет здесь 30—35 км. Она так же, как и мощности образующих ее слоев, выдерживается на больших пространствах. Обращает на себя внимание некоторое подобие строения земной коры шельфовой области Полярного бассейна строению коры Прикаспийской синеклизы.

Собственно переход к океанической коре осуществляется в полосе шириной 200—250 км, примерно соответствующей континентальному склону. Здесь мощность коры сокращается от 30 до 15 км, причем сильно утоняется осадочный слой, выклинивается «гранитный» и постепенно сокращается мощность «базальтового» слоя. В пределах северной окраины Баренцевой платформы перед континентальным склоном располагаются группы островов — Шпицбергена, Франца-Иосифа и Северной Земли, где мощности коры предположительно больше ее средней величины в области шельфа. Скорости в слоях земной коры в пределах шельфа, где располагается Баренцева платформа, те же, что и коры Балтийского щита (табл. 1). По имеющимся немногочисленным данным граничные скорости на поверхности Мохоровичича практически не изменяются, хотя глубина ее залегания несколько уменьшается.

С севера эта зона, возможно, оборвана системой сейсмически активных разломов, тогда как на севере Гиперборейской платформы переход от коры континентального типа к океаническому, по-видимому, более постепенный.

Тихоокеанский тип перехода континентальной коры к океанической отличается большей сложностью по сравнению с атлантическим, что соответствует многообразию морфологического и тектонического строения Тихоокеанского подвижного пояса. Он характеризуется умеренными, но сильно варьирующими мощностями коры, изменяющимися от 40 до 10 км, и сложным рельефом поверхности Мохоровичича и других границ внутри земной коры. На фоне общего сокращения мощности земной коры от прибрежных районов континента к океану наблюдаются как впадины

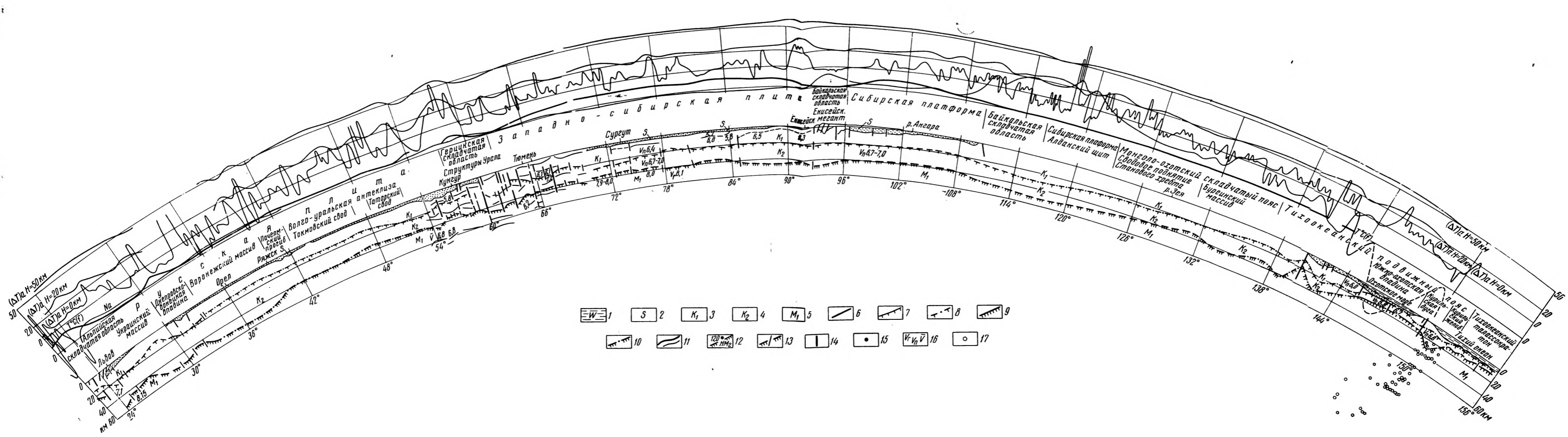


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры Карпаты—Курилы (1—1)

Масштабы: горизонтальный 1 см = 50 км, вертикальные: а) на разрезе — 1 см = 10 км; б) на графиках аномального магнитного поля — 1 см = 200 гамм; в) на графике амплитуды неотектонических движений — 1 см = 500 м; г) на графике удельной сейсмической энергии 1 см = $10^{-2} \times 10^{-12}$ эрг/см².сек. Условные обозначения: 1 — вода; 2 — осадочный покров платформ и глубоких впадин, рыхлые осадки океанических и морских бассейнов; 3 — кристаллические и метаморфизованные породы преимущественно кислого состава (условно «гранитный» слой); 4 — кристаллические и метаморфизованные породы преимущественно основного состава (условно «базальтовый» слой); 5 — породы верхней мантии (предположительно ультраосновного состава); 6 — поверхность консолидированной коры (слоя K₁) по данным бурения, КМПВ и ГСЗ; 7 — поверхность слоя K₂ («базальтовый») по данным ГСЗ; 8 — то же по расчетным данным; 9 — поверхность Мохоровичича по данным ГСЗ; 10 — то же по расчетным данным; 11 — другие промежуточные границы в земной коре и верхней мантии по данным ГСЗ; 12 — точки магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и глубина залегания поверхности проводящего слоя; 13 — разрывные нарушения в слоях S и K₁ по геологическим данным; 14 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно связанные с глубинными разломами; 15 — глубины до сейсмических границ на пересекающихся профилях; 16 — сейсмические скорости, км/сек; V_г — граничная, \bar{V} — средняя, V_п — пластовая; 17 — гипоцентры землетрясений

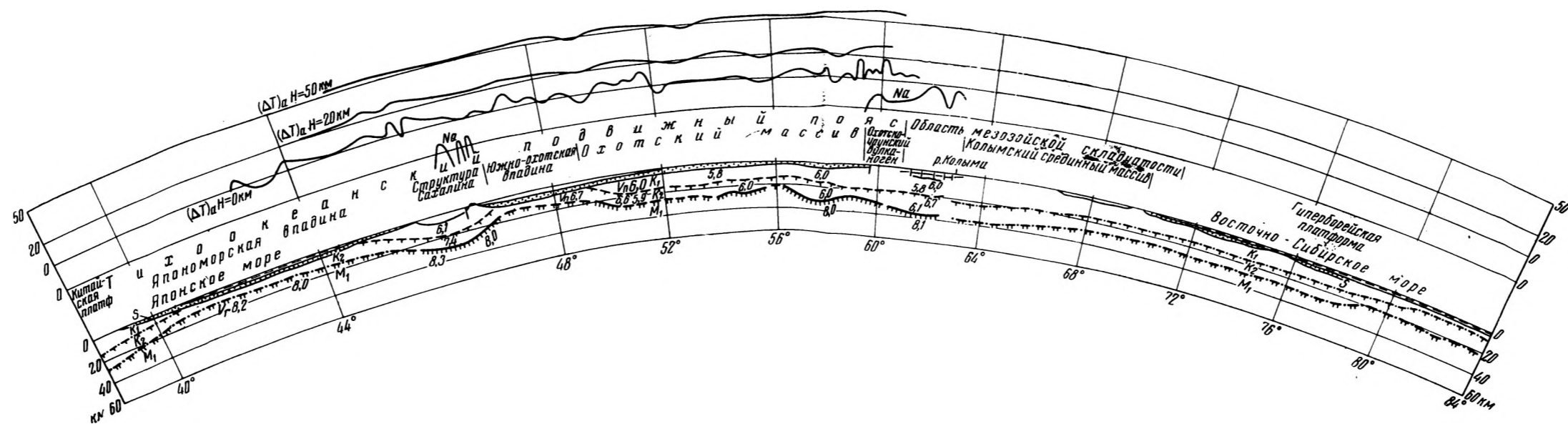


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез земной коры Японское море — Восточно-Сибирское море (II—II)

Масштабы и условные обозначения см. рис. 1

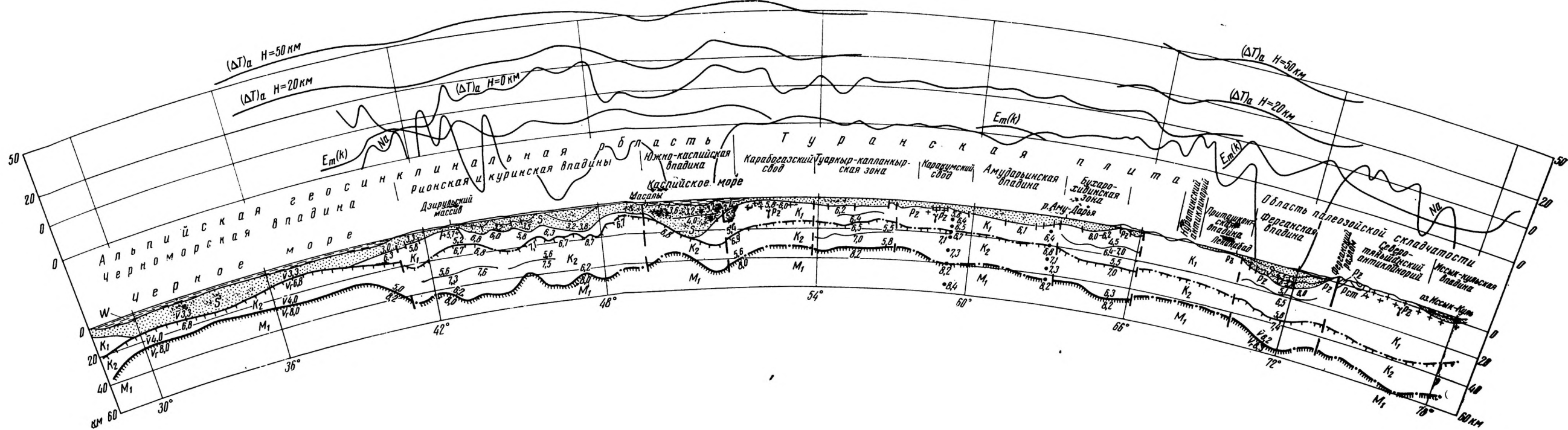


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез земной коры Черное море — Тянь-Шань (IV—IV).
Масштабы и условные обозначения см. рис. 1

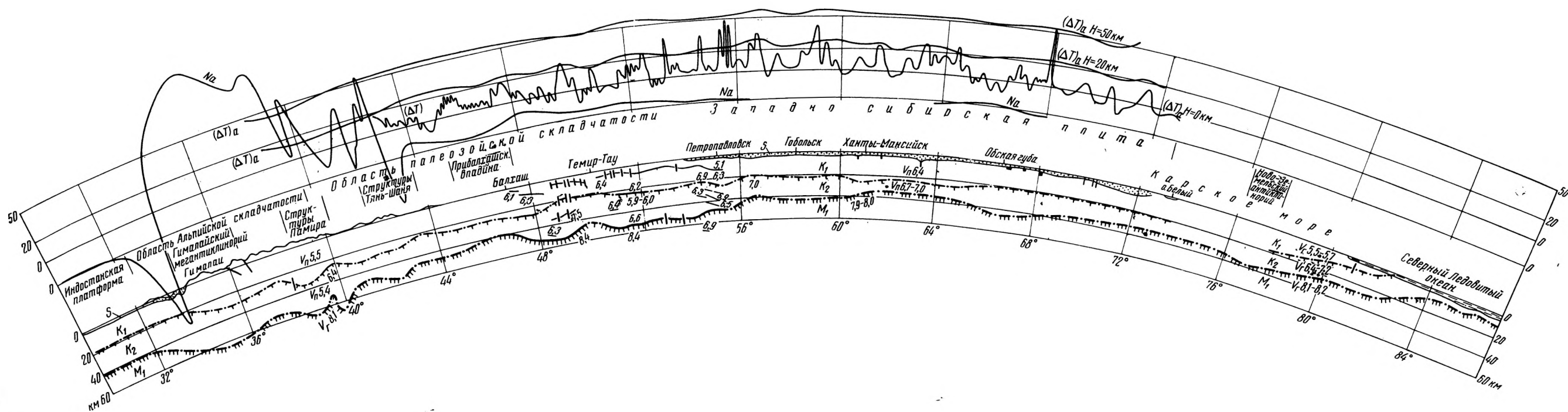


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез земной коры Памир — Северный Ледовитый океан (V—V).
Масштабы и условные обозначения см. рис. 1

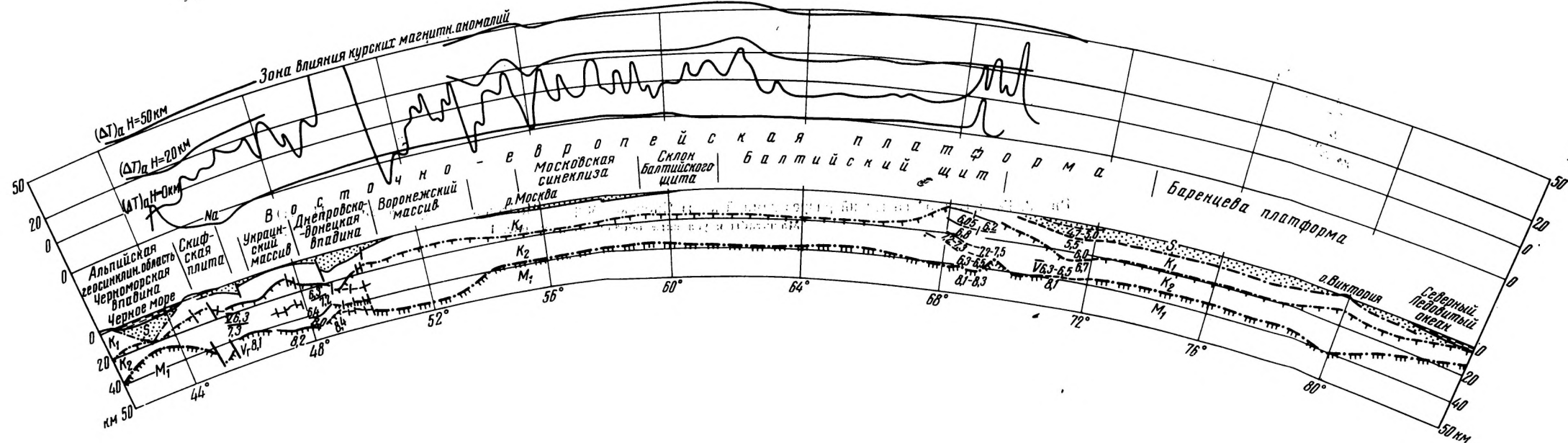


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез земной коры Черное море — Баренцево море (III—III).
Масштабы и условные обозначения см. рис. 1

Скорости сейсмических волн в слоях земной коры и на границе Мохоровичича в пределах Балтийского щита и сопредельных северных морей

Район	Пластовая скорость в слое, км/сек				V _Г на границе Мохоровичича, км/сек
	S	K ₁	K ₂	в консоли- дированной коре	
Балтийский щит	—	5,4—6,3	6,6—7,0	6,4	8,1—8,3
Баренцева платформа	2,0—2,3 4,7—5,1	5,5—6,1	6,7	6,3	8,1
Районы Арктического бассейна, примыкающие к островам Франца-Иосифа и Шпицбергена	2,0—2,3 4,1—5,1	5,5—5,7	6,4—7,2	6,3	8,1—8,2

* В этой таблице, а также в других, приняты следующие условные обозначения: W — водная толща, S — толща неконсолидированных осадочных пород, K₁ — «гранитный» слой, K₂ — «базальтовый» слой, M₁ — верхняя мантия (надстеносферный слой).

в рельефе Мохоровичича — Сихотэ-Алиньская, Сахалинская, Камчатская, Прикурильская и др., так и выступы — Уссури-Анадырский, Японморский, Южно-Охотский и Курильский (в пределах островных дуг). Весьма протяженный (около 3000 м) Уссури-Анадырский валобразный выступ ограничивает с востока область континентальной коры, а Камчатско-Курильский прогиб отделяет с запада область типичной океанической коры. Между ними располагается сложно устроенная переходная область, в пределах которой отмечается большое разнообразие структур земной коры — от нормальных континентальных (Сихотэ-Алинь, Сахалин, Япония, Камчатка) вплоть до океанических (впадина Японского моря), а также различного типа переходы между ними. Так, Охотский срединный массив обладает малой мощностью земной коры (20—25 км) и наличием «базальтового», «гранитного» и осадочного слоев, мощности которых сильно изменчивы. Камчатско-Курильский прогиб характеризуется большой мощностью земной коры (30—35 км) и зачаточным «гранитным» слоем, развитым только на его западном склоне. Большое развитие «гранитный» слой получает в пределах Курильской островной дуги, несмотря на то, что общая мощность земной коры там сильно сокращается. Таким образом, для коры этой области перехода характерны как обращенные, так и согласные формы рельефа поверхности Мохоровичича и других горизонтов в земной коре.

Рассмотрение скоростных характеристик (табл. 2) показывает, что пластовые скорости в консолидированной коре континентального типа в районах Магадана и Колымы, Сахалина и прибрежных районов Сихотэ-Алиня — 6,2—6,4 км/сек — очень близко соответствуют скоростям в «базальтовом» слое глубоководных впадин Охотского и Японского морей и зоны Камчатско-Курильского желоба, где их значения колеблются также в пределах 6,2—6,5 км/сек. Лишь средние пластовые скорости в «базальтовом» слое Тихого океана имеют несколько большие значения — 6,6 км/сек. При этом следует заметить, что для других океанических районов пластовые скорости в «базальтовом» слое обычно оказываются близкими к 6,4 км/сек. Эти цифры дают некоторые основания предполагать, что «базальтовый» слой глубоководных впадин и окраинных морей мог бы рассматриваться в качестве недифференцированной толщи консолидированной коры, если иметь в виду так же и то, что вследствие его незначительной мощности (менее 15—10 км) выделение внутренних границ пока является затруднительным. Приведенные в табл. 2 скоростные характеристики слоев дают основание считать, что земная кора северной части Охотского моря близка к континентальному типу.

Таблица 2

Скоростные характеристики слоев и границы Мохоровичича

Тектонические элементы	Район	Пластовые скорости в слоях, км/сек					На границе Мохоровичича, км/сек
		W	S	K ₁	K ₂	в консолидированной коре	
Континент	Магадан—Колыма	—	—	6,0—6,4	6,7	6,4	8,1
	о. Сахалин	—	2,4—3,0	5,8—6,0	6,7	6,3	8,0
	Сихотэ-Алинь	—	—	5,9	6,5	6,2	8,2
Переходные зоны	Охотское море	1,5	2,3—2,8	5,6—6,0	6,5—6,7	6,2	8,0
	Японское »	1,5	1,5—2,0	5,9	6,5	6,2	8,2
Глубоководные впадины	Охотское »	1,5	2,4—3,0	—	6,5—6,7	6,6	7,9—8,0
	Японское »	1,5	1,5—2,0	—	6,5	6,5	8,2
Островные дуги	Курильский желоб	1,5	2,8	5,5	6,3	6,2	7,8
	Тихий океан	1,5	2,1—2,4	—	6,6	6,6	8,1—8,5

Таблица 3

Скорости сейсмических волн в слоях земной коры внутренних морей и сопредельных межгорных впадин

Район	Средние мощности слоев, км					Пластовые скорости в слоях, км/сек					V _Г на границе Мохоровичича, км/сек
	W	S	K ₁	K ₂	всей коры	W	S	K ₁	K ₂	в консолидированной коре	
Черноморская впадина	2,0	10,0	—	13,0	25,0	1,5	3,0—3,5	—	6,4—6,8	6,6	8,0
Курильская »	—	4,0	12,0	29,0	45,0	—	3,3—3,6	5,6	7,0—7,2	6,5	8,2—8,3
Рионская »	—	6,0	12,0	25,0	43,0	—	3,3—3,4	5,3—6,0	6,8—7,2	6,5	8,2
Южно-Каспийская »	1,0	20,0	—	23,0	44,0	1,5	3,4—3,8	—	6,3—6,7	6,5	8,0

Главные отличия заключаются в сокращении мощности «базальтового» слоя. Отметим попутно, что преобладание мощности «гранитного» слоя над «базальтовым» зарегистрировано также в некоторых районах Туранской и Западно-Сибирской плит, в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена, Паннонской впадины и в других местах. Обращает на себя внимание то, что мощность и скоростная характеристика «гранитного» слоя во всех этих районах не претерпевает каких-либо существенных изменений по отношению с соседними территориями, тогда как мощность «базальтового» слоя по сравнению с ними сильно сокращается. Указанные соотношения мощности этих слоев говорят о вероятности преобразования нижней части «базальтового» слоя в мантию в зонах обширных тектонических погружений, так как в подавляющем большинстве других районов мощность «базальтового» слоя либо равна, либо превышает мощность «гранитного» слоя.

Некоторыми чертами сходства со строением земной коры Тихоокеанского подвижного пояса обладает кора альпийской геосинклинальной Средиземноморской области, как это видно на южной части разреза Черное море — Баренцево море (рис. 3) и западной половине разреза Черное море — Тянь-Шань (рис. 4). Для нее также характерен очень широкий диапазон изменения общей мощности земной коры, наличие зон, где отсутствует «гранитный» слой, а также общее преобладание в разрезе консолидированной коры «базальтового» слоя вместе с раздробленностью коры глубинными разломами на отдельные и по-разному геологически развивающиеся блоки. Однако имеются и существенные отличия в строении земной коры сравниваемых регионов. Так, мощность земной коры в альпийском Средиземноморье юга СССР варьирует примерно от 20 км (Черное море) почти до 60 км (Большой Кавказ), т. е. в среднем много больше, чем на площади Тихоокеанского подвижного пояса. При этом разрастание мощности земной коры, наблюдаемое в районах горного рельефа, происходит за счет резкого увеличения мощности «базальтового» слоя, что сопровождается появлением в его нижней части (от глубины примерно 40 км) сейсмического горизонта с высокими значениями скоростей (7,5 км/сек и больше). Судя по значениям сейсмических скоростей, можно предполагать его вероятный базитово-эклогитовый состав. Сокращение мощности консолидированной коры (особенно в Черноморской впадине) происходит за счет утонения «базальтового» слоя и выклинивания «гранитного». Однако последнее компенсируется здесь, как и в зоне Южного Каспия, уникальным разрастанием мощности очень слабо уплотненных осадочных отложений (соответственно до 16 и свыше 20 км). Конфигурация глубинных структур в альпийской геосинклинальной зоне отчетливее, чем в области Тихоокеанского пояса. Особенность внутренних глубоководных впадин (Черного и Каспийского морей) состоит еще и в том, что границы заметного изменения мощности земной коры или отдельных ее слоев отмечены зонами высокой сейсмической активности. В северной части Черноморской впадины обнаружена фокальная зона землетрясений, круто наклоненная (<60°) под Крымский антиклинорий. Она связана с тектоническим швом, проникающим в земную кору до глубины 40 км. Цепочке эпицентров землетрясений в средней части впадины Каспийского моря также отвечает область перехода коры типичного континентального типа к разрезам ее переходного строения — и это не является случайным. Современная сейсмическая активность альпийского геосинклинального пояса характеризуется тяготением основных эпицентральных зон землетрясений к областям значительных погружений отдельных блоков земной коры на фоне общего поднятия альпийских складчатых структур.

Для альпийской геосинклинальной области в целом характерны обращенные структурные формы глубинных слоев по отношению к поверхностным. Однако наряду с этим, например, в пределах Южно-Каспийской

впадины, имеется также и их прямое соответствие. Следует отметить, что в альпийской геосинклинальной области в общем преобладают положительные тектонические и морфологические элементы, что, в частности, выражается в подчиненном значении площадей впадин, тогда как для области Тихоокеанского подвижного пояса более характерны обратные соотношения. Это, по-видимому, отображает общую тенденцию восходящих движений в альпийской геосинклинальной области и нисходящих — по краям Тихого океана.

Как свидетельствуют данные табл. 3, скорости в консолидированной коре Черноморской и Южно-Каспийской впадин, с одной стороны, и на суше — в районах Куринской и Рионской впадин — с другой, очень близки. При этом скоростная характеристика консолидированной коры здесь такая же, как и для Тихоокеанского подвижного пояса. Однако разрезы земной коры суши и глубоководных зон морей принципиально различны.

При тождественности скоростных характеристик «базальтового» слоя морских впадин и всей толщи консолидированной коры Закавказских впадин, скорости в «базальтовом» слое вдоль рассматриваемого профиля (рис. 5) изменяются довольно значительно, причем в морских впадинах их средние значения не превышают 6,5—6,6 км/сек, а в Закавказских — они больше или равны 7,0 км/сек. В пределах первых земную кору можно практически подразделить на три слоя — водный, осадочный и «базальтовый» со скоростями соответственно 1,5; 3,0 и 6,5 км/сек, в пределах вторых — толщу осадочных неконсолидированных пород, «гранитный» и «базальтовый» слои и «базито-эклогитовую» часть последнего со скоростями, соответственно 3,5; 5,5; 7,0 и 7,5 км/сек. Таким образом, земная кора суши здесь гораздо более дифференцирована, чем земная кора морских впадин.

Несколько иными особенностями строения земной коры обладает сформировавшийся на доальпийском складчатом фундаменте орогенический пояс юга Азиатской части СССР. Он протягивается от Тянь-Шаня почти до побережья Охотского моря, его разрез представлен на Памиро-Тянь-Шаньском пересечении (юг профиля, рис. 5 и рис. 6). Для рассматриваемого пояса характерны очень большие мощности консолидированной коры, повсеместно превышающие ее мощность на сопредельных территориях и достигающие 60—70 км, абсолютное преобладание в разрезе консолидированной толщи коры, тогда как осадочный чехол распространен лишь спорадически в межгорных впадинах. Однако здесь он достигает больших мощностей (например, до 10 км в центральных районах Ферганской впадины). В разрезе консолидированной толщи коры наблюдается некоторое преобладание «гранитного» слоя, однако при очень больших мощностях как его, так и «базальтового» слоя (до 30—35 км). На отдельных профилях ГСЗ в основании «базальтового» слоя зарегистрирован высокоскоростной сейсмический горизонт (скорость 7,5—7,8 км/сек), обособляющий предположительно «базито-эклогитовый» комплекс. Насколько широко распространен этот комплекс по площади — не выяснено. В целом орогенический пояс юга Азиатской части СССР представляет собой единую обширную депрессию по поверхности Мохоровичича, но сильно осложненную разно ориентированными глубинными разломами, придающими блоковый характер структуре земной коры этого региона. Для него в целом характерны обращенные формы земного рельефа и поверхности Мохоровичича. Однако это явление нарушается в межгорных впадинах (Ферганской и др.) согласным поведением всех границ, начиная от земной поверхности вплоть до границы Мохоровичича. Независимо от поведения границ внутри толщи консолидированной земной коры, области резких градиентов ее мощности, особенно в зонах сочленения крупных структурно-тектонических элементов (Памириды, палеозониды Тянь-Шаня и др.), сопровождаются энергичной сейсмической активностью. Очаги землетрясений располагаются в пре-

делах земной коры (Тянь-Шань) и в верхней части мантии (Памир, Гиндукуш). Положение гипоцентров землетрясений на юге Азиатской части СССР позволяет говорить о современной подвижности глубинных структур вдоль тектонических швов и ослабленных зон, затрагивающих всю толщу земной коры и мантию до глубины около 250—300 км. Как видно на профилях, современная сейсмоактивность хорошо увязывается с особенностями глубинной структуры земной коры и неотектоническими движениями, определившими современный облик Тянь-Шаня и Памира и прилегающих горно-складчатых областей.

Разрастание мощности земной коры присуще не только областям весьма энергичной неотектонической активизации, подобным Памиру, Тянь-Шаню, Алтаю и т. д., но и таким невысоким горам как Средний Урал, Енисейский кряж и горным районам Центрально-Казахстанского массива. В перечисленных областях мощности земной коры местами превышают 45—50 км, причем на Уралу и Енисейскому кряжу свойственны неглубокие «корни» гор. Относительно небольшие «корни», по-видимому, типичны и для горных сооружений в области мезозойской складчатости (например, для Сихотэ-Алиня и других).

Для разновозрастных платформ северной Евразии, а именно: Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской, характерна средняя мощность земной коры около 40 км, с отклонением от нее примерно до 35 км в их северных районах и более 50 км на юге Восточно-Европейской платформы (Сарматский шит), а также на юге Сибирской платформы (Алданский шит), т. е. в областях, близких к орогеническим зонам. Разрез земной коры здесь представлен «базальтовым», «гранитным» и осадочными слоями, причем «базальтовый» слой составляет больше половины общей мощности земной коры. Мощность осадочной толщи обычно не превышает 3—1 км. Однако в отдельных впадинах, например, в Днепровско-Донецком авлакогене, Прикаспийской синеклизе, Вилюйской синеклизе и некоторых других она достигает 10 и более километров.

На территории платформ доминируют спокойные пологие формы глубинных границ, но с приближением к орогеническим областям они осложняются и становятся более резкими. Несколько отлично строение земной коры Скифско-Туранской плиты. Здесь выделяются более резкие, часто линейные формы глубинных структур, которые в известных пределах являются промежуточными между собственно платформенными и орогеническими. В целом для платформ характерно наличие большого числа глубинных разломов, однако амплитуда смещения по ним, как правило, невелика. Это подтверждается асейсмичностью древних и молодых платформ. Оживление разломов в их фундаменте отмечается лишь в краевых частях этих структур — в областях сочленения их с молодыми или новейшими структурами (юго-запад Восточно-Европейской платформы, юг Скифской плиты, юг Туранской плиты, южная окраина Сибирской платформы и т. д.). Сравнивая скоростные характеристики слоев земной коры платформ (табл. 4) можно видеть, что они очень близки друг к другу. Центрально-Казахстанский массив по своим скоростным характеристикам лишь немногим отличается от них. Вместе с тем земная кора платформ и Центрально-Казахстанского массива по скоростям в слоях несколько отлична от земной коры областей альпийской складчатости.

Молодые краевые прогибы, ограничивающие с юга Восточно-Европейскую платформу и Скифско-Туранскую плиту, характеризуются примерно согласным прогибом всех границ в земной коре и в рельефе поверхности Мохоровичича, тогда как для более древнего Предуральского прогиба соотношения глубинных и приповерхностных структурных форм являются более сложными.

Уральская горно-складчатая система, отделяющая Восточно-Европейскую платформу от Западно-Сибирской плиты, резко отличается от них сильной раздробленностью земной коры и значительным преобладанием

Скорости сейсмических волн в слоях земной коры и на поверхности Мохоровичича в пределах платформ и горно-складчатых сооружений

Районы	Средние мощности слоев, км				Пластовые скорости в слоях, км/сек				V _г на границе Мохоровичича, км/сек
	S	K ₁	K ₂	всей коры	S	K ₁	K ₂	в конглоди- рованной коре	
Восточно-Европейская платформа	3,0	16,0	20,0	39,0	4,2	5,8—6,4	6,8	6,5	8,0—8,2
Западно-Сибирская плита	3,0	16,0	19,0	38,0	3,0—4,0	5,8—6,4	6,7—7,2	6,5	8,0—8,1
Туранская плита	4,0	21,0	16,0	41,0	3,5—4,0	5,8—6,3	6,6—7,2	6,4	8,2
Скифская плита	4,0	17,5	21,5	43,0	3,4	5,6—6,4	6,9—7,2	6,5	8,1—8,3
Центрально-Казахстанский массив	—	22,0	28,0	50,0	—	5,9—6,2	6,9—7,0	6,6	8,4
Кавказ	—	20,0	35,0	55,0	—	5,6—6,0	6,9—7,4	6,5	8,1—8,2
Памир, Сев. Тянь-Шань ¹	—	37,0	28,0	65,0	—	5,5	6,3—6,4	5,9	8,1

¹ Скоростные характеристики, по-видимому, сильно занижены.

в ее разрезе «базальтового» слоя. При этом, судя по скоростной характеристике, она обладает повышенной основностью (пластовые скорости уже на глубине нескольких километров достигают и превышают 7 км/сек). Границы Уральской горно-складчатой системы и с запада и с востока выражены очень резко, причем его восточная граница располагается восточнее Уральских гор, уже в пределах Западно-Сибирской низменности.

На разрезах видно, что горизонтально-волнистая расчлененность присуща не только земной коре, но также и верхней мантии. Это наблюдается и под складчатыми сооружениями и под платформами, ниже границы Мохоровичича по крайней мере на 30—70 км. Как свидетельствуют данные магнито-теллурических зондирований (МТЗ), высокопроводящий слой в верхней мантии, который отождествляется с астеносферным горизонтом и соответствует толще пород с температурой 1200—1400°, находится на глубинах около 100—250 км, а в ряде мест и далеко выходящих за указанные пределы.

Нанесенные на разрезы графики аномалий магнитного поля, наблюдаемого на приземных высотах и пересчитанного на разные уровни в верхнее полупространство вплоть до высоты 50 км, свидетельствуют о приуроченности значительной части интенсивных магнитных аномалий к поясам глубинных разломов, фиксируемых по данным сейсморазведки. При этом сравнительно медленное затухание аномалий с высотой косвенно подтверждает связь этих аномалий с магнитными массами, имеющими глубокие корни, в том числе и в верхней мантии. Создается определенное впечатление, что именно зоны глубинных разломов определяют особые условия для размещения магнитных масс в их полостях во всей толще земной коры и верхах мантии, тогда как магнитоактивные массы вне зон глубинных разломов обычно характеризуются меньшими глубинами заложения и локализуются преимущественно в «гранитном» слое.

Глубинные разрезы земной коры, представленные в данной работе, пересекают основные сейсмоактивные области СССР. Расчет удельной сейсмической энергии за период 1920—1963 гг. ($\text{эрг}/\text{см}^3 \cdot \text{сек}$), согласно Г. П. Горшкову и Г. А. Шенкаревой (1967), показывает, что главным источником энергии, высвобожденной при землетрясениях, служит земная кора и лишь на Дальнем Востоке — верхняя часть мантии.

Таблица 5

Максимальные значения удельной сейсмической энергии за период 1920—1963 гг.

Тектонические области	Для коровых землетрясений	Для мантийных землетрясений
Область альпийской складчатости		
Карпаты	10^{-10}	10^{-7}
Крым	10^{-8}	—
Кавказ	$10^{-8}—10^{-7}$	—
Копетдаг	$10^{-6}—10^{-7}$	—
Памир-Гиндукуш	$10^{-7}—10^{-8}$	$10^{-6}—10^{-7}$
Области новейшей тектонической активизации		
Тянь-Шань	$10^{-6}—10^{-7}$	10^{-6}
Алтае-Саяны	$10^{-6}—10^{-5}$	—
Северная Монголия	$10^{-6}—10^{-5}$	—
Прибайкалье	$10^{-6}—10^{-7}$	—
Область кайнозойской складчатости Дальнего Востока		
Курилы, Камчатка	10^{-5}	10^{-6}

Как следует из табл. 5, максимальные значения удельной энергии на порядок выше для областей новейшей тектонической активизации по сравнению с альпидами юга СССР. Платформенные структуры (исключая их окраины) в пределах наших пересечений практически асейсмичны. Поток сейсмической энергии, достигая наибольших значений в области кайнозойской складчатости Дальнего Востока, в пределах Восточной Камчатки, Курильских островов и прилегающих акваторий Тихого океана превышает 10^{-5} $\text{эрг}/\text{см}^3 \cdot \text{сек}$. В области Тихоокеанского подвижного пояса высвобождается основное количество сейсмической энергии всего земного шара. Здесь же происходят и сильнейшие землетрясения.

Подводя итоги сказанному, необходимо отметить:

1. Близкое соответствие крупных элементов структуры, устанавливаемых по геологическим данным, особенностям глубинной структуры земной коры и поверхности Мохоровичича, фиксируемых геофизическими данными. Однако формы отмеченного соответствия очень многообразны и могут быть как прямыми, так и обратными или весьма сложными.

2. Различие глубинной структуры платформенных и горно-складчатых сооружений выражается в неодинаковой расчлененности поверхности Мохоровичича и неодинаковых глубинах до нее, в мощностях и особенно соотношениях консолидированной толщи земной коры, а также в разном отношении мощности «базальтового» слоя к общей мощности земной коры.

3. Выделяются два типа перехода континентальной коры Евразии к океанической — атлантический и тихоокеанский. Атлантический тип характеризуется непосредственным переходом континентальных платформ к структурам океанического дна, а тихоокеанский отличается тем, что он охватывает область молодых современных геосинклиналей, отделяющих континентальные платформы от океанических. Типы перехода земной коры хорошо выражены не только в морфологии глубинных

структур, но также и в особенностях современных тектонических движений. Сейсмическая активность является важным индикатором степени подвижности отдельных блоков в пределах того или иного типа земной коры.

4. Переход от «гранитного» слоя к «базальтовому», судя по изменениям сейсмических скоростей, далеко не всегда резок, поскольку сейсмические скорости в земной коре нарастают, в общем, по-видимому, небольшими скачками, что определяет большую долю условности в выделении поверхности «базальтового» слоя. При этом средние пластовые сейсмические скорости в консолидированной коре континентов очень близко соответствуют или даже равны таким в «базальтовом» слое впадин внутренних и окраинных морей, а также океана, т. е. зон и областей, лишенных «гранитного» слоя. Это дает некоторые основания рассматривать «базальтовый» слой глубоководных впадин в качестве недифференцированного эквивалента всей консолидированной толщи континентальной коры.

5. Вне зависимости от гипсометрического положения основания земной коры граничные скорости вдоль поверхности Мохоровичича оказываются повсеместно очень близкими (8,0—8,2 км/сек), причем ее большие или меньшие значения редки и частью, вероятно, связаны с ошибками определений. Это указывает на принципиальные отличия вещества, образующего верхнюю мантию по сравнению с веществом, слагающим земную кору. Лишь в областях глубоких прогибов поверхности Мохоровичича, т. е. там, где появляется высокоскоростной горизонт в низах «базальтового» слоя ($V_T = 7,5—7,8$ км/сек), можно предполагать более близкое строение вещества верхней мантии и основания земной коры.

6. Отмеченные в ряде мест сокращенные мощности «базальтового» слоя при выдержанности мощности «гранитного» слоя, например в районах Ханты-Мансийского блока (Западно-Сибирская плита), Прикаспийской впадины, Центральной части Охотского моря, в Паннонской впадине и некоторых других регионах, нами предположительно объясняются преобразованием вещества «базальтового» слоя в вещество верхов мантии, т. е. процессами, противоположными тем, которыми нередко объясняется образование «корней» гор. Некоторым подтверждением последнего предположения служит развитие в «корнях» гор высокоскоростного слоя, причем перепад сейсмических скоростей между ним и мантией составляет всего лишь 0,2—0,5 км/сек и сама граница кора — мантия становится малоопределенной.

7. Средние уклоны значительных участков земной поверхности (включая средние падения склонов даже самых высоких горных сооружений), наклоны консолидированного основания (фундамента) древних и молодых платформ, а также наклоны поверхностей кристаллических ядер горно-складчатых сооружений и ложа современных геосинклиналей в общем оказываются менее значительными, чем падения поверхностей разделов внутри земной коры и особенно поверхности Мохоровичича. Наклоны поверхности Мохоровичича нередко превышают 10 км на 100 км, что не свойственно земной поверхности и протяженным приповерхностным границам в земной коре. Таким образом, одним из наиболее существенных отличий строения глубоких частей земной коры от частей, находящихся у ее поверхности, является большая амплитуда колебаний глубинных границ.

8. Только в горных районах отмечается прямое соответствие разрастания амплитуд неотектонических движений и мощностей земной коры. Во всех остальных районах такое соответствие отсутствует.

9. Во всех сейсмоактивных районах главная часть удельной сейсмической энергии связана с землетрясениями, происходящими в интервале первых 70 км от земной поверхности. В пределах Курильской островной дуги, в районе Памира и Гиндукуша, а также Карпат, где отмечаются

типоцентры землетрясений ниже этого уровня, количество выделяемой из верхней мантии сейсмической энергии обычно значительно меньше общего количества регистрируемой в этих регионах сейсмической энергии. Следовательно, ее главными генераторами являются земная кора и самая верхняя часть мантии.

10. Результаты магнито-теллурических зондирований и многочисленные подсчеты нижних кромок магнитоактивных масс свидетельствуют о том, что температуры в недрах Земли нарастают сравнительно медленно. Так, температуры, близкие к точке Кюри (585°), по-видимому, достигаются лишь на глубинах около 40—50 км (вне зон с высоким температурным градиентом). Не исключена вероятность того, что в некоторых районах эти глубины окажутся более значительными.

Литература

- Аксенович Г. И., Аронов Л. Е., Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1962.
- Али-заде А. А., Ахмедов Г. А., Куликов В. И. Глубинное строение Азербайджана по геолого-геофизическим данным. В сб. «Геол. результаты прикл. геофиз. Геофиз. исслед. земной коры», Изд-во «Недра», 1964.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдин Р. А. Глубинное строение территории Казахстана по геофизическим данным. Сов. геология, № 6, 1966.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелая Г. Ш., Сихарулидзе Д. И., Картвелишвили К. М. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северной части Тихоокеанского подвижного пояса. Сов. геология, № 9, 1964.
- Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. Сов. геология, № 4, 1964.
- Борисов А. А., Круглякова Г. И. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР. Сов. геология, № 1, 1967.
- Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 9, 1965.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. Тр. Геол. ин-та, вып. 165, Изд-во «Наука», 1966.
- Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Сов. геология, № 3, 1962.
- Гаккель Я. Я., Деменицкая Р. М., Карасик А. М., Исаев Е. Н., Ушаков С. А. Морфология, физические поля и глубинная структура Арктического бассейна. В сб. «2-й Междунар. океанограф. конгресс», Изд-во «Наука», 1966. Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока, Изд-во «Наука», 1965.
- Геофизические исследования в Казахстане. Изд-во «Казахстан», Алма-Ата, 1965. Глубинное строение Кавказа. Изд-во «Наука», 1966.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Фоменко К. Е. Изучение строения земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 10, 1961.
- Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Материковый профиль Магадан — Калыма. Сб. «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану», Изд-во «Наука», 1964.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения земной коры по геофизическим данным. Тр. НИИГА, № 115, 1961.
- Деменицкая Р. М., Карасик Л. М., Киселев Г. Г. Строение земной коры в Арктике. В сб. «Геология дна океанов и морей». Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геол., Пробл. 16, Изд-во «Наука», 1964.
- Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Результаты глубинного исследования земной коры по Свердловскому субширотному профилю Ижевск — Ишим. Разведка и охрана недр, № 1, 1967.
- Земная кора Казахстана. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1967.
- Каратаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966.
- Косминская И. П. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей по сейсмическим данным. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 6, 1961.

- Косминская И. П., Михота Ю. В., Тулина Ю. Б. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 10, 1958.
- Краснопевцева Г. В. К вопросу о глубинном строении земной коры Закавказья. Сов. геология, № 2, 1966.
- Крылов С. В., Сурков В. С., Мишенькина З. Р. Строение земной коры южной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Геол. и геофиз., № 1, 1965.
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькина З. Р., Мишенькин Б. П., Самойлович А. С. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных исследований. Геол. и геофиз., № 1, 1966.
- Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. В сб. «Геол. результаты прикл. геофиз.» Изд-во «Недра», 1965.
- Луговенко В. Н. Исследование вопроса о разделении геомагнитного поля на аномальную и нормальную составляющие. Автореф. канд. дис., Изд-во физического фак. МГУ, 1967.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура Хобдинского максимума. В сб. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.
- Померанцева И. В. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. Прикладная геофизика, № 38, 1964.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Точечные сейсмические зондирования. Сб. «Методика сейсморазведки», Изд-во «Наука», 1965.
- Семененко Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Ивантишин М. Н., Чекунов А. В., Ладнева В. Д. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита. Сов. геология, № 11, 1964.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального сечения Черное море — Воронежский массив. Сб. «Проблемы физики Земли», № 15, Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанов Л. П. Строение земной коры советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. Сов. геология, № 6, 1967.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. (Ред. Гальперин Е. И. и Косминская И. П.), Изд-во «Наука», 1964.
- Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Т. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. Сб. «Геол. результаты прикл. геофиз. Геофизич. исслед. строения земной коры», Изд-во «Недра», 1965.
- Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Изд-во «Наука», 1967.
- Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии. Изд-во «ФАН», Ташкент, 1966.
- Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геол., Изд-во «Наука», 1960.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным геофизических исследований. Геол. и геофиз., № 10, 1963.
- Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. Крупные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. В сб. «Геол. результаты геофиз. исслед. в Сибири и на Дальнем Востоке СССР», Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966.
- Халевин Н. И. и др. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 4, 1966. Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1967.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки

Статья поступила 25 января 1968 г.

УДК 551.24 + 551.251

М. С. МАРКОВ**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
И ИХ МЕСТО В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

В пределах островных дуг Тихого океана помимо метаморфических комплексов молодого возраста выделяются метаморфические образования синатического состава, которые представляют собой фундамент этих зон. Эти образования, скорее всего, соответствуют «базальтовому» слою Тихого океана и возникают в догеосинклинальную стадию развития островных дуг.

ВВЕДЕНИЕ

Зоны перехода между континентами и океанами — двумя самыми крупными единицами земной коры — все больше привлекают к себе внимание.

Островные дуги — одни из характерных структурных форм, располагающихся между континентальными и океаническими блоками коры. Выяснение их тектонической природы чрезвычайно важно для понимания общей направленности развития Земли. Тем не менее среди исследователей островных дуг нет единой точки зрения на сущность тектонических процессов, протекающих в этих областях. Одни геологи рассматривают островные дуги как современные живые геосинклинали (Арган, 1935; Васильковский, 1963; Кей, 1955; Марков, 1969; Муратов, 1967; Пущаровский, 1964; Хаин, 1964; Хесс, 1939; Шатский, 1946; Шейнманн, 1968; Штрейс, 1968 и др.), другие считают их своеобразными негеосинклинальными формами, характерными для мезозойского этапа развития Земли (Белоусов, 1968; Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964; Штилле, 1964 и др.).

Для правильного понимания особенностей геологических процессов, происходящих в островных дугах, необходимо изучить метаморфические комплексы этих зон, их тектоническую природу и историю преобразований горных пород. Крайне важно установить, являются ли метаморфические породы сиалическим фундаментом островных дуг или их образование связано с историей развития этих зон.

К сожалению, эта проблема еще далека от разрешения. С одной стороны, имеется достаточно много данных об относительно молодом возрасте процессов метаморфизма, с другой — существуют материалы, свидетельствующие о том, что метаморфизм этих пород очень древний (Геологическое развитие Японских островов, 1968; Смирнов, 1963, 1964; Matsumoto et al., 1968 и др.).

В данной статье предпринята попытка проанализировать сведения по метаморфическим комплексам некоторых островных дуг, полученные главным образом в результате интенсивных исследований последних лет.

Важные и интересные данные по геологии и петрологии метаморфических комплексов островных дуг приведены в работах А. А. Маракушева (1965, 1968₁), Н. А. Добрецова (1964, 1968_{1,2}), А. Миасиро (Miyashiro, 1961, 1967_{1,2}), У. Эрнста (Ernst, 1963), Р. Колемана (Coleman, 1967) и многих других исследователей. Обзор этих работ сделан мной ранее (Марков, 1968, 1969), причем основное внимание при этом было уделено

характеристике метаморфических пород, возникших в результате изменения молодых образований, одновозрастных отложениям островной дуги. Здесь же мне хотелось бы напомнить, что в пределах Тихоокеанского тектонического кольца выделяются зоны глаукофанового и жедрит-плаггиогнейсового метаморфизма — метаморфиды высокого давления и низких температур и низкого давления и высоких температур, по терминологии А. Миасиро (Miyashiro, 1967^{1, 2}) метаморфические формации ряда А и порядка Б-1 по терминологии А. А. Маракушева (1965).

Принято считать (Добрецов, 1968^{1, 2}; Miyashiro, 1961; Coleman, 1967; Ernst, 1963), что породы глаукофанового типа метаморфизма могли образоваться в прогибах типа глубоководных желобов, только в пределах которых в принципе возможно сочетание низких температур и относительно высоких давлений.

Жедрит-плаггиогнейсовые зоны метаморфизма, наоборот, локализуются в участках геантиклинальных поднятий (Miyashiro, 1961; Маракушев, 1965; Марков, 1969). А. А. Маракушев¹ считает, что их образование в целом происходит позднее, чем образование метаморфических комплексов глаукофанового типа, будучи приурочено к тем этапам развития геосинклинальных систем, когда в их пределах начинают формироваться зоны геантиклинальных поднятий. А. Миасиро (Miyashiro, 1961) полагал, что локализация зон жедрит-плаггиогнейсового метаморфизма обусловлена наличием в их основании сиалического фундамента, в то время как фундаментом зон глаукофанового метаморфизма является кора океанического типа.

О ВЫДЕЛЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Многочисленные материалы, полученные к настоящему времени, позволяют, как мне кажется, выделять в пределах островных дуг еще один самостоятельный комплекс метаморфических пород, дальнейшее изучение которого представляется важным для понимания многих спорных проблем геологии островных дуг.

В Японии, как известно, наибольшее разногласия вызывает определение возраста и установление тектонической природы метаморфических пород зоны Хида. Одни исследователи считают эти образования сиалическим фундаментом, на котором в дальнейшем произошло заложение структур островной дуги (Геологическое развитие..., 1968; Minato, 1966). Другие рассматривают их как метаморфизованные и гранитизированные палеозойские отложения, приуроченные к зоне геантиклинального поднятия варисийской геосинклинальной системы внутренней Японии (Isoimi, 1968).

Для решения этого вопроса особое значение имеют результаты радиогеохронологического изучения горных пород зоны Хида. Дело в том, что среди них действительно оказались породы с возрастом от 550 млн. до 490 млн. лет, определенным рубидий-стронциевым методом (табл. 1). Эти породы, наиболее древние в зоне Хида, характеризуются весьма специфическим составом. Они представлены преимущественно амфиболитами и меланократовыми роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми гнейсами. Лишь в одном случае столь же древний возраст определен для кислой вулканической породы, описание которой не приводится. Вместе с тем возраст лейкократовых пород (биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов и плаггиогранито-гнейсов), которые преобладают в составе комплекса гнейсов Хида и создают его облик, колеблется, по данным определений свинцовым, рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами от 250 млн. до 170 млн. лет. Получается, что некоторые породы зоны

¹ А. А. Маракушев (1965, 1968^{1, 2}) рассматривает островные дуги как современные геосинклинальные системы.

Результаты определения возраста гнейсов Хида, по данным Т. Мацумото с соавторами
(Matsumoto, Yamaguchi, Yanagi et al., 1968)

Порода	Метод	Минерал, по которому определялся возраст	Возраст (млн. лет)
Биотитовый гнейс	Pb—Sr	Биотит	184
То же	»	»	196
» » (обр. 2)	K—Ar	»	174±9
Биотитовый гнейс	Pb—Sr	Валовая проба	194±7,3
	изохронный		
То же	То же	То же	185±8,5
Биотитовый кристаллический сланец	Pb—Sr	Биотит	193
То же	»	»	175
Биотитовый гнейс	»	»	187
То же (обр. 8)	K—Ar	»	165±12
Очковый гнейс	Pb 207 — Pb 206	Циркон	253±8
	Pb—Sr		
Амфиболит	изохронный	Плагиоклаз, роговая обманка	550±90
Амфиболовый гнейс	То же	То же	490±100
Кислая вулканическая порода	» »	Валовая проба	496±35

Хида имеют достаточно древний нижнепалеозойский возраст. В дальнейшем породы зоны Хида подверглись воздействию более молодых наложенных процессов гранитизации и жедрит-плагиогнейсового метаморфизма.

Обращает на себя внимание преимущественно симатический характер первичного субстрата зоны Хида. К сожалению, в известных мне работах японских геологов нет описания взаимоотношений меланократовых и лейкократовых разностей пород в зоне Хида. На геологической карте зоны Хида, приведенной в кн. «Геологическое развитие Японских островов» (1968), видно, что амфиболиты слагают отдельные достаточно крупные линзовидные тела, залегающие среди различных плагиогнейсов.

В некоторых других местах Японской островной дуги на поверхность выступают аналогичные образования, не затронутые, однако, процессами гранитизации и жедрит-плагиогнейсового метаморфизма. Они известны вдоль зоны разломов Майзуру (метаморфическая зона Сангун) и зоны разломов Куросегава (структурно-фациальная зона Титибу). В первом случае метаморфические породы представлены сильно измененными процессами диафореза амфиболитами и роговообманковыми гнейсами, возраст которых, по данным рубидиево-стронциевого метода, составляет 424—406 млн. лет. Во втором — эти породы вытасены вдоль зоны разломов вместе с ультрабазитами и перекрыты неметаморфизованными отложениями силура и девона. Таким образом, досилурийский возраст метаморфических пород доказывается здесь и геологическими данными.

В зоне разломов Куросегава эти породы (комплекс Тэрано) вскрыты в виде отдельных линзовидных тел, размеры которых достигают 40×50 км. В районе Митаки в составе комплекса Тэрано преобладают амфиболиты, а на о-ве Сикоку — гранатовые амфиболиты, авгит-гранатовые амфиболиты и эпидот-актинолитовые сланцы (Геологическое развитие..., 1968).

Мы видим, следовательно, что в основании разреза Японской островной дуги находится комплекс амфиболитов и меланократовых гнейсов, в дальнейшем гранитизированных и метасоматически измененных в зонах поднятий, либо, как мы увидим, затронутых процессами глаукофанового или зеленосланцевого метаморфизма в зонах прогибов. Этими же процессами были охвачены и преобразованы породы, залегающие на симатическом фундаменте, что затрудняет выяснение возраста метаморфических пород геологическими методами.

Аналогичные меланократовые метаморфические породы симатического состава слагают основание островных дуг не только в пределах Японии, но и в других местах западной части Тихоокеанского тектонического кольца.

На севере Новой Гвинеи, согласно данным Дж. Хермеса (Hermes, 1968) и Х. Дэвиса (Davies, 1968), ниже фаунистически обхарактеризованных отложений верхнего мела, представленных базальтами, спилитами, радиоляритами и пелагическими известняками, залегают ультрабазиты и метаморфические породы (амфиболиты и зеленые сланцы), слагающие фундамент эвгеосинклинальной зоны геосинклинальной системы Папуа.

На о-ве Яп уже давно, начиная с работ Кайзера (Штилле, 1964), известны амфиболиты, роговообманковые и актинолитовые сланцы, габбро и серпентиниты, подстилающие вулканогенные образования палеогена.

Можно предполагать наличие таких же меланократовых образований и среди метаморфических толщ Сахалина, где А. Е. Егоров (1967, 1969), А. Е. Егоров, М. Г. Егорова, Д. И. Подзорова (1968) обнаружил эклогитоподобные и другие сравнительно сильно метаморфизованные породы основного состава. Судя по описанию, которое приводит А. Е. Егоров, положение этих пород в разрезе стратифицируемых отложений не ясно, так как они чаще всего ассоциируют с выходами ультрабазитов и габброидов.

Детальные исследования метаморфических комплексов Камчатки только начаты. Многие принципиальные вопросы их геологии и возрастной датировки еще далеки от окончательного разрешения (Горбачев, Лебедев, Ястремский и др., 1968; Лебедев, 1967; Лебедев, Бондаренко, 1962; Сидорчук, Герман, 1968). Однако и здесь в ряде мест может быть выделен интересующий нас комплекс сильно метаморфизованных пород симатического состава.

Так, например, на полуострове Камчатского мыса (уже в зоне Алеутской островной дуги) и на о-ве Карагинском ниже мощных кремнистых, кремнисто-вулканогенных и граувакковых толщ верхнего мела и палеогена вскрыты метаморфические породы, превращенные в настоящее время в зеленые сланцы. Контакты их с геосинклинальными отложениями верхнего мела — палеогена тектонические. С метаморфическими образованиями ассоциируют ультраосновные породы и габброиды. В лучше изученном районе полуострова Камчатского мыса Б. К. Долматов и Л. Л. Герман установили, что зеленые сланцы возникли в результате ретроградного метаморфизма первично более сильно метаморфизованных пород — преимущественно амфиболитов и меланократовых гнейсов. В дальнейшем на эти породы были наложены процессы глаукофанового метаморфизма. В обоих из этих районов лежащие выше отложения верхнего мела и палеогена (данные С. А. Мельниковой и М. Ю. Хотина) метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма.

Возможно, что аналогичные породы симатического фундамента вскрыты и в Ганальском хребте, где, судя, по данным Б. К. Долматова, Л. Л. Германа и И. А. Сидорчука, выделяются две метаморфические серии. Нижняя представлена амфиболитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. В отличие от других районов распространения симатического фундамента, здесь довольно широко развиты такие породы, как биотитовые гнейсы. Верхняя метаморфическая серия состоит из зеленых сланцев, местами содержащих щелочную роговую обманку.

Таким образом, в пределах островных дуг четко выделяются три типа метаморфических комплексов — жедрит-плагиогнейсовый (подряд) метаморфических формаций, глаукофаново-зеленосланцевый и амфиболитовый, вскрытые в отдельных блоках фундамента островных дуг.

Попробуем проследить далее условия образования каждого из выделенных комплексов и их место в истории развития структур островной дуги.

ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Выше было отмечено, что до настоящего времени в пределах островных дуг исследователи выделяли два типа метаморфических комплексов (или рядов формаций, по А. А. Маракушеву). Первый из них — глаукофановый комплекс — принято считать свойственным областям глубоких некомпенсированных прогибов. В составе этого комплекса выделяют несколько метаморфических фаций и субфаций, зависящих как от состава исходных пород, так и от условий давления и температуры, при которых происходит образование пород (Добрецов, 1968₂; Coleman, Lee, 1963; Seki, 1966; Miyashiro, 1961 и др.).

Зависимость их образования от РТ-условий хорошо видна на диаграмме, заимствованной из работы Н. Л. Добрецова (1968₂) (рис. 1).

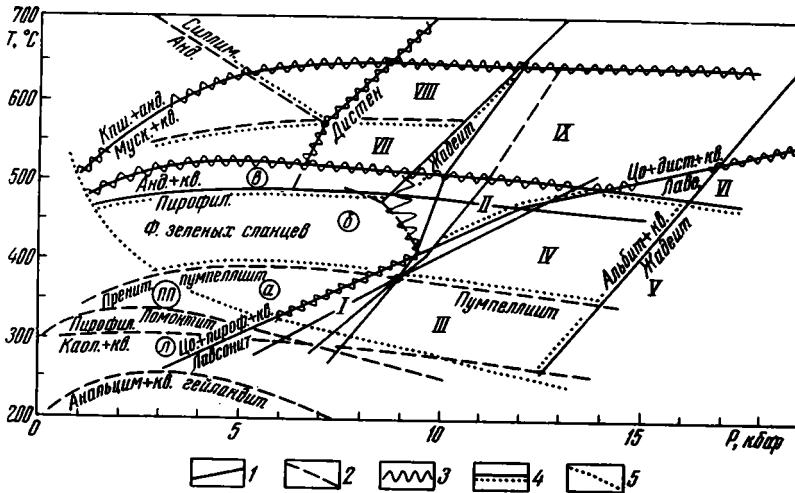


Рис. 1. Взаимоотношения фации лавсонит-глаукофановых сланцев с другими фациями и ее субфации. Из работы Н. А. Добрецова (1968₂, фиг. 2)

Линии реакции: 1 — экспериментальные и расчетные; 2 — предполагаемые; 3 — границы фаций; 4 — границы субфаций; 5 — нижняя кинетическая граница метаморфизма (предполагаемая). Цифры и буквы на рисунке: Л — ломонитовая фация; ПП — пренит-пумпеллитовая фация, по Кумбсу; а, б, в — субфации зеленых сланцев и ставролит-мусковитовых сланцев. Субфации лавсонит-глаукофановой фации: I — актинолит-лавсонитовая; II — альбит-эпидот-глаукофановая (переходная); III — пумпеллит-лавсонит-глаукофановая; IV — эпидот-лавсонит-глаукофановая; V — жадеит-кварцевая; VI — альмандин-лавсонит-глаукофановая. Субфации фации дистеновых сланцев: VII — дистен-мусковит-ставролитовая; VIII — дистен-гранат-биотитовая; IX — гранат-глаукофан-эпидотовая

В целом оценки РТ-условий для образования метаморфических пород глаукофанового комплекса нельзя считать установленными окончательно. Так, Х. Такеучи и С. Уеда (Takeuchi, Uyeda, 1965) полагают, что для образования этих пород при температурах 200—300° необходимо давление в 10 кбар. Расчеты Х. Такеучи и С. Уеда сделаны на основании экспериментальных данных Ф. Берча и Ле Комта (Birch, Le Comte, 1960), полученных для реакции жадеит + кварц = альбит в сухой системе при условии изохимического характера метаморфизма.

В настоящее время появился ряд других цифр, оценивающих давления, необходимые для образования пород глаукофанового комплекса в пределах от 6 до 12 кбар (Де Ровер, 1969; Перчук, 1967_{1,2}; Ernst, 1961, 1965; Ernst, Seki, 1967; Boettcher, Mylle, 1968). Температуры 200—300° при образовании этих пород можно считать установленными достаточно надежно по результатам определения соотношения O^{18}/O^{16} в минералах глаукофановых сланцев Калифорнии (Taylor, Coleman, 1965).

Видимо, образование различных метаморфических пород глаукофанового комплекса может происходить в некотором, относительно широ-

ком диапазоне давлений и температур. В последнее время Н. Л. Добрецов (1968₂), Г. Винклер (1969), Ю. Секи (Seki, 1966), М. Хасимото (Hashimoto, 1966), У. Эрнст и Ю. Секи (Ernst, Seki, 1967) показали, что существует несколько типов глаукофановых метаморфических пород, которые отличаются по условиям образования. Так, сравнивая особенности

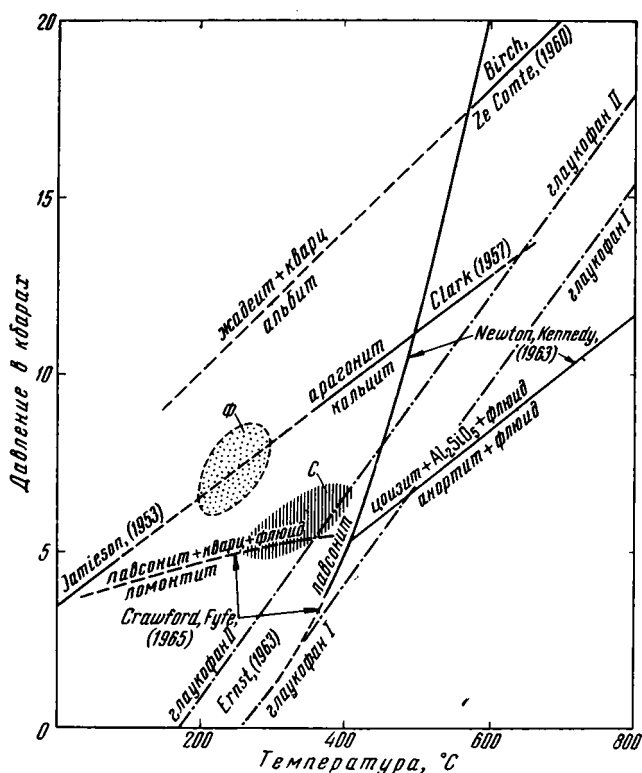


Рис. 2. Расположение полей глаукофановых сланцев францисканской формации (Ф) Калифорнии и глаукофановых сланцев зоны Самбагаева (С) Японии в разных участках диаграммы РТ, построенной по экспериментальным данным. Из работы У. Эрнста и Ю. Секи (Ernst, Seki, 1967, фиг. 6)

минерального состава глаукофановых сланцев францисканской формации в Калифорнии и глаукофановых сланцев зоны Самбагаева, У. Эрнст и Ю. Секи (Ernst, Seki, 1967) показали их четкие различия, определенно свидетельствующие о различиях в РТ-условиях при образовании этих пород (рис. 2). Верхний предел температур при образовании глаукофановых сланцев зоны Самбагаева У. Эрнст и Ю. Секи считают равным 400°.

Несмотря на намеченные выше относительно широкие пределы давлений (6—12 кбар) и температур (200—400°), при которых возможно образование пород глаукофанового комплекса, следует иметь в виду, что эти породы формируются в условиях относительно низких температур и сравнительно высоких давлений.

Комплекс глаукофановых сланцев по условиям образования тесно смыкается с фацией зеленых сланцев, требующих для своего формирования при относительно более высоких температурах существенно меньших давлений (см. рис. 1). Вероятно, в некоторых прогибах с более высокими тепловыми потоками и меньшими давлениями метаморфические породы глаукофанового комплекса вообще не образуются и замещаются в формационном ряду зелеными сланцами. Именно такие прогибы, в которых формировались зеленые сланцы, были более характерны, по-видимому, для геосинклинальных систем прошлого.

Достаточно отчетливо выделяется и второй комплекс, в котором наблюдаются метаморфические породы, образовавшиеся при относительно высоких температурах и сравнительно малых давлениях (формации подряда Б-1, по А. А. Маракушеву). Х. Такеучи и С. Уеда (Takeuchi, Uyeda,

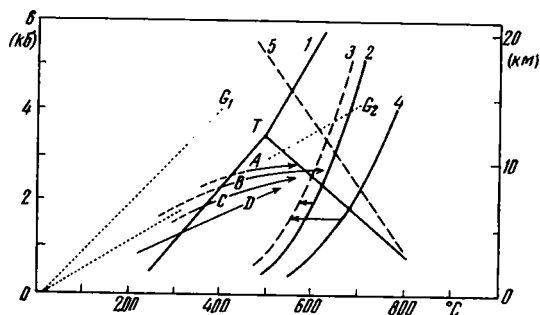


Рис. 3. Диаграмма P-T-условий метаморфизма горных пород зоны Риоке. Из работы М. Катада (Katada, 1967, фиг. 10)

Цифры и буквы на диаграмме: 1 и Т — граница полиморфных превращений Al_2SiO_5 и их тройная точка; 2 — кривая реакции мусковит + кварц = силлиманит + ортоклаз + H_2O при $P_{общ} = P_{H_2O}$; 3 — расчетная кривая, когда $P_{общ} > P_{H_2O}$ и $P_{общ} > P_{CO_2}$; 4 — кривая для реакции кальцит + кварц = волластонит + CO_2 при $P_{общ} = P_{CO_2}$; 5 — граница перехода между андалузитом и силлиманитом; G_1 — геометрический градиент — $30^\circ/км$; G_2 — геометрический градиент — $50^\circ/км$; А, Б, В, Д — P-T — кривые для метаморфических пород зоны Риоке

1965) приводят, например, следующие условия давления и температур: 5—6 кбар и $400—500^\circ$. Приблизительно такие же цифры даны и в работе А. Миасиро (Miyashiro, 1961). На рис. 3, заимствованном из работы М. Катада (Katada, 1967), показаны условия давления и температур, при которых происходило образование метаморфических комплексов зоны Риоке.

Почти все исследователи, занимавшиеся изучением этих пород формаций подряда Б-1, отмечают, что при их образовании существенную роль играли процессы привноса щелочей и кремнезема. Образование горных пород этого метаморфического комплекса происходит, как правило, позже формирования глаукофановых метаморфических пород, идет параллельно с гранитоидным магматизмом и пространственно приурочено к тектоническим поднятым участкам островных дуг.

Выше уже было показано, что среди метаморфических образований Японии, Сахалина и Камчатки и некоторых других районов необходимо выделить еще один комплекс метаморфических пород, представляющий собой фундамент, на котором залегают метаморфические формации как ряда А, так и ряда Б-1. Горные породы, входящие в состав этого комплекса, залегают, как мы видели, в основных разрезах ряда островных дуг (Япония, Камчатка, Новая Гвинея и др.) и выступают сейчас на поверхность в тектонически поднятых блоках (вероятно, в виде отдельных не гранитизированных «ксенолитов») среди гнейсов и кристаллических сланцев пород формаций порядка Б-1, а также в блоках, выжатых вдоль зон крупных разломов. Можно предполагать присутствие метаморфических пород этого комплекса основания в недрах слабо приподнятых (молодых) островных дуг, таких как, например, Курильская, где эти породы выносятся в виде ксенолитов молодыми лавами.

Состав таких ксенолитов из четвертичных лав Курильской дуги отчетливо виден из табл. 2, приведенной ниже и любезно предоставленной мне Р. И. Радионовой. Среди ксенолитов преобладают пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро и пироксен-плаггиоклазовые роговики, составляющие 54% всех ксенолитов. Аналогичные образования описаны и в других молодых островных дугах Тихоокеан-

Типы горных пород — включений в лавы Курильских островов и их распространение

Горные породы, включенные в лавы	Большая гряда			Малая гряда	Встречаемость		Пределы колебания кислотности, вес. % SiO ₂
	Северные Курилы	Центральные Курилы	Южные Курилы		Количество образцов	Встречаемость, %	
Плагиоклазосодержащие пироксениты	7	—	—	—	7	3,1	42,69—48,00
Оливин-аноритовые породы (типа алливалитов)	2	—	—	—	2	0,9	41,62—42,84
Оливин-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (гранулиты)	9	—	—	—	9	4,0	38,05—43,92
Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (гранулиты)	7	3	2	—	12	5,3	47,05—55,77
Амфиболиты, реже горнблендиты	5	—	—	17	22	9,8	39,91—47,83
Эпидот-альбитовые амфиболиты	—	—	—	9	9	4,0	43,84
Серпентиниты	—	—	1	1	2	0,9	
Габбро (оливиновые, двупироксеновые, роговообманковые), нередко сильно метаморфизованные (перекристаллизованные, амфиболитизированные и т. д.)	13	13	14	7	47	20,9	44,73—52,14
Пироксеносодержащие анортозиты	1	5	1	—	7	3,1	46,85—52,08
Диабазы	4	—	—	—	4	1,8	40,66—49,34
Роговообманковые диориты	—	8	—	—	8	3,6	55,49—57,59
Плагиограниты	—	1	—	—	1	0,4	68,07
Гранито-гнейсы эгирин-авгитовые с гранатом	2	—	—	—	2	0,9	60,56
Сланцы:							
а) плагиоклаз-гиперстеновые	1	—	—	—	1	0,4	47,57
б) пироксен-биотит-плагиоклазовые	7	—	—	—	7	3,1	48,37—53,39
в) зеленые (альбит-хлорит-эпидотовые, кварц-альбит-хлорит-эпидотовые)	5	—	—	—	5	2,2	
Окварцованные породы и кварциты	5	2	6	—	13	5,8	66,08—81,31
Роговики:							
а) тридимитовые	1	2	7	—	10	4,4	60,91—80,14
б) кордиеритовые	4	3	6	—	13	5,8	46,27—56,78
в) пироксен-плагиоклазовые	19	14	8	—	41	18,3	51,56—69,69
Эгирин-авгитовые породы с плагиоклазом	2	—	1	—	3	1,3	49,70—49,87
Всего:					225	100,0	

ского кольца (Сахно и др., 1969; Эрлих, 1969; Kuno, 1969; Naughton, Noble, 1969; Jackson, 1968 и др.). Повсеместно их состав близок составу пород симатического фундамента Японии, Камчатки, Новой Гвинеи и других подобных районов Тихоокеанского тектонического кольца.

К сожалению, этот третий комплекс метаморфических пород островных дуг изучен недостаточно детально. Присутствие в его составе комплекса амфиболитов и эклогитоподобных пород позволяет думать, что для образования его горных пород необходимы иные условия давления и температур, чем те, при которых происходит формирование пород формационного ряда А, т. е. пород глаукофанового типа. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) и Г. Винклер (1969) указывают, например, что метаморфизм альмандино-амфиболитовой фации происходит при температурах 550—750° и давлениях от 4 до 8 кбар.

Среди метаморфических пород комплекса основания островных дуг часто встречаются различные зеленые сланцы (альбит-эпидотовые, альбит-эпидот-актинолитовые), возникающие, как известно, при более низких температурах. Эти зеленые сланцы представляют собой, по-видимому, результат регрессивных преобразований более глубоко метаморфизованных пород. Такие преобразования метаморфических пород комплекса основания можно наблюдать на полуострове Камчатского мыса и в ряде других мест.

Так же как и в Альпийском поясе (Пейве, 1969), с метаморфическими породами комплекса основания ассоциируют разнообразные габброиды и ультрабазиты. Однако в отличие от Альпийской зоны тела основных и ультраосновных пород имеют здесь обычно интрузивные контакты с симатическими метаморфическими образованиями.

Метаморфическим породам рассматриваемого комплекса не уделяли должного внимания и относили их к высокотемпературным фациям комплекса глаукофановых кристаллических сланцев. Дальнейшие более детальные исследования позволят обнаружить эти породы основания островных дуг в значительно большем количестве мест.

В зонах значительного «покисления» (там, где происходит образование метаморфических формаций ряда Б-1) породы метаморфического комплекса основания вне всякого сомнения также подвергаются существенной переработке. Однако, как мы могли убедиться на примере зоны Хида, следы их бывшего существования могут быть найдены и здесь.

Изложенное выше показывает, что в пределах основных дуг следует выделять не два, а три типа метаморфических комплексов или ряда формаций.

Каковы же РТ-условия, существующие в разных частях и на разных глубинах в различных структурных зонах современных островных дуг?

Расчеты вероятных давлений на разных глубинах земной коры, на которых можно предполагать развитие тех или иных процессов, производились неоднократно (Белоусов, 1966; Берч, 1966; Магницкий, 1965 и др.). При расчетах принималось во внимание давление нагрузки лежащих выше пород. Аналогичные расчеты, применительно к зонам островных дуг, сделаны И. А. Соловьевой (Марков, 1969, табл. 1).

Были использованы различные графики пересчета скоростей продольных сейсмических волн на плотности горных пород. По глубоководным желобам давления были подсчитаны для трех возможных стадий развития этих структурных форм: 1) отсутствие осадков в пределах желоба, 2) частичная компенсация желоба 4-километровой толщей осадков и 3) полная компенсация желоба 12-километровой толщей осадков.

Расчеты показали, что максимальные давления в подошве осадков едва ли могут превышать 4 кбар. В. В. Белоусов (1966), ссылаясь на данные Г. Джеффриса (1960), отмечает, что дополнительное давление может возникнуть за счет появления касательных напряжений, вызванных неровностями рельефа. Расчеты упомянутого автора, сделанные для крупных Тихоокеанских впадин, показывают, что дополнительное давление может достигать 1,6—1,7 кбар. Таким образом, полное всестороннее давление в этом случае может достигать 5—6 кбар. Оно при соответствующих температурах было бы достаточно для образования пород формаций подряда Б-1 и, вероятно, комплекса симатических метаморфических пород фундамента, но несомненно меньше того, которое необходимо, судя по заключениям некоторых петрологов, для образования пород формаций ряда А.

Расчеты температур в разных структурных зонах Курильской островной дуги были сделаны в лаборатории геотермии Геологического института и также приводились мной ранее (Марков, 1969, табл. 2). Для ряда мест этого региона по данным глубинного сейсмического зондирования были построены разрезы, иллюстрирующие строение земной коры. Для

каждого из этих участков были рассчитаны температуры в подошве различных слоев земной коры по уравнению теплопроводности при условии стационарного теплового режима. Для расчета использовались данные о закономерных изменениях теплового потока в различных тектонических структурах земной коры (Поляк и Смирнов, 1968; Смирнов, 1968_{1, 2}), а также конкретные значения глубинного теплового потока в разных структурах Курильской островной дуги. Точность вычисленных температур, как отмечают авторы расчетов, составляет $\pm 25\%$ от полученных величин.

Проведенные расчеты выявляют существенное различие в термальном режиме зон поднятий и прогибов. Если в первых температуры в подошве вулканогенно-осадочного комплекса достигают $350\text{--}400^\circ$, вполне достаточных для образования метаморфических формаций подряда Б-1, то во вторых они редко превышают 100° . Температуры в подошве вулканогенно-осадочного комплекса едва ли связаны простой функциональной зависимостью с его мощностью и глубиной погружения подошвы. Различия в характере теплового потока объясняются, по-видимому, разным тектоническим режимом зон поднятий и прогибов.

Расчеты давлений и температур, сделанные для разных структур островных дуг, показывают возможность преобразования первичных пород и возникновения таких метаморфических фаций, как фация зеленых сланцев, различные фации подряда Б-1 А. А. Маракушева.

Несколько более сложен вопрос о возможности образования метаморфических пород глаукофанового комплекса, требующих для своего формирования, как считают многие исследователи, давлений около $10\text{--}12$ кбар. Петрографы уже давно обратили внимание на своеобразие этих пород и объясняют возможность их образования созданием дополнительных напряжений в зонах глубинных разломов (Добрецов, 1964; Соболев, 1964; Хорева, 1966 и др.). Н. Л. Добрецов сделал расчеты, показывающие роль стрессового давления и давления нагузки. Из этих расчетов следует, что давления обоих типов должны быть примерно равны.

Действительно, известен ряд примеров, когда глаукофановые породы трассируют зоны крупных разломов. К их числу прежде всего можно отнести глаукофановые комплексы Западного Саяна (Борусский антиклинорий), Полярного Урала, Калифорнии, некоторых районов Камчатки и Японии. Однако для многих районов островных дуг такое объяснение механизма образования глаукофановых кристаллических сланцев наталкивается на серьезные трудности. Дело в том, что приуроченность образования глаукофановых пород к ранним стадиям развития островных дуг, т. е. к тем их этапам, когда происходит формирование глубоководных желобов, свидетельствует о существовании в это время явлений растяжения земной коры. Явления растяжения преобладают, по-видимому, и в следующую стадию — эпоху роста поднятий, ибо трудно представить себе обилие зон проницаемости земной коры для магматических расплавов, какими являются зоны вулканизма островных дуг, в обстановке сжатия. Зоны растяжения отчетливо улавливаются и геофизическими методами, показывающими, что под островными дугами, в частности под Курильской дугой, находятся зоны разуплотнения базальтового слоя и верхней мантии (Гайнанов, Смирнов, 1962; Лившиц, 1964; Федотов, Кузин, 1963; Федотов, 1966).

Растяжения, существовавшие в пределах островных дуг в эпохи складчатости, несомненно сменялись сжатиями. Однако геологически отнесительно легко можно доказать, что метаморфические породы глаукофанового комплекса древнее, чем эпохи складчатости.

Наконец, судя по детальным картам метаморфических фаций, составленным для отдельных районов метаморфических зон Японских островов, отчетливо видно пятнистое, неправильное распространение пород глаукофанового комплекса. Характер распределения этих пород не обнаруживает никаких связей с линейными зонами разломов.

На наличие в пределах метаморфических зон Японии изометричных участков развития глаукофановых пород впервые обратил внимание М. Ивасаки (Iwasaki, 1955). Это наглядно видно, например, на карте метаморфического пояса Сангун в пределах о-ва Сикоку, составленной Д. Судзуки (Suzuki, 1930). Аналогичные явления наблюдаются и в пределах зоны Камуикотан, где их описали Х. Осанаи, С. Нагао и др. (Osanaï, Nagaô, Mitani et al., 1958).

Все эти факты, давно известные японским петрографам, заставили их искать иные объяснения образования пород глаукофановой фации метаморфизма. В частности, в книге «Геологическое развитие Японских островов» (1968) изометричные участки развития пород глаукофановой фации метаморфизма рассматриваются как зоны былой вулканической активности, в пределах которых происходил интенсивный привнос ювенильных вод, обогащенных рядом компонентов и, в частности, натрием. Важное значение высокого потенциала натрия в образовании пород этой фации метаморфизма кажется вполне вероятной, особенно если учесть, что породы всех остальных метаморфических фаций образуются здесь с привнесом натрия и пространственно сопряжены с областями активного вулканизма, где вынос ряда элементов ювенильными водами надежно установлен работами многих вулканологов (Мархинин, 1967; Молодые гидротермально измененные породы..., 1969; Набоко, 1959 и др.).

В настоящее время предложено несколько вероятных механизмов образования пород глаукофанового комплекса. В частности, Н. Л. Добрецов в одной из недавних работ пишет:

«1. Давление при метаморфизме создается не только весом вышележащих пород, но и дополнительным сжатием. В общем виде эта гипотеза высказывается давно (Backlund, 1936; Соболев, 1955, 1960). В последние годы были приведены оценки возможных колебаний давления на одной и той же глубине; исходя из прочностных свойств пород (Birch, 1955; Coleman, Lee, 1963; Добрецов, 1964; Uffen, Jessop, 1963), которые дают цифры возможных перегрузок порядка 10 кбар, что примерно согласуется с данными приведенной таблицы. Однако конкретный механизм такого «сдавливания», учитывая длительное время метаморфизма, очень трудно предположить. Этот механизм кажется невероятным для районов со сложной поверхностью изоград, как, например, в Пенжинском хребте. Сложная поверхность изоград здесь не может быть обусловлена последующей складчатостью, так как изограды секут складки в метаморфической толще и не соответствуют структурному плану перекрывающих толщ.

2. Альтернативная гипотеза: глубина метаморфизма глаукофановых комплексов могла быть очень большой и не соответствовать оценкам по стратиграфическим мощностям, так как при метаморфизме могли происходить значительные тектонические перемещения — опускания, вдавливания до глубин порядка 60 км (Miyashiro, 1961). Учитывая тектоническое положение глаукофановых сланцев У. Эрнст (Ernst, Seki, 1967) для Калифорнии предположил интенсивное прогибание геосинклинальной призмы вдоль зоны глубинного разлома на границе с континентальным сектором земной коры, с последующим надвиганием континентального блока, что и создает дополнительную нагрузку. Такой механизм возможен для максютовского комплекса на Южном Урале (Ленных, 1963, 1966), что подтверждается его структурными особенностями, но не применим для районов типа Пенжинского хребта.

Мы предлагаем третий механизм, который может быть назван «автоклавным» и действовать в комбинации с первым или вторым механизмом. Суть заключается в том, что при быстром прогревании пород потоками тепла, восходящими вдоль зон глубинных разломов, в поровых растворах будут создаваться высокие давления в результате расширения флюида подобно явлениям в автоклаве» (Добрецов, 1968, стр. 36—37).

Не следует, по-видимому, забывать и о возможности образования этих пород при высоком химическом потенциале натрия, о чем уже писали Д. С. Коржинский (1953) и А. А. Маракушев (1965).

Вероятно, что среди пород глаукофанового комплекса имеются образования, сформировавшиеся при разных механизмах, а различия в строении этих пород в разных регионах следует объяснять именно этим обстоятельством. Возможность конвергентного происхождения глаукофановых сланцев Калифорнии предполагают, например, Э. Бейли и М. Блейк (1969). Однако во всех случаях глаукофановые метаморфические породы приурочены к зонам относительно низкого теплового потока, какими в островных дугах являются глубоководные желоба.

РАЗВИТИЕ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Формирование рассмотренных выше метаморфических комплексов можно связать с развитием островных дуг. Автор данной статьи совместно с И. А. Соловьевой и В. Д. Чеховичем (Марков, Соловьева, Чехович, 1967) предложил схему развития островной дуги, существо которой показано на рис. 4.

Предполагается, что островная дуга закладывается на коре океанического типа. В это время уже существует комплекс метаморфических образований, представляющих собой симатический фундамент рассматриваемой зоны. Судя по особенностям строения силурийских и нижнедевонских отложений Японии (Геологическое развитие..., 1968; Hamada, 1959, 1965; Suzuki, Minato, 1958 и др.), этот фундамент, как правило, бывает перекрыт сравнительно маломощными осадками (радиоляритами, черными аспидными сланцами, туфогенными породами, рифовыми известняками и базальтами), отвечающими, по-видимому, второму слою осадков современных океанов¹. Сам фундамент представляет собой, судя по данным о характере метаморфических пород о. Карагинского, полуострова Камчатского мыса, Японии, зоны Папуа и других районов западной части Тихоокеанского кольца, метаморфизованные вулканогенные образования основного состава с прослоями и пачками пород грауваккового и субграуваккового состава. Если учесть условия температуры и давления, необходимые для образования этих пород и данные о низком тепловом потоке в пределах океанов, то, казалось бы, что здесь мы вступаем в некоторые противоречия, и возможность формирования этих симатических метаморфических образований как будто становится проблематичной. Следует, однако, иметь в виду, что, если признавать значительную древность океанических впадин и Тихого океана, в частности, то можно уверенно говорить о более высоком тепловом потоке прошлого для Земли в целом (Любимова, 1958, 1968; Левин, Маева, 1960). Это обстоятельство, по всей вероятности, и объясняет относительно древний нижнепалеозойский возраст симатических метаморфических пород фундамента некоторых островных дуг (в частности, Японии).

Нельзя забывать, наконец, и о том, что даже в пределах талассократонов тепловой поток неоднороден и может, по-видимому, меняться. При увеличении теплового потока кровля симатических метаморфических образований может, вероятно, перемещаться вверх, увеличивая мощность слоя этих метаморфических пород, который, скорее всего, должен соответствовать геофизическому «базальтовому» слою океанов. В случае, если такие явления действительно происходят, можно ожидать, что кровля симатических метаморфических образований в разных участках Тихого океана будет расположена на разных стратиграфических уровнях.

¹ Расшировка условий осадконакопления силурийских и нижнедевонских отложений Японии крайне важна для понимания истории развития островных дуг. Эта задача, однако, выходит за рамки настоящей статьи.

В этой связи особый интерес приобретает проблема замещения глаукофановых метаморфических пород зелеными сланцами, появление которых свидетельствует, вероятно, об увеличении теплового потока в более верхних горизонтах земной коры. Факты формирования зеленых сланцев по глаукофановым метаморфическим породам островных дуг известны во многих местах.

Давления в 4—8 кбар достаточно обычны в пределах земной коры океанов, распространены на большом интервале глубин и зависят как от погружения дна, так и от мощности осадочного покрова.

Ранее мы высказали предположение, что образование островной дуги начинается с заложения зоны разломов и почти одновременного образования глубоководного желоба (Марков, Соловьева, Чехович, 1967). При этом отмечалось, что ранние этапы развития островных дуг изучены недостаточно. Теперь, судя по истории развития Японской островной дуги в девоне, можно более уверенно говорить о том, что начальный этап развития островной дуги действительно таков, что именно с ним связана смена базальтового океанического вулканизма более дифференцированными спилит-кератофировыми сериями.

Образование глубоководного желоба означает, как полагают многие геологи (Miyashiro, 1961, 1967_{1,2}; Добрецов, 1968₁; Маракушев, 1965; Марков, 1968, 1969; Ernst, Seki, 1967; Hattori, 1968; Coleman, 1967 и др.), и начало формирования метаморфических пород глаукофанового комплекса, которые, как правило, образуются по комплексу отложений глубоководных желобов и лежащих выше собственно океанических осадков. Образованию метаморфических пород глаукофанового комплекса в пределах глубоководного желоба способствуют сравнительно низкие значения теплового потока, а также относительно большие всесторонние давления, возникающие в результате интенсивного погружения и мощного осадконакопления в желобе.

Следует упомянуть еще о некоторых особенностях глаукофанового метаморфизма. Во-первых, метаморфизм этого типа оказывается первым, наиболее ранним метаморфизмом комплекса осадков островных дуг (Добрецов, Курода, 1969). Во-вторых, в пределах островных дуг глаукофановый метаморфизм приурочен к глубоководным желобам или талассогеосинклиналям, выделенным Н. А. Богдановым (1966, 1969), и может служить, следовательно, одним из признаков, по которым в дальнейшем возможно удастся выявлять глубоководные желоба прошлого.

Даже в пределах глубоководных желобов, если верны предположения К. Лэндиса и Д. Кумбса (Landis, Coombs, 1967), процессы глаукофанового метаморфизма возможны лишь в наиболее погруженных участках (рис. 5). Предположения о локализации процессов глаукофанового метаморфизма только в определенных участках глубоководного желоба представляется чрезвычайно интересными, так как с их помощью, по-ви-

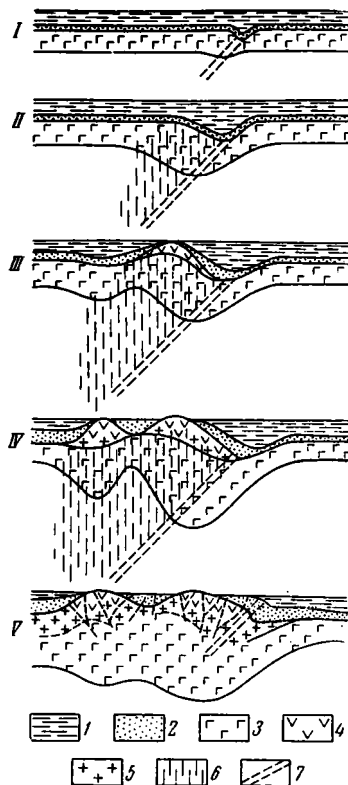


Рис. 4. Принципиальная схема развития островной дуги

1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — «базальтовый» слой; 4 — вулканогенно-осадочные породы; 5 — «гранитный» слой; 6 — зоны проницаемости земной коры и верхней мантии; 7 — разломы

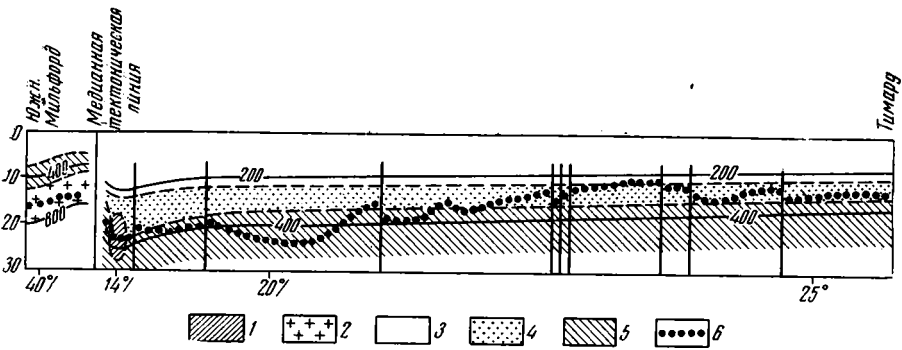


Рис. 5. Гипотетическая реконструкция изотермальных и изофациальных поверхностей во время максимального метаморфизма в Тасманской метаморфической зоне и зоне Вакаитпу. Из работы К. Лэндиса и Д. Кумбса (Landis, Coombs, 1967, фиг. 5).

1 — фация глаукофановых сланцев; 2 — амфиболитовая фация; 3 — цеолитовая фация; 4 — пренил-пумпеллитовая фация; 5 — фация зеленых сланцев; 6 — уровень современного эрозионного среза

димому, можно объяснить длительность глаукофанового метаморфизма в этих структурах. Геофизические данные о строении глубоководных желобов свидетельствуют о постепенной миграции их оси в сторону океана (Зверев, Мерклин, 1966). Одновременно, по всей вероятности, будет смещаться в пределах желоба и зона глаукофанового метаморфизма. То же самое, вероятно, происходит, но только по простиранию, если развитие желоба (его погружение) в разных участках осуществляется неравномерно.

Таким образом, особенности развития глубоководных желобов позволяют предполагать длительный и непрерывный процесс глаукофанового метаморфизма заполняющих их осадочных толщ. Разумеется, в сложном ходе этого длительного процесса следует допускать возможность более или менее кратковременных перерывов, вызываемых резкими погружениями или воздыманиями желоба, либо процессами, приводящими к складчатости в островных дугах. Именно такие рубежи, по-видимому, и отмечаются, когда идет речь об этапах глаукофанового метаморфизма островных дуг (Добрецов, Курода, 1969).

Необходимо рассмотреть еще метаморфические образования, пространственно связанные с областями поднятий островных дуг — породы жедрит-плаггиогнейсового формационного подряда Б-1. Их появление несомненно связано уже со следующим этапом развития островных дуг, когда в их пределах начинают формироваться зоны поднятий. Как уже отмечалось ранее, это положение может быть обосновано многими фактами, свидетельствующими о развитии пород жедрит-плаггиогнейсового подряда по более ранним глаукофановым и симатическим метаморфическим образованиям. Повышение температуры, необходимое для образования пород жедрит-плаггиогнейсового комплекса, связано с развитием в островной дуге зон поднятий, что представляет собой дальнейшую стадию ее эволюции. Кроме того, в зонах поднятий происходит, по-видимому, наиболее интенсивный вынос щелочей и кремнезема, без чего немислимо образование пород жедрит-плаггиогнейсового типа. Это явление объясняется достаточно просто, если вспомнить, что зоны поднятий островных дуг являются областями интенсивного вулканизма с излиянием наиболее дифференцированных для этих регионов вулканических серий (Miyashiro, 1967; Hattori, 1968; Kuno, 1969; Эрлих, 1969; Горшков, 1967 и др.). Так же как и в случае образования метаморфических пород глаукофанового комплекса, можно предположить значительную длительность этого процесса. На примере Японии отчетливо видно, что по мере роста поднятий островных дуг происходит постепенное приращение к

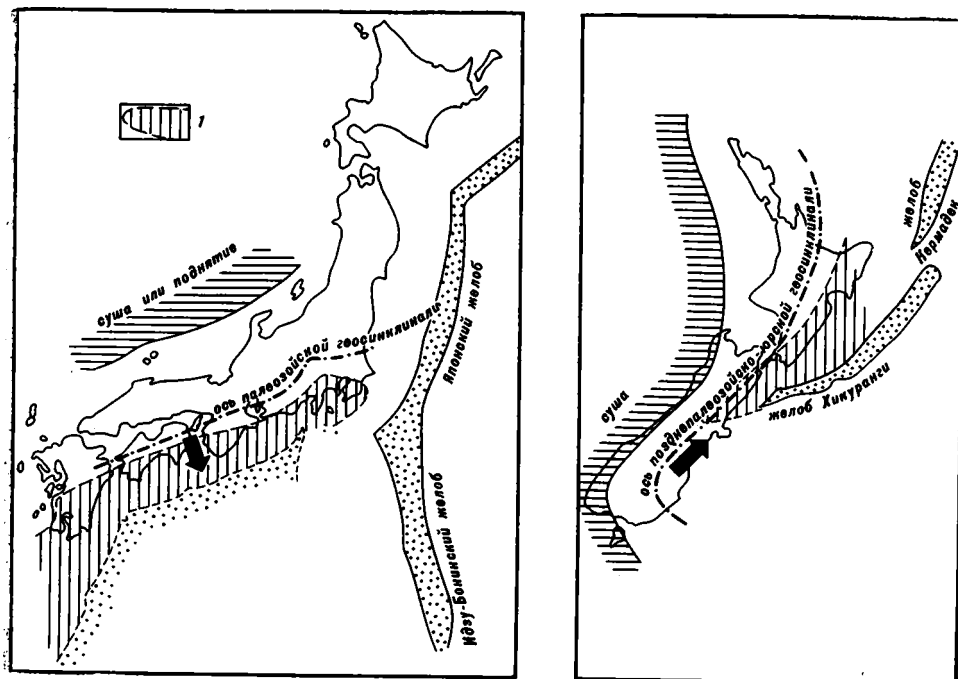


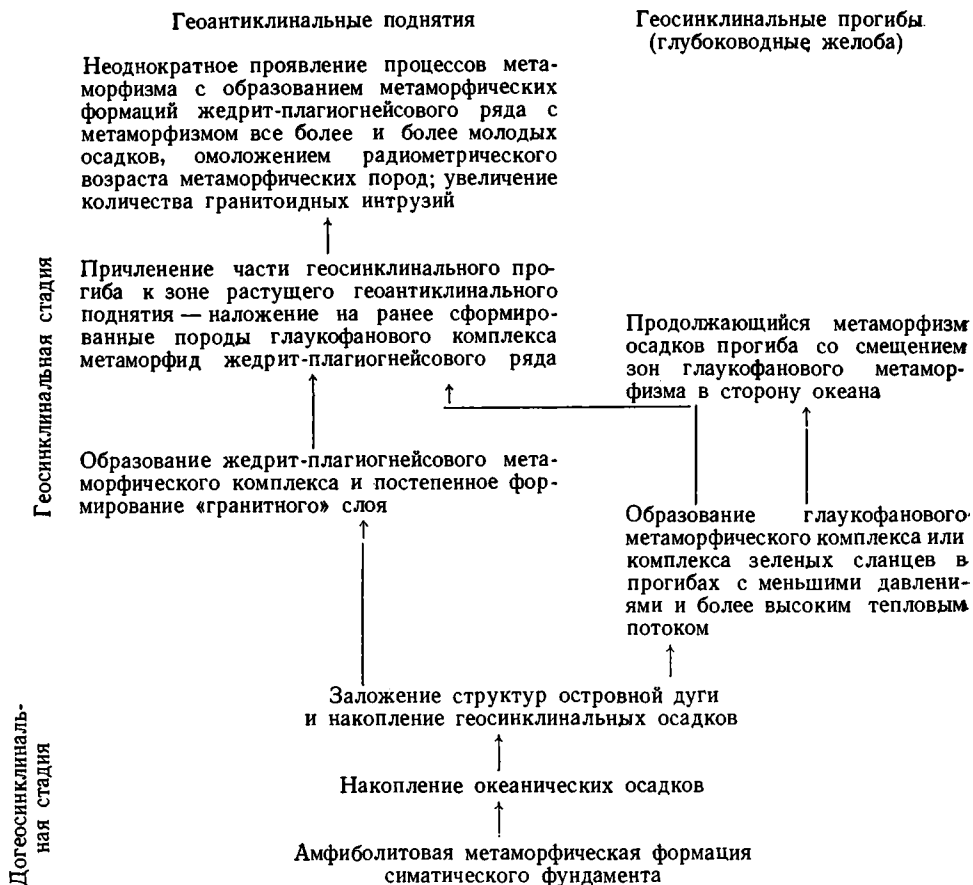
Рис. 6. Схема, иллюстрирующая миграцию геосинклинальных зон в позднем мезозое Японии и Новой Зеландии. Из работы Х. Хаттори (Hattori, 1968)
1 — поздне-мезозойские геосинклинали

ним бывших частей глубоководных желобов, и процессы более молодого жедрит-плаггиогнейсового метаморфизма захватывают все более и более широкие зоны, накладываясь на более древние метаморфические комплексы. Наиболее четко эти явления наложения молодых метаморфических образований на более древние показал Х. Хаттори (Hattori, 1968) для Ново-Зеландской и Японской островных дуг, где этому исследователю удалось выделить зоны молодого жедрит-плаггиогнейсового метаморфизма, связанные с кайнозойским этапом развития.

Следовательно, и в зонах поднятий островных дуг метаморфические процессы оказываются длительными, соизмеримыми по времени с развитием самих зон поднятий. По всей вероятности, они только усиливаются во время этапов складчатости и интенсивного гранитоидного магматизма.

Следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Как показал Х. Хаттори (Hattori, 1968), при развитии глубоководных желобов часто происходит обламывание смежного поднятия и захватывание его краев в новое погружение (рис. 6). Поэтому даже находки под зонами метаморфических пород не могут служить доказательством повсеместного распространения под островной дугой какого-то уже существовавшего ранее сиалического фундамента.

Мы видим, что в настоящее время существует много данных, свидетельствующих о том, что островные дуги закладываются и развиваются на коре океанического типа и имеют в своем основании симатический фундамент, сложенный амфиболитами, меланократовыми гнейсами, массивами габбро и ультрабазитами (схема). В этом отношении они, несомненно, сходны с эвгеосинклинальными зонами геосинклинальных областей прошлого, о чем неоднократно писали многие тектонисты (Обуэн, 1967; Хаин, 1964; Шейнмани, 1968 и др.) и что в нашей литературе четко показал А. В. Пейве (1969) на примере Альпийского пояса.



С дальнейшей историей развития островных дуг, как мы могли убедиться, тесно связано формирование и развитие двух других комплексов метаморфических образований — глаукофанового и жадрит-плагногнейсового. По мере развития островной дуги — становления и разрастания зон поднятий — происходит возникновение, наращивание и пространственное разрастание участков развития пород жадрит-плагногнейсового комплекса, которые, очевидно, слагают сейсмический «гранитный» слой земной коры, отчетливо различающийся в зрелых островных дугах методами геофизических исследований (Марков, Аверьянова, Карташов и др., 1967; Строение земной коры..., 1964). Иными словами, процесс развития островных дуг приводит к возникновению и развитию «гранитного» слоя земной коры. Именно этим определяется большое сходство в развитии островных дуг и геосинклинальных систем прошлого.

Литература

- Арган Э. Тектоника Азии. ГОНТИ, 1935.
 Бейли Э., Блейк М. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Статья 2. Геотектоника, № 4, 1969.
 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 развитии структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
 Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1966.

- Богданов Н. А. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 2, 1966.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 3, 1969.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса», Изд-во АН СССР, 1963.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во «Мир», 1969.
- Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Сов. геология, № 3, 1962.
- Геологическое развитие Японских островов. Изд-во «Мир», 1968.
- Горбачев З. С., Лебедев М. М., Ястремский Ю. М. и др. О взаимоотношении пород терригенно-осадочного и метаморфического комплексов Среднего хребта Камчатки. В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфического комплекса Востока СССР (тезисы докладов)», Владивосток, 1968.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во «Наука», 1967.
- Де Ровер В. П. Некоторые проблемы происхождения глаукофана и лавсонита. В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 2, Изд-во «Наука», 1969.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Добрецов Н. Л. Жадитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. В кн. «Другие вопросы». Междунар. геол. конгр., XXII сессия, докл. сов. геол. Изд-во «Наука», 1964.
- Добрецов Н. Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов. В кн. «Орогенические пояса». Междунар. геол. конгр., XXIII сессия, докл. сов. геол., Изд-во «Наука», 1968.
- Добрецов Н. Л. Обзор проявлений глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского обрамления. В кн. «Вопросы геологии, петрологии, металлогении метаморфических комплексов Востока СССР (тезисы докладов)», Владивосток, 1968.
- Добрецов Н. Л., Курода Е. Геологическое развитие глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского обрамления. Геол. и геофиз., № 12, 1969.
- Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов Сахалина. Докл. АН СССР, т. 175, № 6, 1967.
- Егоров А. Е. Метаморфические комплексы о-ва Сахалин. Автореф. канд. дис., Южно-Сахалинск, 1969.
- Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. К вопросу о стратиграфии и структурном положении метаморфических комплексов о-ва Сахалин. В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР (тезисы докладов)». Владивосток, 1968.
- Зверев С. М., Мерклин Р. Л., Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. Геотектоника, № 5, 1966.
- Коржинский Д. С. Черк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1953.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Лебедев М. М. Метаморфические зоны Камчатки. Автореф. канд. дис., Владивосток, 1967.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. Сов. геология, № 11, 1962.
- Левин Б. Ю., Маева С. В. О термической истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 2, 1960.
- Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал). В кн. «Труды I Уральского петрографического совещания», т. 3, Свердловск, 1963.
- Ленных В. И. Путеводитель Урал-Таусской экскурсии. В сб. «Второе Уральское петрографическое совещание», Уфа, 1966.
- Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. Геол. и геофиз., № 10, 1964.
- Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отдел геол., № 4, 1958.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. Изд-во «Наука», 1968.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Некоторые черты развития и принципы расчленения метаморфических зон Тихоокеанского пояса. В кн. «Вопросы геологии, петрологии, металлогении, метаморфических комплексов Востока СССР (тезисы докладов)», Владивосток, 1968.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во «Наука», 1968.
- Марков М. С. К проблеме становления «гранитного» слоя островных дуг. В кн. «Вулканизм и тектоника. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия, Докл. сов. геол.», Изд-во «Наука», 1968.

- Марков М. С. К проблеме формирования «гранитного» слоя островных дуг. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1969.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры. Геотектоника, № 1, 1967.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. Изд-во «Наука», Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. Сб. статей под ред. С. И. Набоко, Изд-во «Наука», 1969.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 10, 1967.
- Набоко С. И. Вулканические эксгалации и продукты их реакций. Тр. Лабор. вулкано-нол. АН СССР, вып. 16, 1959.
- Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. Изд-во «Мир», 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1967.
- Перчук Л. Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1967.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Поляк Б. К., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. Геотектоника, № 4, 1968.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Альпийский и гималайский орогенез», Изд-во «Наука», 1964.
- Сахно В. Г., Говоров Н. И., Куренцова Н. А., Голубева Э. Д. Включения в лавах Тихого и Индийского океанов и их петрогенетическое значение. Материалы IV Всес. петрогр. совещ. Изд-во АН АзербССР, 1969.
- Сидорчук И. А., Герман Л. Л. О взаимоотношения фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений с метаморфическими образованиями проблематичного возраста (на примере Ганальского хребта). В кн. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР (тезисы докладов)», Владивосток, 1968.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Тр. Геол. ин-та Дальн.-Вост. фил. СО АН СССР, вып. 8, 1963.
- Смирнов А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Сахалина и Камчатки. В кн. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса», Изд-во «Наука», 1964.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. Геотектоника, № 6, 1968.
- Смирнов Я. Б. Исследование связей теплового поля с геолого-тектоническим строением земной коры. Автореф. канд. дис., М., 1968.
- Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании. Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1955.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. В кн. «Гранито-гнейсы». Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. Геол. и геофиз., № 1, 1964.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Изд-во «Наука», 1964.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли», Изд-во «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 6, 1963.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хесс Г. Г. Островные дуги аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. 2, ГОНТИ, 1939.
- Хорева Б. Я. Петрогенетические типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. Геотектоника, № 6, 1966.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Недра», 1968.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. В кн. «Вулканизм и тектогенез. Межд. геол. конгр., XXIII сес., докл. сов. геол.», Изд-во «Наука», 1968.

- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца — проблемы соотношений. Автореф. докт. дис., Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Backlund H. G. Zur genetischen Deutung der Eclogite. Geol. Rundschau, v. 27, 1936.
- Birch F. Physics of the crust. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, No. 36, 1955.
- Birch F., Le Comte P. Temperature-pressure plane for albite composition. Amer. J. Sci., v. 258, 1960.
- Boettcher A. L., Wyllie P. J. Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids. Geochim. et cosmochim. acta, v. 32, No. 9, 1968.
- Coleman R. G. Glaucophanic schists from California and New California, Tectonophysics, v. 4, No. 4—6, 1967.
- Coleman R. G., Lee D. E. Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cadzadero area, California, J. Petrolog., No. 4, 1963.
- Davies H. L. Papuan Ultramafic Belt. Report of the XXIII Session Int. Geol. Congr., Section 1, Prague, 1968.
- Ernst W. G. Stability paragenesis of glaucophane. Amer. J. Sci., v. 259, No. 10, 1961.
- Ernst W. G. Petrogenesis of glaucophane schists. J. Petrolog., No. 4, 1963.
- Ernst W. G. Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche-Pass, history, J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, v. XIII, p. 1, 1965.
- Ernst W. G., Seki Y. Petrological comparison of the Franciscan and Sambagawa metamorphic terranes. Tectonophysics, v. 4, No. 4—6, 1967.
- Hamada T. Gotlandian Stratigraphy of the Outer Zone of south-western Japan. J. Geol. Soc. Japan, v. LXV, No. 770, 1959.
- Hamada T. The Middle Palaeozoic group of Japan and its bearing on her geological history, J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ses. II, v. XIII, p. 1, 1965.
- Hashimoto M. On the prehnite-pumpellyite metagreywacke facies. J. Geol. Soc. Japan, v. 72, 1966.
- Hattori H. Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan. Geol. Surv. Japan. Report No. 229, 1968.
- Hermes J. The Papuan Geosyncline and Concept of Geosynclines. Geologie en Mijnbouw, v. 47(2), 1968.
- Iso mi H. Tectonic map of Japan. Geol. Surv. Japan, 1968.
- Iwasaki M. On the glaucophanic schists of Bizen district, Tokushima city. J. Sci. Tokushima Univ. No. 6, 1955.
- Jackson E. D. The Character of the Lower Crust and Upper Mantle beneath the Hawaiian Islands. Report of the XXIII Session Intern. Geol. Congr., Upper Mantle, Prague, 1968.
- Katada M. Ryoike metamorphic rocks in the northern Kiso district, Nagano prefectura. Geol. Surv. Japan, Report No. 223, 1967.
- Kuno H. Plutonic inclusions in volcanic rocks. Abstracts Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, England, 1969.
- Landis C. A., Coombs D. S. Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand. Tectonophysics, No. 4—6, 1967.
- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T. et al. The Precambrian problem in younger orogenic zones. An example from Japan. Canad. J. Earth Sci., No. 5, 1968.
- Minato M. Stratigraphic des Palaeozoikums des Kitakami Gebirges und Abe-Orogenese in Japan. Prof. S. Matsushita Memorial Volum, Kyoto Univers., No. 1. 1966.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., No. 1, 1961.
- Miyashiro A. Aspects of metamorphism in the circum-Pacific region. Tectonophysics, v. 4, No. 4—6, 1967.
- Miyashiro A. Orogeny, Regional Metamorphism and Magmatism in the Japanese Islands. Meddelelser Dansk Geologisk Forening, B. 17, H. 4, 1967.
- Naughton J., Noble Cl. The inert gas content and the age of Hawaiian plutonic nodules. Abstracts Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, England, 1969.
- Osani H., Nagao S., Mitani K. et al. Explanatory text of the Geological map of Japan. Ishikarikanayama (Sapporo-25), Hokkaido, 1958.
- Seki Y. Pumpellyite-bearing mineral assemblages and type of metamorphism. J. Jap. Ass. Miner., Petrolog., Econ. Geol., v. 55, 1966.
- Suzuki J. Petrological study of the crystalline schist system of Sikoku. Jap. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, No. 5, 1930.
- Suzuki J., Minato M. Gotlandian and Devonian Volcanic Activities in the Kitakami Mountains. Proceedings of the Japan Acad., v. XXXIV, No. 5, 1958.
- Takeuchi H., Uyeda S. A possibility of present-day regional metamorphism. Tectonophysics, v. 2, No. 1, 1965.
- Taylor H. P., Coleman R. G. O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., Abstracts, 1965.
- Uffen R., Jessop A. U. The stress release hypothesis of magma formation. Bull. volcanol., v. 26, 1963.

УДК 551.24 + 552.321.5

А. Л. КНИППЕР

ГАББРОИДЫ ОФИОЛИТОВОЙ «ФОРМАЦИИ» В РАЗРЕЗЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Породы так называемой офиолитовой формации в пределах Альпийской зоны делятся на два возрастных комплекса. К первому из них относятся альпинотипные перидотиты, габброиды и метаморфизованные эффузивы основного состава. Габброиды этого комплекса возникли в результате площадной метасоматической переработки древнего субстрата, сложенного ультраосновными породами и эффузивами основного состава. Эта группа пород, образовавшаяся, очевидно, в докембрии, составляет океанический фундамент альпийской зоны и отвечает геофизическим слоям «4» и «3» современных океанов. Ко второму возрастному комплексу относится эффузивно-радиоляритовая серия мезозойского (доальбского) возраста, которая располагается на древнем метаморфическом фундаменте океанического типа. Ее породы соответствуют геофизическому слою «2» современных океанов. Ставится вопрос о правомочности выделения самостоятельной офиолитовой формации.

I

Еще в 1905 г. Г. Штейнманн (Steinmann, 1905) установил, что в Альпийском геосинклинальном поясе Европы ультраосновные породы и габбро в пространстве теснейшим образом связаны с комплексом основных эффузивов и радиоляритов, что, по его мнению, объяснялось комагматичностью изверженных пород этого так называемого «тройственного союза». После его работ (Steinmann, 1905, 1926) этот парагенетически связанный комплекс получил название офиолитовой формации. Бесспорный факт теснейшей пространственной связи групп пород, входящих в офиолитовую формацию, подтвержденный затем геологами, изучавшими самые разнообразные по возрасту складчатые зоны, породил мнение и об одновозрастности всех слагающих ее образований.

Ученые нашли и место породам этой формации в истории развития геосинклиналей. После работ Г. Штилле (1964_{1,2}) и Ю. А. Билибина (1955) они стали считаться характерными для инициального или начального цикла магматизма.

Вплоть до настоящего времени эта гипотеза является как бы геологической аксиомой и в литературе практически не обсуждается. Однако целый ряд геологических фактов, уже давно известных геологам и недавно суммированных мною (Книппер, 1968_{1,2}), существенно противоречит этой точке зрения. Большинство этих возражений заключается в том, что гипотеза магматического становления альпинотипных перидотитов в верхней части земной коры встречает на своем пути ряд трудностей. Также вызывает возражение и постулат, говорящий о тесных временных связях этих пород с эффузивно-радиоляритовым комплексом.

В настоящей работе мы вновь обратимся к этому же кругу вопросов и постараемся на примере областей Альпийской складчатости показать, что и габброиды, тесно связанные с альпинотипными перидотитами, вряд ли могли образоваться из магматического расплава и по времени своего образования оторваны от эффузивно-радиоляритовой серии.

В геосинклинальных областях неогей широко распространены характерные сообщества ультраосновных и основных пород, постепенно сменяющие друг друга в пространстве. В достаточно полных разрезах альпинотипные перидотиты через зону чередования пироксенитов, полевошпатовых перидотитов и анортозитов постепенно сменяются габброидными породами. Среди них выделяются нормальные габбро, часто сильно сосюртитизированные, оливиновые габбро, нориты, кварцевые габбро, кварцевые габбро-диориты. Часто встречаются и породы гранитоидного ряда: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты.

Ультраосновную часть этого комплекса геологи относят к формации альпинотипных перидотитов (гипербазитовая формация, по Ю. А. Кузнецову, 1964), основную — к габбро-пироксенит-дунитовой, а гранитоидную — к габбро-плагиогранитной или просто плагиогранитной формациям. В большинстве случаев все эти породы как бы стратифицированы в пространстве таким образом, что ультраосновные породы отделены от образований гранитоидного ряда габброидным комплексом. Реже можно увидеть непосредственные контакты ультраосновных и кислых пород. В последнем случае они всегда резкие (Абовян, 1966).

Вблизи контакта с ультрабазитами габброиды содержат неправильной формы тела ультраосновных пород, геохимическая характеристика которых не отличается от таковой альпинотипных перидотитов (Кузнецов, 1964). Одновременно среди габброидных пород (но никогда совместно с ультрабазитами) во многих местах встречены реликты пород первично эффузивного происхождения. Степень их метаморфизма, даже в одном и том же геологическом районе, весьма разнообразна и варьирует от амфиболитов до пород зеленосланцевой фации метаморфизма. Особенно четко этот последний комплекс выделяется в Альпийских складчатых областях.

На Кубе он известен под названием «древние вулканы» и состоит из габбро, долеритов, диабазов, толентов, троктолитов и анортозитов, теснейшим образом переплетающихся между собой (Meyerhoff, Hatten, 1968). Толентовый же состав метаморфизованных эффузивов, связанных с габброидами, устанавливается и на Кипре (Gass, 1968).

На Малом Кавказе, по нашим данным, картина аналогична. Нужно только добавить, что здесь габброиды, амфиболиты и эффузивы, претерпевшие зеленокаменное перерождение, рассеяны огромным количеством полевошпатовых прожилков, образующих самые причудливые узоры.

Такие же амфиболиты и зеленокаменные породы, теснейшим образом связанные с габброидным комплексом, известны в Югославии (Pamić, 1964), на Кипре (Gass, 1968), в Сирии (Казьмин, Кулаков, 1965), Турции (Dubertret, 1953), Оммане (Lees, 1928), Новой Гвинее (Davies, 1968) и многих других местах.

Поэтому можно говорить о том, что в пределах Альпийского пояса Евразии ультрабазиты, габброиды и метаморфизованные породы основного состава образуют единый комплекс, связанный, очевидно, временем своего образования в единой геотектонической структуре.

Подобные комплексы пород известны практически во всех геосинклинальных областях неогей. В пределах Альпийского пояса они слагают протяженные и мощные (до 3—5 км) аллохтонные пластины, отделенные от подстилающих их пород поверхностями пологих надвигов. Они описаны на Корсике (Maxwell, 1969), в Италии (Passerini, 1965), Греции (Brunn, 1960), Сирии (Dubertret, 1953; Казьмин, Кулаков, 1965), Турции (Dubertret, 1953), на Малом Кавказе (Абовян, 1966), в Новой Каледонии (Davies, 1968), на Кубе (Flint и др., 1948) и других местах.

В основании подобного рода пластин (всегда аллохтонных¹) залегают серпентинизированные ультраосновные породы. Выше по разрезу располагаются разного типа габброиды, тесно переплетающиеся в нижней части с ультрабазитами, а в верхней — с метаморфизованными эффузивными породами основного состава.

Непосредственно на этом габброидном комплексе располагается эффузивно-радиоляритовая серия мезозойского (доальбского) возраста, время образования которой достаточно подробно обосновано в работах В. Г. Казьмина (1966) и А. В. Пейве (1969).

Эти породы не затронуты метаморфизмом, сходным с таковым габброидного комплекса, что, очевидно, должно говорить нам о перерыве во времени образования этих двух серий пород. Об этом же свидетельствуют и прямые геологические данные о трансгрессивном налегании мезозойской серии пород на метаморфические породы, габбро и ультрабазиты (Passerini, 1965; Сирия, 1969; Паламарчук, Таштыби, 1968).

Необычайно существенным, на наш взгляд, является то обстоятельство, что во всех упомянутых разрезах основание мезозойской эффузивно-радиоляритовой серии располагается параллельно кровле габброидного комплекса или, другими словами, габброидный комплекс и вулканогенно-осадочная серия мезозоя взаимоотносятся между собой как два пласта, разделенные перерывом в осадконакоплении.

Отсюда мы должны прийти к выводу, что в пределах Альпийского пояса Евразии, к югу от зоны Альпид, развивавшихся на континентальной докембрийско-палеозойской коре (Пейве, 1969), в начале мезозоя подводные потоки базальтов изливались прямо на более древний, уже метаморфизованный фундамент, сложенный в нижней части ультраосновными породами, а в верхней — габброидным комплексом (вместе с метаморфизованными эффузивами домезозойского возраста)².

Такой вывод, вполне естественно, вызывают два вопроса: каким образом возник и в каких тектонических структурах существовал или существует фундамент подобного типа?

III

Обычно оба поставленных вопроса разрешаются геологами включением всех описанных выше пород в единую офиолитовую формацию. Предполагается, что эффузивно-радиоляритовая серия, ультрабазиты и габброиды объединены временем своего образования и слагают нижний геосинклинальный структурный этаж. Ультрабазиты и габброиды представляют собой типичные интрузивные образования и внедрились вдоль-глубинных разломов. Вопрос о фундаменте, в той плоскости, в которой мы его ставим, при такой трактовке, естественно, не возникает.

В свое время факт пространственной связи ультраосновных и основных пород послужил основой для гравитационно-кристаллизационной

¹ В литературе существуют указания на то, что ультраосновные породы в пределах упомянутых выше пластин имеют нормальный стратиграфический контакт с подстилающими их образованиями (Dubertret, 1953; Brunn, 1960). Однако исследованиями В. Г. Казьмина в Сирии (Сирия, 1969), В. Бортолотти и других в Греции (Bortolotti и др., 1969) показано наличие тектонических брекчий под ультрабазитами и несомненное аллохтонное налегание их на различные осадочные образования мезозоя.

² В большинстве мест Альпийского складчатого пояса Евразии первичные взаимоотношения внутри этого некогда последовательного разреза уничтожены в результате необычайно сильного тектонического перемешивания и образования гигантской тектонической брекчи меланжа (Bailey, McCallien, 1956). Внутри меланжа можно наблюдать, как протрузии серпентинитов прорывают не только доальбские вулканогенно-осадочные серии, но и их осадочную покрывку и образуют тела самой различной формы. Габброиды, амфиболиты и вулканогенно-осадочные доальбские породы формируют разной величины блоки, то притертые друг к другу, то как бы сцементированные серпентинитами. Недавно структура и история формирования меланжа была достаточно подробно разобрана в статье А. В. Пейве (1969).

типотезы Н. Боуэна (Bowen, 1917), предполагавшего, что описанный ряд изверженных пород (от ультраосновных к кислым) образуется в результате дифференциации первичной магмы основного состава. Однако в настоящее время вряд ли существуют сомнения в самостоятельности альпинотипных ультрабазитов. Поэтому большинство геологов допускает возможность последовательности внедрения сначала ультраосновной магмы (альпинотипные перидотиты), а затем и основной, в результате чего и возникает описанная выше картина.

Однако подобное решение проблемы вызывает целый ряд вопросов.

Действительно, почему оливиновые габбро и сопровождающие их породы в пространстве теснейшим образом связаны с альпинотипными перидотитами и не дают самостоятельных интрузий? Почему эти габбро вниз по разрезу постепенно переходят в ультрабазиты, а вверх — в метаморфизованные эффузивы? И наконец, почему они повсеместно образуют гигантские пластовые тела, иногда расположенные почти горизонтально; корни которых никому неизвестны?

На наш взгляд, происхождение этих пород значительно лучше объясняет трансформистская или метасоматическая гипотеза, сторонники которой считают, что «габброидный», или габбро-амфиболитовый комплекс возник в результате метасоматической переработки ультраосновных пород, с одной стороны, и эффузивов основного состава, с другой. В последнее время эта гипотеза, вначале встреченная в штыки, приобретает все большее и большее количество сторонников. Наиболее доказательны, на мой взгляд, доводы В. Ф. Морковкиной (1962), А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967), изучавших этот процесс на Урале.

В пределах Альпийского пояса Европы и Азии, ультраосновные и основные породы которых петрографически изучены слабее, чем на Урале, к таким же выводам пришел Ж. Авиас (Avias, 1949) и недавно Г. С. Арутюнян (1968), В. Ф. Морковкина и С. И. Гаврилова (1969).

Метасоматическая гипотеза несравненно лучше объясняет неразрывную связь габброидного комплекса с ультраосновными породами и основными эффузивами, чем любая другая точка зрения. Становится ясным, что «габброидный» комплекс пород мог возникнуть только в тех местах, где уже существовала «материнская порода» или «субстрат» определенного состава.

Каким же путем метасоматические растворы проникают в ультрабазиты из недр нашей планеты? Материалы, полученные уральскими геологами, заставляют их предполагать, что этот поток проникал в земную кору вдоль зон глубинных разломов (Морковкина, 1962) или же вдоль тел ультраосновных пород, круто уходящих в глубину (Ефимов, Ефимова, 1967). Если для Урала, где аналогичные Альпийскому поясу ассоциации ультраосновных и основных пород слагают круто наклоненные тела, такая точка зрения и может считаться справедливой, то она непригодна для Альпийской зоны Евразии, где «габброидный» комплекс образует как бы «шляпу», пласт на серпентинитах.

Подобный характер залегания габброидного комплекса заставляет нас предполагать, что восходящие растворы, приносившие кремнезем и щелочи, поступали не вдоль глубинных разломов или ослабленных зон, а распределялись по каким-то площадям, захватывая верхнюю часть ультраосновного субстрата и вулканогенный комплекс, некогда располагавшийся прямо на габбробазитах.

В каких же тектонических структурах мог локализоваться этот процесс? В этих тектонических формах прошлого к началу мелового периода уже существовал разрез, начинающийся ультраосновными породами, переходящими в габбро-амфиболитовый комплекс, перекрытый эффузивно-осадочными породами. Эта последняя ассоциация горных пород, очевидно, накапливалась в достаточно глубоководных условиях (радиолиты).

На наш взгляд, подобные взаимоотношения наблюдаются в геологических структурах с океаническим типом строения земной коры, а точнее — в океанических впадинах. В пользу такой точки зрения говорит не только сходство геофизических характеристик ультраосновных и габброидных пород со слоями океанов «4» и «3» соответственно, что известно достаточно давно, но и поразительное петрографическое сходство каменного материала, поднятого из рифтовых долин срединноокеанических хребтов, с таковыми пород офиолитовой формации.

По данным геологов, изучавших эти образцы, в рифтовых зонах собраны следующие группы пород:

- 1) свежие толеитовые базальты;
- 2) зеленокаменные породы спилитового состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (Мурдмаа, Прокопцев, 1968; Melson, van Andel, 1966; Matthews и др., 1965; Quon, Ehlers, 1963).

Для всех этих пород характерны типичные минеральные ассоциации с альбитом, хлоритом, эпидотом и актинолитом. Первичными породами, подвергнутыми метаморфизму, являлись океанические толеитовые базальты, их туфы и долериты (Melson, van Andel, 1966). По мнению большинства перечисленных исследователей, спилиты представляют собой продукт регионального метаморфизма с привнесом щелочей. «Спилиты имеют, вероятно, метаморфическую природу и относятся к комплексу зеленокаменно-метаморфизованных пород, образовавшихся из подобных, но более древних базальтов, подвергшихся как метасоматозу, так и интенсивному динамометаморфизму» (Мурдмаа, Прокопцев, 1968, стр. 461);

3) разнообразного типа габброиды: нормальные габбро, нориты, габбро-нориты, габбро-диабазы и диабазы. Диабазы тесно связаны с габбро-диабазами, габбро и норитами. Здесь же встречены и полосчатые амфиболиты (Богданов, Плоско, 1967);

4) в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы и перентиниты. В большом количестве здесь встречены полевошпатовые перидотиты, причем метасоматическая природа полевых шпатов в них несомненна. Несомненен также и метасоматический характер минералов, образовавшихся после оливина с разрывом во времени (Плоско, Богданов, 1968).

Если мы расположим все перечисленные разности пород в том порядке, в котором они описаны выше, и будем считать, что они так и располагаются в стратиграфической последовательности сверху вниз, то мы получим картину, до удивления сходную с наблюдаемой нами в пределах Альпийских складчатых областей.

Сходство это простирается от наличия серпентинизированных ультраосновных пород в основании разреза до присутствия метаморфических пород (амфиболиты, зеленокаменные породы) в его средней части. Эта часть разреза подвергнута метасоматической переработке и перекрывается неизмененными толеитовыми базальтами. Сходство поистине огромное, что вряд ли может считаться случайным.

Поэтому с достаточной долей обоснованности можно предполагать, что ультраосновные и основные породы Альпийского геосинклинального пояса вместе с мезозойской вулканогенно-осадочной серией представляют собой фрагменты океанического ложа.

К этой точке зрения приходят геологи, работающие в Калифорнии (Baily и др., 1964), на Кипре (Gass, Massen-Smith, 1963; Gass, 1968), в Новой Гвинее (Davies, 1968) и других областях, целиком расположенных среди океанов или граничащих с ними.

На такую гипотезу их вполне естественно наталкивает сходство геофизических характеристик гипербазитов и габброидов с разрезами океанов, в которых уже давно геологами предполагалось, что слой «4» сложен ультраосновными, а слой «3» — основными породами. Кажется логичным,

что разрезы приокеанических районов или внутриокеанических островов сходны с таковыми близлежащих или окружающих их территорий.

Подобные предположения никогда не возникали у геологов, работавших во внутриконтинентальных областях. Если некоторые из них и считали ультраосновные породы выступами мантии (Москалева, 1962 и другие ее работы), то они не думали, что на месте современных геосинклинальных поясов, областей и систем, в которых развиты породы офиолитовой формации, некогда располагались крупнейшие океанические впадины. Это, очевидно, связано с внутренней убежденностью геологов в том, что форма и размеры складчатых областей в настоящее время близки к таковым далекого геологического прошлого. Считается само собой разумеющимся, что Уральская система в нижнем и среднем палеозое имела форму, близкую к современной, а Альпийские офиолитовые прогибы располагались вблизи современных выходов этих пород. Эти взгляды неразрывно связаны с троговой гипотезой развития геосинклиналей, необычайно популярной среди геологов всего мира.

Лишь недавно в работе А. В. Пейве (1969) был перекинут мост от современных океанических впадин к геосинклиналям геологического прошлого, которые ныне целиком находятся в областях, характеризующихся континентальным типом строения земной коры.

По мнению А. В. Пейве (1969), на месте Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса в мезозое существовала обширная океаническая впадина, перекрытая в начале мела гигантской аллохтонной пластиной, сложенной породами «гранитной» и осадочной оболочек Африкано-Аравийской платформы. Наблюдаемые ныне в пределах этого пояса тела гипербазитов и габброидов, представляющие собой протрузии фрагментов океанического ложа, внедрившиеся в моменты сжатий, неоднократно охватывавших эту территорию.

Если эта точка зрения справедлива, а в ее пользу говорит очень большое количество фактов, то перед геологами открываются очень интересные перспективы для палеотектонических реконструкций в складчатых зонах (с развитием пород офиолитовой формации), ныне целиком располагающихся в областях развития коры континентального типа.

IV

Сделаем некоторые выводы из всего сказанного.

На наш взгляд, бесспорным является то обстоятельство, что внутри офиолитовой формации устанавливается два комплекса образований, резко разделенных по времени своего формирования. Отношения между этими комплексами надо понимать как связь фундамента платформы с ее осадочной оболочкой. Действительно, к моменту накопления эффузивно-радиоляритовой серии мезозоя в пределах Альпийского геосинклинального пояса уже существовал метаморфический фундамент, сложенный в верхней части габброидным и габбро-амфиболитовым комплексами. Конечно, этот фундамент резко отличается от такового древних и молодых платформ континентов полным отсутствием мощной сиаллической оболочки (граниты, гранито-гнейсы и др.). Поэтому мы можем говорить об особом, океаническом типе фундамента.

Возникновение этого фундамента, очевидно, связано с целым рядом сложных процессов, протекающих внутри тектоносферы, о которых мы можем только догадываться. Возможно, как это считают теперь многие петрологи (Грин, Рингвуд, 1968), что ультраосновные породы представляют собой остаточный продукт, возникший при плавлении некоего изначального вещества мантии (пиrolита) и отделении от него толеитовой выплавки. Если это так, то этот процесс должен был привести к тому, что древние базальтоидные серии после их выплавления располагались прямо на гипербазитах (остаток от выплавления). В дальнейшем мощ-

ный поток метаморфических растворов, несших щелочи и кремнезем, метасоматически преобразовал верхнюю часть ультраосновного субстрата и часть его эффузивной покрывки. Этот процесс привел к образованию габброидного комплекса, возникновению амфиболитов и спилитизации основных эффузивов. Мы предполагаем, что этот процесс протекал по всей площади океанических впадин и привел к образованию так называемого «базальтового» слоя или слоя «3» океанов. Можно думать, что этот процесс протекал по площади неравномерно. В одних местах произошло полное преобразование вулканогенной толщи в габбро-амфиболитовый комплекс, в других же она подверглась лишь спилитизации. Лишь после того, как метаморфические процессы целиком прекратились, произошло выплавление новой порции базальтовой магмы (в Альпийской зоне Евразии в мезозойское время), вулканогенно-осадочные породы которой трансгрессивно перекрыли этот океанический фундамент.

Если возраст этой последней серии пород датируется геологами достаточно точно (триас-юрский в пределах Альпийского пояса, среднепалеозойский на Урале, нижнекембрийский в Саянах и др.), то вопрос о времени образования метаморфического комплекса офиолитовой «формации» (океанического фундамента), остается открытым. Можно представить себе, что его возникновение каждый раз предшествует заложению геосинклинальной системы и в каледонидах оно рифейское, в герцинидах — нижнепалеозойское, а в альпидах — верхнепалеозойское. Тогда нужно считать, что возникновение фундамента океанического типа тесно связано с геосинклинальным процессом (его началом), который, следовательно, приводит к образованию не только гранито-метаморфической оболочки, как это считает Н. А. Штрейс (1968), но и «базальтового» слоя.

Однако вероятно и другое время становления слоя «3» океанов. Возможно, что оно было одноактным и происходило в глубоком докембрии, предшествуя заложению самой древней из известных нам геосинклиналей. К этому моменту истории нашей планеты на всей ее поверхности в результате преобразования первичного вещества уже была создана кора океанического типа. И лишь затем на этом первичном океаническом субстрате в разное время (протерозойское, каледонское, герцинское, альпийское) происходило заложение геосинклинальных впадин с их инициальным базальтоидным магматизмом. Тогда нужно предполагать, что возраст всех ультраосновных пород, габброидов и амфиболитов во всех геосинклинальных системах (вне зависимости от возраста этих последних) будет одинаковым и очень древним. Решение этой проблемы в значительной мере зависит от совершенствования методов абсолютной геохронологии. Имеющиеся в настоящее время немногочисленные и разрозненные данные по определениям абсолютного возраста перечисленных пород (3860, 3250—1300 млн. лет, Пейве, 1969), скорее, свидетельствуют в пользу этой последней точки зрения, которой и придерживается автор настоящей работы.

Последний вопрос, который бы мне хотелось поставить в порядке обсуждения, следующий: как мы должны понимать термин «офиолитовая формация» и можно ли вообще употреблять его? Можно ли говорить о формации в данном случае, когда ее породы расчленяются на два возрастных комплекса и содержат как магматические, так и метаморфические образования? По всей видимости, ни литолог, ни магматист не отнесут весь этот сложнейший комплекс пород к единой формации. Определенные трудности встают и на пути тектониста, поскольку трудно объединить в единую формацию породы фундамента и его оболочки. В данном случае, казалось бы, лучше говорить о формационном ряде. Как мы говорим о формационных рядах платформ и геосинклиналей. Но эти ряды объединяются их принадлежностью к структурам определенного типа. Как же поступить с описанными выше двумя комплексами пород, формирование которых происходило в принципиально разной тектонической

обстановке? Ведь если мы правы в своих выводах, то нужно считать, что образование метаморфического океанического фундамента происходит в догеосинклинальную стадию развития нашей планеты, а эффузивно-радиоляритовые серии открывают собой геосинклинальный цикл осадконакопления. Если прав Н. П. Херасков, говоривший, что «формации связаны с тектоническими структурами, конкретные формации с конкретными структурами, а формационные типы с типами структур» (1952, стр. 50), то мы не можем говорить ни об офиолитовой формации, ни об офиолитовом ряде формаций.

Возможно, что эти породы следует объединить в ряд океанических формаций. Вопрос выделения этой группы целиком связан с проблемой понимания эвгеосинклиналей, которая может служить предметом самостоятельного исследования.

Однако в любом случае мы не можем говорить об офиолитовой формации в том смысле, в каком ее понимали и Г. Штейнманн (Steinmann, 1905, 1926), и Г. Штилле (1964_{1, 2}), и Ю. А. Билибин (1955), и в каком ее понимают большинство геологов в настоящее время.

Литература

- Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В сб. «Геология АрмССР», т. 3. Изд-во АН АрмССР, 1966.
- Арутюнян Г. С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта). Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, № 5, 1968.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов Ю. А., Плоско В. В. Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш. Докл. АН СССР, т. 177, № 4, 1967.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В сб. «Петрология верхней мантии», Изд-во «Мир», 1968.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 13, Изд-во «Недра», 1967.
- Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии. Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разв., № 2, 1965.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые вопросы инциального магматизма. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1968₁.
- Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпинотипных периодотитов в верхней части земной коры. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема «Вулканизм и тектоника», Изд-во «Наука», 1968₂.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 77, Изд-во АН СССР, 1962.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Особенности генезиса пород офиолитового пояса Малого Кавказа. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1968 г. Тр. ИГЕМ, 1969.
- Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала. Сов. геология, № 12, 1962.
- Мурдмаа О. И., Прокопцев Н. Г. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта. Докл. АН СССР, т. 181, № 2, 1968.
- Паламарчук С. Ф., Таштыби С. Докембрий северо-восточного Средиземноморья. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема «Геология докембрия». Изд-во «Наука», 1968.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Плоско В. В., Богданов Ю. А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1968.
- Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Изд-во «Недра», 1969.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 5, 1952.
- Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964₁.
- Штилле Г. Введение в строение Америки. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964₂.
- Штрейс Н. А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных си-

- стем. Проблема «Вулканизм и тектоника». Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов, Изд-во «Наука», 1968.
- A vias G.** Note preliminaire sur quelque observation et interpretation nouvelles concernant les periodites et serpentines de Nouvelle-Caledonie (Secteur central), Bull. Soc. geol., France, 5-e ser., t. 19, f. 4—6, 1949.
- B a i l e y E. B., M c C a l l i e n W. I.** Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, B 42, 1956.
- B a i l e y E. H., I r v i n W. P., J o n e s C. L.** Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. Div. Mines Bull., v. 183, 1964.
- B o r t o l o t t i V., D a l P i a z G. V., P a s s e r i n i P.** Nouve osservazioni sul Massiccio del Vourinos (Grecia). Bull. Soc. Geol. Italia, No. 88, 1964.
- B r u n n J. R.** Mise en place et differentiation de l'association pluto-volcanique du cortege ophiolitique. Rev. géogr. Phys. (2), v. III, f. 3, Paris, 1960.
- B o w e n N. L.** The problem of the Anorthosites. J. Geol., No. 25, 1917.
- D a v i e s A. L.** Papuan Ultramafic Belt. 23 sess. Intern. Geol. Congr., sec. 1. Upper Mantle. Prague, 1968.
- D u b e r t r e t L.** Geologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay. Notes et mem. sur. le Moyen Orient., v. 6, 1953.
- F l i n t D. E., A l b e a r Y. G., G u i l d P. W.** Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey province, Cuba, U. S. Geol. Surv. Bull. No. 954-B, 1948.
- G a s s L. G.** Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? Nature, v. 220, No. 5162, 1968.
- G a s s I. G., M a s s a n - S m i t h D.** The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 155, No. 1060. 1963.
- L e e s G.** The Geology and Tectonics of Oman and of parts South-Eastern Arabia. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 84, No. 4, 1928.
- M a t t h e w s D. H., V i n e F. I., C a n n I. R.** Geology of an area of the Carlsberg Ridge. Bull. Geol. Soc. America, v. 76, No. 675, 1965.
- M a x w e l l L. C.** The Mediterranean Ophiolites and Continental drift. What's New on Earth. Rutgers Univers Preis., spring., 1969.
- M e l s o n W. G., V a n A n d e l T. H.** Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge 22° N latitude. Marine Geol., v. 4, No. 3, 1966.
- M e y e r h o f f A. A., H a t t e n C. W.** Diapiric structures in Central Cuba. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Diapirism and diapirs, mem. 8, 1968.
- P a m i ċ I.** Magmatske i tectonske structure u ultramafitima bosanske serpentinske zone. Geoloski Zavod u Sarajevu Geol.-glasn., knjica II, Sarajevo, 1964.
- P a s s e r i n i P.** Rapporti fra le ofioliti et la formazioni sedimentarie fra Piacenza e il mare Tirreno. Publ. de Centro di studi per la Geologia dell Appenino, No. 172, 1965.
- Q u o n S. H., E h l e r s E. G.** Rocks of northern part of Mid-Atlantic Ridg. Bull., Geol. Soc. America., v. 74, No. 1, 1963.
- S t e i n m a n n G.** Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. Naturforsch Ges. Freiburg, B. 16, 1905.
- S t e i n m a n n G.** Die Ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. C. R. 14 Congres Geol. Intern. Madrid, v. 2, 1927.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
20 октября 1969 г.

УДК 551.24+553 (57)

М. И. ИЦКСОН, Л. И. КРАСНЫЙ**НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕКТОНИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ
ВОСТОКА СССР**

Рассмотрены вопросы тектоники и металлогении Востока СССР и сопредельных территорий. Главное внимание уделено систематике подвижных поясов и структур негеосинклинального ряда и особенностям их минерагении. Подчеркивается роль рифтовых образований в мезозойско-кайнозойской истории развития Востока Азии, в частности в пределах Алдано-Станового сводового поднятия.

Сжато охарактеризованы фрагменты ортогеосинклинального пояса Тихоокеанской окраины СССР и сделаны некоторые выводы о возможной их минерализации.

Рассмотрено значение глыбовых структур — массивов разного рода, предпринята попытка их группировки и освещена связь с ними полезных ископаемых.

Огромная территория к востоку от оз. Байкал и р. Лены совместными усилиями производственных и научных коллективов успешно вовлекается в горнопромышленное освоение. Пожалуй, нигде так выпукло и ярко не проявилось значение великих ленинских идей о социалистическом преобразовании нашей страны, как на Востоке СССР, где до Великой Октябрьской революции лишь в немногих районах производилась добыча угля, золота и строительных материалов.

Первые широкие представления о тектонике и металлогении рассматриваемого региона можно найти в трудах В. А. Обручева, А. Д. Архангельского, М. М. Тетяева, А. И. Мазаровича, А. Н. Криштофовича, Н. С. Шатского, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, С. В. Обручева, Н. П. Хераскова. Ими заложены основы, которые в дальнейшем развивали их ученики и последователи.

За последние годы вышли в свет три работы, охватывающие полностью рассматриваемую территорию. Б. А. Петрушевский (1964), Н. П. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965) и коллектив авторов (Геологическое строение..., 1966) произвели с разных позиций синтез геологии всего региона. Краткое обобщение было сделано также авторами настоящей статьи совместно с Г. М. Власовым, В. С. Кормилициным и В. Т. Матвеевко (Власов и др., 1963). Ряд важных публикаций принадлежат Н. А. Беляевскому, К. В. Боголепову, Д. И. Горжевскому, Б. Х. Егиазарову, Ю. А. Косыгину, К. Б. Мокшанцеву, М. С. Нагибиной, Ю. А. Пушаровскому, Е. А. Радкевич, С. М. Тильману, Е. Т. Шаталову, А. Д. Щеглову и др. Вышли в свет или сданы в печать тома «Геологии СССР», посвященные восточным районам СССР (редакторы: Берсенев, Быховер, Власов, Драбкин, Козеренко, Красный). Все это, с одной стороны, подчеркивает ту широкую канву, на которой строятся современные представления о тектонике и металлогении обширных пространств Востока СССР, а с другой стороны, избавляет авторов от необходимости систематического изложения материала. Поэтому в статье рассмотрены лишь некоторые новые аспекты проблем, мало освещенных в литературе и представляющих некоторый интерес с точки зрения вытекающих из них теоретических выводов и возможного их приложения для направления поисков полезных ископаемых.

Сравнительная характеристика подвижных поясов, областей и систем (в мезозое)

Характерные свойства	Геосинклинальный ряд структур				Негеосинклинальный ряд структур				
	складчатые системы			ортогеосинклинальный периферический пояс (Восточно-Сахалинский и Корякский районы)	краевые, складчатоглыбовые системы (Сетте-Дабан и прилегающие части Юдомо-Майского прогиба)	сводово-глыбовые поднятия и сопряженные с ними рифтовые структуры			
	Верхояно-Колымская и Чукотская	Монголо-Охотская	Сихотэ-Алинская			Южно-Якутский рифт	сводово-глыбовые поднятия		Восточно-Азиатский вулкано-генный пояс
					Становая часть	Забайкальская часть			
Осадочные и осадочно-вулканические формы	В триасе и юре — терригенные геосинклинальные В мелу — угленосные — лимнические	В триасе, юре и раннем мелу — терригенно-вулканогенные и терригенные геосинклинальные	В юре и мелу терригенно-кремнисто-вулканогенные и терригенные геосинклинальные	Не характерны	В юре и мелу терригенная и угленосная лимническая	Не характерны	Во впадинах: угленосные и пестроцветные	Наземные осадочно-вулканогенные	
Вулканизм	В геосинклинальную стадию: основной, иногда близкий к траппам; в Чукотской системе — местами спилитовый; в орогенную стадию — средний, частично кислый	В геосинклинальную стадию не характерен	В геосинклинальную стадию умеренно развит; основного и среднего состава	Основной и средний — геосинклинальный	Не характерен	Туфы среднего состава	Разрозненные эродированные эффузивные покровы среднего и кислого состава	Основные, средние, умеренно-кислые и кислые вулканиты	Средний и кислый, наземный (от андезито-базальтов до липаритов)
Интрузивный магматизм	Дайки диорит-гранодиоритового состава; крупные тела гранитоидов; субвулканические тела основного и щелочного состава	Средние по размерам и мелкие тела от кислых и ультракислых гранитов до габбро и щелочных гранитов и сyenитов	Средние и крупные тела от гранитоидов до габбро; редко небольшие интрузии ультраосновных и щелочных пород	Основные и ультраосновные интрузии небольшого размера	Редко на окраинах — гранитоиды	Дайки и малые интрузии среднего щелочного и субщелочного и редко кислого состава	Дайки диорит — гранодиоритов. Крупные и средние тела гранитоидов, реже габбро; субщелочные интрузии	Основные щелочные интрузии (пластовые тела и дайки)	Средние, реже крупные тела гранитоидов, реже габбро, диориты и щелочные граниты
Тектонические обстановки	Развились на жестком, существенно платформенном основании; специфические складчатые формы — мегасинклинории, мегасинклинории; гранитоидный магматизм тяготеет к разломам вдоль окраины Колымо-Омолонского массива	Образовались на опущенных краевых частях массивов; районы осадконачатые формы — общими последующими поднятиями. Складчатость линейная и брахиформная	Сформировалась на сильно раздробленном фундаменте. Резко вытянутые прогибы и поднятия. Характерная линейная складчатость	Развился на окраине океанической области, где был сильно редуцирован или отсутствовал гранитный пояс. Сохранились лишь фрагменты пояса. Линейная складчатость	Глыбовое воздымание и складчатость (длинные гребневидные антиклинали и широкие синклинали), приуроченные к разломам. Характерны надвиги	Сформировался при растяжении Алдано-Станового свода вдоль линейного древнего заложения. Складчатость резко выполаживается в северном направлении	Сводовое воздымание с разломообразованием. С последним связано внедрение трещинных интрузий	Формирование сложного свода с размещением вдоль него систем ослабленных зон с образованием впадин забайкальско-го типа	Наложены на разного типа и возраста структуры. Образование вулканических центров вдоль окраино-материкового линейного и переходного к океаническому типу; внедрение вдоль разломов интрузий. Брахиформная складчатость
	Заложились на континентальной (сиалической) коре								

Минералы	Ау, Sn (кас. кв.), W	Ау, Sn (кас. кв.) W, Mo [Pb, Zn, Ag]	Sn (кас. кв.) W (конт.), Au	Сп, Ау, S (колчед.), Fe, асбест [Cr, Ni, Со, Pt, Ti] S (самородн.), Ва	Pb, Zn, Ag, Au	Ау, горный хрусталь [Mo, флюорит, Pb, Zn]	Au [Pb, Zn, Ag, Mo]	Sn (кас. сил. и кас. сульф.), флюорит, Ау—Ag (эпитерм.), флюорит, алломорф—цины	Pb, Zn, Ag, Sn (кас. сил. и кас. сульф.), Hg, Ау—Ag (эпитерм.), флюорит, алломорф—цины
Минералы	Фосфориты, уголь, нефть—газ	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	Уголь	—	Уголь	Уголь
Примеры на континентальных территориях	—	Юрские прогибы юго-западной Японии	Центральная, отчасти южная, Аляска	Главный пояс Симанто юго-восточной Японии	Горы Макензи и Франклина (Канада), Юньнань—Гуйджоуское поднятие (КНР)	—	Внутренняя Монгольская ось—КНР	Северо-восточная часть МНР	Районы: Пусан (юго-восточная Корея); Чугоку (юго-западная Япония); Фуцзянь—Джецзян (юго-восток КНР)

Примечание: В разделе «Минералы» — в круглых скобках — сокращенное обозначение типов: кас. кв. — касситерито-кварцевые; кас. сил. — касситерито-силкатный; кас. сульф. — касситерито-сульфидный; колчед. — колчедарный; эпитерм. — эпитермальный; конт. — контактово-метасоматические месторождения подчиненного значения.

Главное внимание в статье уделено тектонике и металлогении подвижных структур негеосинклинального ряда, имеющих особое значение в развитии восточной Азии. В частности, подвергнуты рассмотрению рифтовые образования Алдано-Станового сводового поднятия, а также глыбовые структуры — массивы, их систематика и особенности развития.

Учитывая ведущее значение мезозойского этапа в тектонике и металлогении континентального блока Востока СССР, ему уделяется, естественно, наибольшее внимание. В таблице приведены характеристика подвижных поясов и систем мезозойд Востока СССР.

Понятия о подвижных поясах, областях и системах негеосинклинального ряда только начинают разрабатываться, и существуют различные предложения (Косыгин и Лучицкий, 1962; Красный, 1962, 1967; Боголепов, 1967; Щеглов, 1968; Карпова, 1968; Ициксон, Тихомиров, Шаталов, 1968), еще не сведенные в систему. Очень важно подчеркнуть, что в отличие от геосинклинальных структур, которые в раннюю, собственно геосинклинальную стадию развивались в морской обстановке, негеосинклинальные подвижные структуры на Востоке СССР в мезозое формировались в условиях континентального режима.

На континентальные структуры негеосинклинального ряда одновременно обратили внимание советские (Л. В. Масайтис и Ю. Г. Старицкий, Ю. В. Комаров и П. М. Хренов, Ю. А. Косыгин и В. И. Лучицкий) и китайские геологи (Чень Го-да). Были предложены термины «дива-структура», «эпигонали» и др. Наиболее рационально к вопросу о номенклатуре структур континентального ряда подошли Ю. А. Косыгин и В. И. Лучицкий (1962). По их мнению «...среди впадин и сопряженных с ними поднятий могут выделяться такие системы, где развиты гранитные интрузии, складчатость в мощных осадочных и эффузивных толщах, местами метаморфизм. Такие системы могут харак-

теризоваться как террасинклинальные системы» (стр. 16). В сноске ими указано, что террасинклиналь (от слова terra — земля, суша) обозначает континентальный гомолог геосинклинали. Нам представляется, что первая часть термина «терра» взята удачно. Вторая же часть его — «синклиналь» не отвечает общему облику континентальных структур, где по площади преобладают поднятия. Последние этими авторами названы терраантиклиналями. Пожалуй, целесообразнее выделять террагенальный¹ ряд материковых структур, используя лишь частично предложение Ю. А. Косыгина и В. И. Лучицкого. Представляется возможным выделить два типа террагенальных структур: 1) сводово-глыбовые и тесно с ними сопряженные рифтовые; 2) краевые складчато-глыбовые системы. К первым из них в последние годы привлечено внимание широкого круга тектонистов (Белоусов и Шейнманн; 1968; Удинцев, 1968; Флоренсов, 1968 и др.). Было четко показано, что различного типа сводовые воздымания, связанные с глубинными процессами преобразования веществ, приводят к их раздроблению и формированию линейных структур растяжения (большие грабены, рифты и пр.). К крупнейшим, планетарного характера линейаментам принадлежат пояса глубинных разломов — внутриконтинентальные (например, Восточно-Африканский рифтовый пояс, Монголо-Байкало-Южно-Якутский рифтовый пояс), окраинно-континентальные (например, Восточно-Азиатский вулканогенный пояс) и океанические (например, Срединно-Атлантический рифтовый пояс).

Представляется возможным все эти структуры называть в широком смысле рифтовыми.

В составе мезозойских подвижных поясов Востока СССР террагенального типа выделяется Южно-Якутский рифт, как звено весьма протяженного (около 2500 км) Монголо-Байкало-Южно-Якутского рифтового пояса, почти совпадающего с Монголо-Байкало-Охотским сейсмическим поясом (Солоненко, 1968). Этот палеорифт рассекает громадный Алдано-Становой свод, тяготея к Становому линейменту весьма древнего (позднеархейского или раннепротерозойского) заложения (рис. 1). Известно (Саид, 1965; Милановский, 1969), что некоторые части Аравийско-Восточно-Африканской рифтовой системы также имели длительное унаследованное развитие. Например, грабен Суэцкого залива сформировался в карбоне и продолжал свое существование в юре, мелу и позднее. Другие части этой системы развивались существенно в неогене и позднее.

Нам представляется, что аналогичный процесс был и в Монголо-Байкало-Южно-Якутском рифтовом поясе. Начало его формирования относится к ранней юре. Одновременно и интенсивно воздымались его огромные «плечи» — Становик и Алданский щит. На юге, в Становике, широко проявлены трещинные интрузии гранитоидного состава, в Алданском щите — щелочные малые интрузии. Различия в юрском магматизме северного и южного обрамления рифтовой зоны объясняются, по-видимому, всей предшествующей геологической историей этих регионов. Зона Станового хребта представляла собой длительно развивающуюся «плутоногенную» область (Красный, 1964; Ставцев, 1968), подвижную и легкопроницаемую для магматических тел разного состава в протерозое, палеозое и позднее, а Алданский щит в послепалеозойское время до мезозоя был сравнительно инертной структурой.

Развитие Южно-Якутских рифтовых впадин продолжалось и в мелу. Судя по разрезу Байкальского рифта, составленному Н. А. Флоренсовым (1968, рис. 3), не исключено, что юрские отложения в пределах рифта подстилают верхнепалеогеновые и неогеновые отложения. Все сказанное не умаляет значения неоген-четвертичной эпохи для формирования мировой сети рифтов на континентах и в океанах.

¹ Т. е. структур континентального происхождения (от греческого genesis — возникновение, происхождение).

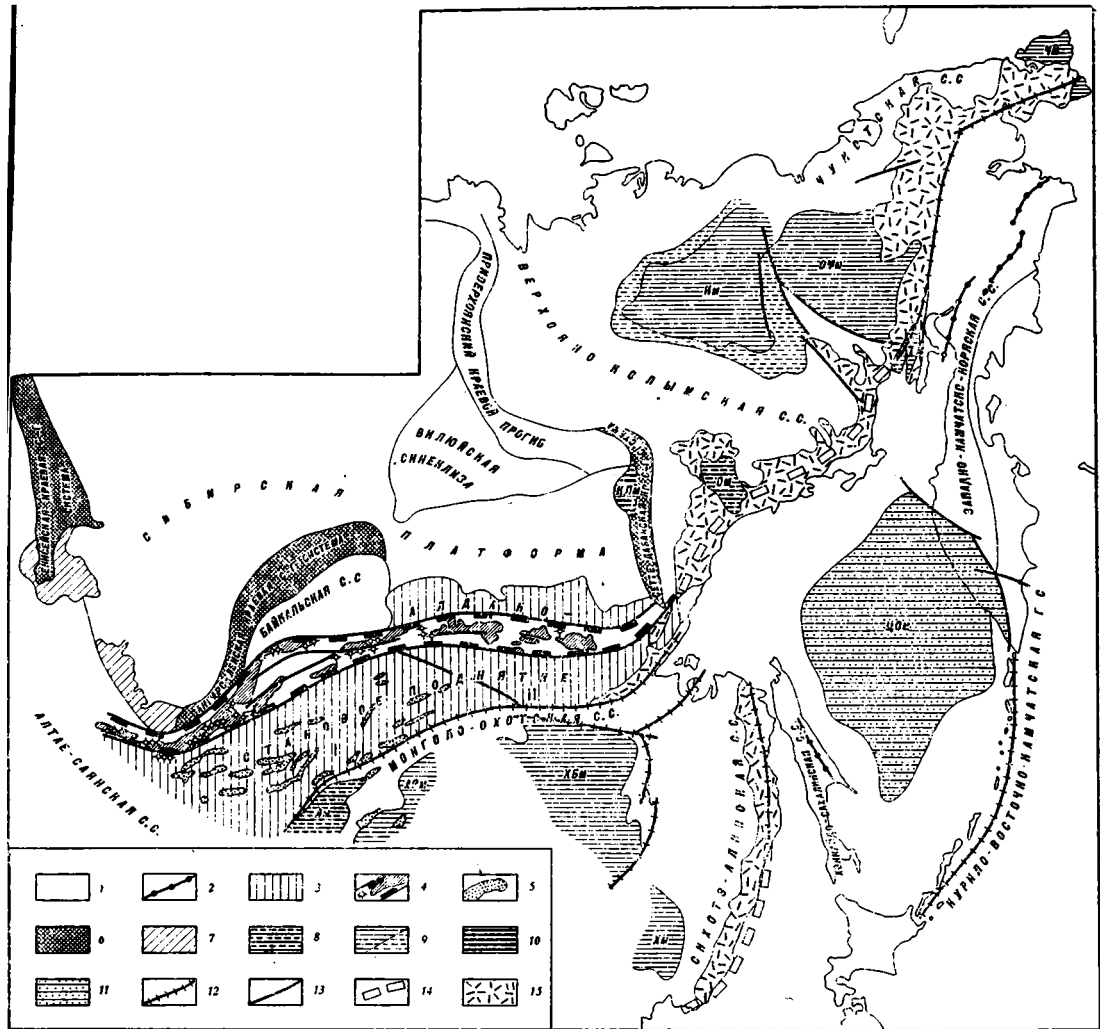


Рис. 1. Схема некоторых структурных элементов Востока СССР

Геосинклинальный ряд материковых структур и структур переходной зоны от материка к океану. 1—складчатые (С. С.) и геосинклинальные (С. Г.) системы (названия их даны на схеме); 2—фрагменты периконического ортогеосинклинального пояса. Террагенальный ряд материковых структур. 3—Алдано-Становое сводово-глыбовое поднятие. (I—Забайкальская часть; II—Становая часть); 4—Монголо-Байкало-Южно-Якутский рифтовый пояс; в его пределах: а—мезозойские и кайнозойские впадины, б—землетрясения; в—границы пояса; 5—впадины забайкальского типа (преимущественно мезозойские); 6—крае-

вые складчато-глыбовые (С. Г.) системы; 7—предгорные впадины юго-западной части Сибирской платформы; массивы 8—11: 8—срединные А—Аргинский, О—Охотский; 9—пограничные: Км—Колымский, Омм—Омолонский, Чм—Чукотский, Арм—Аргунский, ХБм—Хингано-Бурейский, Хм—Ханкайский (а—их окраинные поднятия); 10—кривые: КЛм—Кыллахский; 11—типотетический; ЦОм—Центрально-Охотский. Остальные знаки: 12—13—разломы: 12—краевые; 13—прочие; 14—гравитационные ступени; 15—Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканогенный пояс

Понимая широко термин «рифтовые структуры», мы к ним относим также вытянутую в северо-восточном направлении сеть впадин в Забайкальском сводово-глыбовом поднятии, описанную в работах В. Е. Павловского (1949), Н. А. Флоренсова (1968), А. Д. Щеглова (1968) и др. Наличием большого числа впадин компенсационного типа крупное Забайкальское поднятие отличается от Станового, где такие впадины почти полностью отсутствуют.

К типу линеamentных рифтовых структур, приуроченных к планетарному разлому, следует отнести весьма протяженный Восточно-Азиатский вулканогенный пояс. Он отчетливо прослеживается в гравитационном и

магнитном полях. Его звенья (вулканогены) прослеживаются в Восточном Китае, юго-восточной Корее, юго-западной Японии, Восточном Сихотэ-Алине и вдоль Охотского побережья.

Северный фланг пояса на Азиатском материке известен в южной части Чукотского полуострова. Признаки развития андезитового и андезито-базальтового вулканизма в полосе, тяготеющей к Охотскому водоразделу, намечаются в конце перми и в позднем триасе. Однако генеральное развитие Восточно-Азиатского вулканогенного пояса падает на конец юры и мел. Общая мощность вулканических продуктов местами достигает 3500—4000 м. Брахиформная складчатость, заметно усложненная вблизи разломов, неоднократные внедрения интрузий, нередко крупных по размерам,— все это свидетельствует о справедливости отнесения рассматриваемого пояса к подвижным поясам тетрагенального ряда. Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, наложенный на структуры разного типа (платформы, массивы, складчатые системы разного возраста), является мезозойским новообразованием, связанным с процессами активизации, охватившими колоссальные пространства Азии. Его рифтовая природа также подчеркивается приуроченностью к специфическим окраинно-материковым горным сводово-глыбовым поднятиям.

Примером краевой складчато-глыбовой системы в мезозое может служить Сетте-Дабан, представлявший собой в палеозое перикратонный прогиб. Складчатые (точнее, складчато-глыбовые) зоны периферических районов платформ недавно выделили М. В. Муратов и В. Е. Ханн (1968) и применительно к Сетте-Дабану и Юдомо-Майскому прогибам

Рис. 2. Схема размещения металлогенических зон на Востоке СССР. Контуры металлогенических зон нанесены по опубликованным схемам: В. Т. Матвеево и Е. Т. Шаталова (1958); М. И. Ициксона, В. С. Кормилицына, Л. И. Красного и В. Т. Матвеево (1960); Карте металлогенических зон СССР, Изд-во «Недра» (1968); В кн. «Геологическое строение СССР», т. IV, Изд-во «Недра», 1968.

Металлогенические зоны по ведущим рудным элементам. А. Минерализация раннего докембрия: 1 — железо (метасоматические образования сложного генезиса); 2 — железо, титан (образования в связи с анортизитами и габбро-анортозитами). Б. Минерализация позднего докембрия и раннего палеозоя (осадочные, осадочно-вулканогенные и метаморфогенные образования): 3 — железо, марганец, магний, фосфор; 4 — колчеданные и полиметаллические руды. В. Минерализация подвижных систем мезозой и кайнозой геосинклинального ряда: 5 — хром, платина, никель, асбест в связи с массивами гипербазитов и габброндов; 6 — медь, медно-полиметаллическая и колчеданная минерализация с золотом и баритом, в связи с подводно-эксплятивными процессами раннегеосинклинального вулканизма; 7 — золото (золоторудные месторождения различных типов и ареалы россыпей золотоносности); 8 — олово, вольфрам, молибден (пегматитовые кварцево-жильные, грейзеновые, скарновые месторождения в связи с «калиевыми» гранитами позднегеосинклинальной и постгеосинклинальной стадий развития систем). Г. Минерализация подвижных систем тетрагенального ряда (и частично в пределах активизированной платформы): I. Минерализация в связи с малыми интрузиями и экструзиями среднего и умеренно-кислого состава: 9 — золото (включая ареалы россыпной золотоносности), молибден, золото-молибденовая минерализация; 10 — золото — преимущественно ареалы россыпной золотоносности, полихронной в метаморфизованных комплексах; 11 — полиметаллические руды (Pb, Zn, Ag), нередко с мышьяком и золотом. II. Минерализация в связи с малыми интрузиями, экструзиями и субвулканическими образованиями умеренно-кислого и кислого состава: 12 — олово (месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций и олово-полиметаллические). III. Минерализация в связи с малыми интрузиями, экструзиями и субвулканическими образованиями щелочного, субщелочного и умеренно кислого состава: 13 — золото (золоторудные месторождения разных типов и ареалы россыпной золотоносности). IV. Минерализация вне видимой связи с магматизмом: 14 — ртуть, сурьмы (месторождения разных типов); 15 — флюорит; линеаменты: 16 — рифтовый пояс; 17 — окраинно-материковый вулканогенный пояс.

Примечание: Индексами химических элементов (Au, Sn, Hg и др.) обозначены ведущие элементы зон; в круглых скобках — элементы подчиненного значения; F — флюорит. Возраст оруденения — индекс в квадратных скобках. В пределах окраинно-материкового [Сг, I₃ и др.] вулканогенного пояса (обозначение 17) металлогенические зоны не выделены. Суммарная металлогеническая характеристика: Au (эпитермальное месторождения), Sn, Hg, Pb—Zn—Ag, алюмокварциты (Cu, Mo).

А. Л. Ставцев (1968). К этому типу структур относятся складчатые зоны: Ангаро-Ленская, Таджикской депрессии, Юрских гор Альп, Высокого и Сахарского Атласа Северной Африки, внешнего Загроса и др. Вдоль восточной окраины Сибирской платформы в мезозое в результате интенсивных тектонических движений древние (позднедокембрийские и палеозойские) осадочные толщи были собраны в узкие приразломные гребневидные антиклинали, разделенные широкими синклиналями. В восточном направлении, как указывает А. Л. Ставцев, интенсивность дислокаций возрастает. Главная роль в формировании складчатой структуры, по-видимому, принадлежит гравитационному перемещению глыб.

Высказанное уже ранее положение о том, что мезозоида по своему значению в Притихоокеанском сегменте могут быть сопоставлены с значением герцинид в Атлантическом сегменте планеты — полностью применимы и к металлогении. Мезозой (включая отчасти и ранний кайнозой) на Востоке СССР и сопредельных территориях — крупнейшая и интенсивнейшая металлогеническая эпоха. По некоторым видам минерального сырья мезозоида являются уникальными в истории Земли.

Каждый из перечисленных только что элементов тектонической систематики применительно к мезозойским структурам характеризуется более или менее четко выраженной металлогенической (или, точнее, минерагенической) специализацией (рис. 2).

Металлогения тетрагенальных и других тектонических элементов негосинклинального ряда на Востоке СССР по своему значению превосходит таковую в подвижных поясах геосинклинального ряда, о которых речь пойдет дальше. Если же рассматривать сопредельные территории, МНР, КНР и КНДР, то это положение станет еще более очевидным.

Металлогению краевых складчато-глыбовых систем Востока СССР (к ней должна быть отнесена структура Сетте-Дабана и прилегающей части Юдомо-Майского прогиба на восточном крае Сибирской платформы) можно правильно понять, лишь исходя из аналогии со сходного типа образованиями иных регионов (Енисейский кряж, восточная часть Кордильер вблизи сочленения с Канадскими Скалистыми горами).

Своеобразным аналогом структуры Сетте-Дабана, симметрично расположенным относительно окраин Сибирской платформы, является Енисейский кряж. Здесь, в Западно-Енисейской зоне его, удаленной от платформы, располагается крупнейшее Горевское полиметаллическое месторождение. В тектонически сходной позиции, в краевом поднятии, примыкающем к Северо-Американской платформе¹, локализуется уникальный серебро-свинцово-цинковый район Кер Д'Ален-Сулливан. Эти рудные районы располагаются в породах позднего докембрия, отчасти раннего палеозоя. Однако для Кер Д'Алена-Сулливана имеется ряд цифр абсолютного возраста и геологических доказательств того, что окончательное становление месторождений происходило в меловое время.

Вторым, также важным, металлогеническим элементом краевых складчато-глыбовых систем является золото.

Из изложенного явствует высокая перспективность восточного краевого складчато-глыбового обрамления Сибирской платформы (Сетте-Дабан, включая и Кыллахский выступ, и прилегающей части Юдомо-Майского прогиба) на открытие полиметаллических месторождений — аналогов Горевского и Сулливанского.

Рифтовые структуры и сопряженные с ними сводово-глыбовые поднятия, характеризующие весьма мощно проявленную стадию активизации континентальной Азии в мезозое и отчасти раннем кайнозое, обладают разнообразной и интенсивно проявленной металлогенией. С алданским

¹ В ларамийское время восточный край этого поднятия подвергся интенсивным дислокациям в процессе формирования Канадских Скалистых гор.

комплексом щелочных, субщелочных и умеренно-кислых интрузий и ассоциированных с ними субвулканических и вулканогенных образований (налегающих или прорывающих рифтогенные юрские континентальные образования, архейды и платформенный чехол в зоне Южно-Якутского палеорифта) связаны важные золоторудные месторождения, а также россыпи золота. Подчиненное значение имеют месторождения горного хрусталя и рудопроявления флюорита, молибденита и полиметаллических руд. В зоне Станового поднятия, являвшейся областью устойчивого воздымания в мезозое, противостоящей Южно-Якутскому палеорифту с юга, развит мезозойский магматизм среднего и главным образом кислого состава. Издавна эта область рисовалась как территория значительной россыпной золотоносности, это подчеркивал еще в 20-х годах Э. Э. Анерт. Источником питания россыпей являлись полихронные (в том числе и мезозойские) и длительно развивавшиеся зоны тектонитов — диафторитовые швы и зоны разлистования, обычно империрированные сульфидами. Установлена также (Гурова и Гуров, 1966; Коген, 1968) золотоносность мощных свит даек основного и среднего состава, внедрение которых в главной своей части предшествовало интрузиям так называемых анорогенных гранитоидов удского комплекса. Этот факт имеет большое значение для оценки перспектив золотоносности Становика. Несмотря на известные различия в тектонической обстановке, намечается определенная петрологическая и металлогеническая аналогия с Главным золоторудным поясом Верхояно-Колымской складчатой области. Такая аналогия предопределяет возможность существенно иной оценки золотоносности Станового пояса не только как района россыпной золотоносности, но также и как потенциального крупного золоторудного пояса, требующего целенаправленного специального изучения.

Сводово-глыбовые поднятия забайкальского типа характеризуются двумя взаимосвязанными формами рудоносных тектонических образований — внутриконтинентальными вулканогенными цепями и наземными грабенообразными впадинами. Металлогения тесно связана с вулканогенными образованиями и ассоциированными с ними близповерхностными и субвулканическими интрузиями, преимущественно кислого состава. К ним приурочены месторождения олова касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, сопровождаемые проявлениями флюоритовой и полиметаллической минерализации (Хинганское, Шерловогорское и др. месторождения). Что касается собственно впадин забайкальского типа, то здесь намечаются две их генерации, существенно различающиеся по своей металлоносности. Более ранняя генерация характеризуется интенсивным развитием продуктов наземного базальт-липаритового вулканизма (также развиты субвулканические и экструзивные фации) и существенным проявлением эндогенной минерализации. Вторая генерация впадин — с преобладающим развитием угленосной молассы — либо является вполне амагматичной, либо сопровождается излиянием базальтов или иногда щелочных базальтоидов. Значение этой второй генерации впадин с точки зрения эндогенной минерализации пока не ясно.

Впадины же первой генерации имеют крупное металлогеническое значение. В ассоциации с вулкано-тектоническими структурами (кальдерами, центральными аппаратами, некками) или, в некотором удалении от них, в грубообломочных отложениях локализуются месторождения флюорита, золоторудные (золото-серебряные) низкотемпературные месторождения — ртутные, сурьмяно-ртутные, а иногда своеобразные месторождения золото-ферберит (шеелит)-киноварного состава. Анализ конкретного материала по отдельным впадинам обнаруживает, что металлогеническая их направленность во многом зависит от состава и истории развития фундамента, на котором заложились и развивались впадины. В частности, впадины с развитием золотой низкотемпературной минера-

лизации заложены на фундаменте, испытывавшем ко времени их формирования длительное погружение.

Проблема выявления и изучения металлоносности наложенных рифтовых впадин на территории Востока СССР, не только в Забайкалье, но и в других его регионах, в особенности в Приамурье и на Северо-Востоке СССР, представляется весьма важной.

Следует иметь в виду, что кроме перечисленных полезных ископаемых в этой геологической обстановке можно рассчитывать на обнаружение концентраций и иных металлогенных элементов. В частности, в вулканитах в ассоциации с флюоритом возможны и концентрации бериллия в виде берtrandитовых месторождений, о чем несомненно свидетельствует зарубежный опыт.

Уже упоминалось, что одной из крупнейших позднемезозойских рифтовых структур Притихоокеанья является окраинно-материковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, так называемая андезит-риолитовая линия, прослеживающийся более чем на 8000 км от Чукотки до Северного Вьетнама. Он является одной из наиболее важных металлоносных структур Тихоокеанского пояса. На огромном протяжении характер его металлогении несколько меняется в зависимости от истории развития каждого данного отрезка пояса и от особенностей геологии фундамента. Охотско-Чукотское звено характеризуется в главной мере интенсивной эпитермальной золото-серебряной и ртути минерализацией, а также промышленной оловоносностью. Сихотэ-Алинское звено наряду с оловом отмечено крупными концентрациями серебра, свинца и цинка; Пусанское звено (Южная Корея), мало еще изученное, характеризуется проявлениями сульфидной минерализации. Фудзян-Джедзянское звено (Юго-Восток КНР) выделяется крупнейшими месторождениями алюмокварцитов (алунит, пиррофиллит), флюорита, а также олова и полиметаллических руд.

Несмотря на относительно высокую общую степень изученности советской части Восточно-Азиатского вулканогенного пояса и уже определившиеся крупные перспективы по отдельным металлам (например, по эпитермальным месторождениям золота и серебра, ртути и др.), имеется ряд геологических предпосылок для локализации здесь широкой группы месторождений, связанных с вторичными кварцитами (алюмокварцитами) и близкими метасоматическими образованиями. Речь идет о прожилково-вкрапленных месторождениях меди, медно-молибденовых, молибденовых, а также полиметаллических золотосодержащих месторождениях. Обоснование перспективности Восточно-Азиатского вулканогенного пояса в этом отношении уже было дано в опубликованных работах (Ициксон, 1966).

Дополнительным обоснованием может служить также исключительно интенсивное развитие этой рудной формации в северо-западных Кордильерах (Британская Колумбия, рудные районы Бетлехем, Гренайл, Морен и др.) в связи с позднемезозойскими вулканитами, сходными по возрасту, составу, а в известной степени и по тектоническому положению с вулканогенными комплексами Восточно-Азиатского пояса.

На Востоке СССР известные выходы метасоматитов, как правило, представлены на поверхности в алунитовой, диккитовой и монокварцевой фации. На основе представлений о метасоматической зональности можно предполагать, что с глубиной эти фации сменяются сульфидоносными пропилитовыми фациями, более благоприятными для локализации прогнозируемого оруденения.

Одной из ключевых задач, подлежащих исследованию в связи с этой проблемой, является познание более глубоких уровней известных гидротермальных метасоматических полей и оценка вскрытого сульфидного оруденения с применением бурения и геофизических методов поисков.

Представляется целесообразным коснуться тектонических элементов геосинклинального ряда. Здесь давно уже намечена тектоническая и металлогеническая «бифуркация», связанная с особенностями заложения и развития подвижных поясов (областей) на глубинных структурах разного рода (Ициксон, 1964 и др.). Имеются в виду восточно-азиатские геосинклинальные области, заложенные и развивающиеся на сиалической коре континентального типа, и области притихоокеанские (приохотские) — на коре океанического и переходного типа. К первой из перечисленных групп (континентальной) относятся Верхояно-Колымская и Чукотская, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская системы, с инверсионными и поздними (поздне- и послегеосинклинальными) стадиями развития которых связаны крупнейшие концентрации золота, вольфрама контактово-метасоматического типа (шеелита) и в меньшей мере кварцево-жильного и грейзенового типа (вольфрамит). Меньшее значение представляют концентрации олова, преимущественно касситеритово-кварцевой формации, молибдена, свинца и цинка, а также некоторых других элементов.

В этом отношении различия между отдельными областями внутри группы «континентальных» геосинклиналей не носят принципиального характера и, может быть, в некоторых случаях отображают лишь различную детальность и направленность их изучения. Вероятно, только в результате недостаточно полного и целенаправленного изучения сложились, например, представления о скромных перспективах золотоносности южного и в особенности центрального Сихотэ-Алия.

Ко второй группе тектонических элементов геосинклинального ряда относится ортогеосинклинальный периокеанический пояс, заложенный и развивающийся на коре океанического и переходного типов. Он имеет в ряде случаев в основании офиолитовые тектониты типа меланжа, трактуемого А. В. Пейве (1969) как выжатые пластины «базальтового» слоя и верхней мантии, проявляющиеся в основании надвигового аллохтона.

Ортогеосинклинальный пояс в пределах островных дуг Восточной Азии развит фрагментарно. В юго-восточной Японии в поясе «Симанто» геосинклинальные прогибы в течение триаса, юры и раннего мела развивались унаследовано от палеозоя. Возможно, его продолжение находится в пределах внешнего пояса Китаками. На о. Хоккайдо в поясе Хидака развиты триасовые — меловые отложения кремнисто-вулканно-генно-терригенной формации. На Сахалине сходный тип разреза известен в Восточно-Сахалинских горах (остринская и хойская свиты). Дальнейшее продолжение периокеанического ортогеосинклинального пояса на северо-восток далеко не ясно. На Курильских островах и на Камчатке достоверных доверхнемеловых отложений нет. Можно лишь предполагать, что в этих районах под верхним мелом находятся и более древние геосинклинальные мезозойские отложения. Корякская система, которая, вероятно, соединялась с Южно-Аляскинской, может быть объединена в единую Корякско-Аляскинскую геосинклинальную область, где осадконакопление с небольшими перерывами продолжалось в течение всего мезозоя. Южная Аляска является северным флангом вулканического пояса Фрезер (Кей, 1955). Н. А. Богданов (1969) предложил эти геосинклинали, заложившиеся на симатической коре, именовать «таласогеосинклиналями».

Из относящихся сюда геосинклинальных систем (поясов) Симанто, Корякии и Фрезер лучше изучена металлогения последнего на территории Западных штатов, Британской Колумбии и Юго-Восточной и Южной Аляски (Tectonic History..., 1966). С гипербазитовыми и базитовыми комплексами, иногда, возможно, имеющими характер меланжа, связаны месторождения хромитов, асбеста, платины и платиноидов, никеля, кобальта и отчасти титана. В практическом аспекте особый интерес вызывают в этом отношении базит-гипербазитовые формации Корякского

нагорья и Камчатки (Майнско-Анадырский район, Хатырка и др.). В симметричных им цепях Северо-Западных Кордильер в пределах Британской Колумбии, Юкона, юго-западной Аляски (п-ов Кенай) — обнаружены крупные месторождения хризотил-асбеста (Кассиар, Клинтон-Крик и др.) и практически важные месторождения хромита, платины и платиноидов, а также сульфидных руд никеля и кобальта в связи с массивами габброидов. Интересны также концентрации золота и отчасти ртути в ареалах лиственитизации, сопровождающих зоны разломов и разлистования, сопутствующие контактовым зонам гипербазитовых массивов. Однако, пожалуй, наиболее характерными металлогеническими элементами ортогеосинклиналей типа краевых поясов являются медь, золото, колчеданные руды и в меньшей степени железо в контактово-метасоматических и иного типа месторождениях, связанных с периодом погружения геосинклинального трога и сопровождающихся подводным базальтоидным вулканизмом и плутонизмом. Рассмотрение той же прибрежной зоны Северо-Западных Кордильер показывает, что именно в этой формационной обстановке в «зеленокаменных» образованиях триасового и юрского (преимущественно нижнеюрского) возраста локализуются крупнейшие золоторудные, медные и колчеданные месторождения (Аляска — Джуно, Британия, Крегмонт, Премьер, Кеннекот и др.).

Следует, однако, учесть при этом сложную и длительную историю формирования упоминаемых месторождений медно-колчеданной и колчеданной формации. Налицо отчетливый стратиграфический контроль, обусловленный их изначальным формированием при эксгальационных процессах, сопровождающих базальтоидный подводный вулканизм в условиях прогибания геосинклинального трога. Наряду с этим окончательное становление месторождений происходит при воздействии на эти подводно-эксгальативные концентрации позднейших внедрений гранитоидов (в Кордильерах это «батолиты» Прибрежного пояса), которые обусловили перераспределение вещества и оформляют месторождения в современном их виде (Tectonic History..., 1966).

Одной из важнейших научных и практических задач является поэтому обоснование в пределах разреза мезозойд Корякского нагорья, Камчатки и отчасти Чукотки формационных и стратиграфических аналогов серий Никола, Арчибалд, Британия, Слокен и других, четко контролирующих размещение крупнейших медных, золотомедных, золоторудных и колчеданных месторождений Британской Колумбии и Юго-Восточной Аляски, что должно явиться научной базой для поисков этого ценнейшего комплекса полезных ископаемых.

Важно обратить внимание еще на одну, новую для Востока СССР, проблему геосинклинального рудообразования. Известно, что при диагенезе илов, богатых органическим веществом, в отдельных частях геосинклинальных прогибов возникают концентрации серы, меди и иных элементов за счет микробиологических процессов в анаэробных условиях. Источником серы являются сульфаты и другие растворимые соединения. Последующие трансформации этих накоплений приводят к формированию крупных колчеданных месторождений в малометаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах, особенно в связи с черносланцевыми углеродистыми формациями. Подобные месторождения известны в позднепалеозойских и юрских отложениях юго-восточной Японии (рудник Макимике на о-ве Кюсю, рудник Асакава на Сикоку и др.) (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961), а также недавно установленных в иных регионах СССР (Филисчайский тип минерализации в Азербайджане).

Беглый взгляд на любую тектоническую карту Востока СССР заставляет обратить внимание на широкое развитие в пределах континентального блока коры остаточных консолидированных, но периодами весьма динамичных, структур с четко выраженной тенденцией к устойчивому и

длительному воздыманию, которые в обобщенном виде могут быть обозначены как массивы. Наиболее известны среди них Восточно-Чукотский, Колымский, Омолонский, Тайгоносский, Охотский, Бурейнский, Ханкайский, Аргунско-Восточно-Монгольский, вероятно Агинский и др. Все они в той или иной степени интенсивно влияют на развитие структур Востока Азии и имеют свои особенности магматизма и минерации (рис. 1).

Анализируя многочисленные, имеющиеся в литературе (Яншин, 1965; Косыгин и Луцицкий, 1962 и др.) предложения по классификации геотектонических образований этого типа, один из авторов (Л. И. Красный) предложил их группировать следующим образом:

1. **Срединные массивы.** В соответствии с предложением А. Л. Яншина (1965) к ним следует относить те массивы, которые располагаются внутри складчатых систем, возникших более или менее одновременно с массивом. Из зарубежных массивов наиболее ярким примером, очевидно, является Родопский. На Востоке СССР массивы этого рода распространены мало. Возможно, что сюда относится только Агинский массив (Агинское поле) в Забайкалье, где в последние годы установлено развитие триасовых и юрских отложений, синхронных таковым в окаймляющих массив геосинклинальных системах.

2. **Пограничные массивы** — располагаются в месте сочленения разновозрастных геосинклинальных складчатых систем, локализуясь в зонах разделяющих их систем глубинных разломов (Бурейнский, Ханкайский, Охотский, Омолонский и др. массивы). Это наиболее широко представленный на Востоке СССР тип массивов. Примером подобных массивов за рубежом является Юконский массив.

3. **Краевые массивы.** В соответствии с предложением В. Е. Хаина (1964) к ним нужно относить массивы, возникшие за счет периферических участков платформ, втянутых в общее поднятие складчатой области в заключительную стадию геосинклинального цикла. Фундамент краевых массивов при этом обычно складается из толщ более древних, чем образования ядер антиклинорий складчатой области. Наиболее известным примером массивов этого рода является плато Колорадо. На Востоке СССР сюда может быть относится Кыллахское поднятие на границе Сибирской платформы с Верхояно-Колымской складчатой областью.

4. **Внутриплатформенные массивы** — слагают выступы фундамента в пределах платформенного чехла. Они имеют в литературе различные наименования — жесткие массивы (Лафит, 1964), остаточные массивы (Хайн, 1964), парасписы (Павловский, 1960; Гарецкий, 1968). Среди зарубежных массивов примером является Центральный массив Франции, Рудногорский и др. На Востоке СССР структуры этого типа редки. С некоторой долей условности сюда можно отнести мало еще изученный Маймакано-Батомский массив на юго-восточной окраине Сибирской платформы.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что, несмотря на принципиально различный характер геологического развития фундамента и глубокие подчас различия в формационных типах образований и мощности чехла массивов, вся эта группа геотектонических образований имеет много общих черт, предопределивших во многом сходный облик их минерации.

Начав свое развитие в качестве массивов в послебайкальское время, а отчасти позже, они длительное время испытывали устойчивые восходящие движения, которые предопределили интенсивнейшее развитие процессов гранитообразования в фундаменте массивов

Второй общей характерной особенностью является наличие периода очень интенсивного расчленения фундамента на блоки, получающего отражение также и в чехле массивов. Это расчленение особенно усиливает-

ся в период завершения геосинклинального цикла и в посторогенный этап в сопредельных складчатых системах. Особенно интенсивно активизируются линейные системы разломов, обрамляющих массивы с мощнейшим развитием вдоль них цепей гранитоидных интрузивов и мощных полей наземного андезитово-риолитового вулканизма. Особо типичны наложенные «поперечные» структуры — торцовые в отношении ограничения массива с развитием цепочек и кислых интрузивов. Цепочки эти либо пересекают массив, либо глубоко в него вдаются. Массивы и мобильные зоны их сочленения с сопредельными складчатыми областями представляют исключительный металлогенический интерес.

Образования фундамента массивов характеризуются комплексом осадочно-метаморфогенных месторождений железа, марганца, фосфора, графита, магния (магнезит, доломит, брусит и др.), золота и др. С эндогенными процессами, сопровождающими проявления магматизма, связаны крупные концентрации олова, вольфрама, молибдена, сурьмы, ртути, флюорита и др.

В образованиях чехла массива распространены месторождения угля, нефти и газа. Нет необходимости останавливаться на характеристике особенностей минерации массивов, которая освещена в ряде работ (Щеглов, 1968 и др.).

Здесь подчеркнуты лишь элементы общности геологического развития и металлогении намеченных четырех типов массивов. Несомненно, что каждый из них имеет и свои специфические особенности. Однако этот вопрос еще не разработан и нуждается в специальном исследовании.

Коснемся только одной, как представляется весьма актуальной проблемы, которая может иметь важные практические следствия. Анализируя положение ареалов россыпной золотоносности в Центральной Аляске, можно видеть закономерную их приуроченность к метаморфогенным образованиям, особенно к обогащенным цветными минералами разностям. Последние, видимо, представляют в исходной своей сущности метаморфизованные вулканогенные образования среднего и основного состава. С особой четкостью сопряженность золотоносности с метаморфогенными образованиями проявлена в пределах массива Юкон, крупнейшего в свое время золотоносного района Северной Америки. Генетически родственные проявления золотоносности, являющиеся первоисточником золота в других россыпях, известны и на Охотском, Бураинском, Тайгоносском и других массивах и Приколымском поднятии. На Чукотке же, а также в Верхояно-Колымской складчатой области известные проявления золотоносности локализируются в основном среди образований геосинклинального чехла. Учитывая «сквозной» и унаследованный во времени характер распределения золота в подвижных поясах и массивах Тихоокеанского пояса (Ициксон, Кормилицин, Красный, Матвеевко, 1961), есть основания предполагать, что под геосинклинальным чехлом (а также под чехлом массивов) в фундаменте скрыт второй более глубокий ярус золотоносности. Отсюда возникает представление о двух ярусах золотоносности: 1) в геосинклинальном чехле и чехле массивов и 2) в метаморфогенном фундаменте массивов и отчасти в метаморфогенном комплексе основания геосинклиналей.

Перспективы этого второго источника оценены пока еще мало и нуждаются в тщательном исследовании, особенно в Чукотской системе и на Колымском, Омолонском и других массивах.

Из изложенного можно сделать вывод о принципиальном отличии тетрагенального типа развития от геосинклинального и о неповторимом своеобразии его. Кроме черт отличия, которые уже отмечались на предшествующих страницах работы, пожалуй, наиболее общим и важным является следующее положение. Каждая геосинклиналь, даже в пределах общей родственной группы, индивидуализирована и отображает всю сумму особенностей и наслоений предшествующего своего геологическо-

го развития. Тетрагенальное развитие более унитарно. Совершенно очевидно, что это начавшийся новый планетарный геологический процесс, связанный с глубоким планетарного же масштаба перерождением и активизацией тектоносферы. На Востоке Азии он следует после общей гомогенизации этой огромной территории в мезозое, преимущественно позднее, заметно стершей индивидуальные особенности отдельных входящих в ее состав тектонических элементов.

В других регионах тетрагенальное развитие, вероятно, происходило в более ранние эпохи.

В наиболее четкой форме эта «унитарность» сказалась на формационной общности тетрагенального мезозойского магматизма и металлогении, имеющих общие черты на огромной территории от Китайской платформы, Центральной и Восточной Монголии до крайнего Северо-Востока СССР. Общность эта проявляется в исключительном и всеобщем господствующем развитии гипабиссального интрузивного, преимущественного гранитоидного магматизма и наземного вулканизма андезит-риолитового, отчасти базальтового состава. Равным образом и металлогения при известных провинциальных отличиях обнаруживает ряд общих черт, характеризующих устойчивыми концентрациями «коровых» элементов — олова, вольфрама, редких (тантал, ниобий, бериллий, литий и др.), а также золота, ртути, фтора и некоторых других элементов. Это положение имеет существенное общее значение, позволяя проводить прогнозирование по методу «недостающих» звеньев, т. е. ожидать появления рудоносных формаций, известных в определенной геологической обстановке одной провинции, в сходной геологической обстановке в других.

Другой аспект проблемы «недостающих звеньев» касается вопроса сопоставления притихоокеанских ортогеосинклинальных поясов Востока Азии и запада Северной Америки. При сопоставлении этих поясов, несмотря на значительные элементы сходства, необходимо подчеркнуть и существенные различия, осложняющие эту проблему. Бросается в глаза определенная асимметрия Азиатской и Американской ортогеосинклинальных ветвей с точки зрения глубинного строения переходных зон от континентов к Тихому океану. Как известно, континентальная кора Азиатского континента сочленяется с Тихим океаном через широкую переходную зону со сложной гетерогенной корой переходного типа. Континентальная кора Северо-Американского материка более контрастно сочленена с океанической корой. Возможно, именно в этом заключается причина сложности и прерывистости приазиатской ортогеосинклинальной цепи при большей правильности и непрерывности на огромном расстоянии Кордильерской ветви мезозой (невадид). Может быть, именно в этом кроются также и магматические формационные отличия, важные и в металлогеническом отношении. Имеется в виду значительно более высокая степень «вулканичности» и «офиолитовости» разреза мезозой Кордильерской цепи (в особенности Южно-Аляскинского звена) по сравнению с Приазиатской цепью. Указанные сложности, которые несомненно следует учитывать при сравнительном металлогеническом анализе, нисколько, однако, не умаляют перспективности Приазиатской ортогеосинклинальной цепи в отношении тех полезных ископаемых, которые столь широко представлены в Кордильерах. Требуется своего объяснения интересный факт сходства эндогенной металлогении в значительно удаленных друг от друга массивах. Эта унитарность металлогении проявляется в значительной мере независимо от строения и истории развития каждого данного массива. Если учесть также сходство магматизма и глубинного строения в массивах разного рода, то следует допустить связь эндогенных процессов, протекающих в массивах, с глубокими более или менее гомогенизированными зонами коры и верхней мантии.

Литература

- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабен. В кн. «Байкальский рифт», Изд-во «Наука», 1968.
- Богданов Н. А. Талассогесинклинали Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 3, 1969.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. Изд-во «Наука», 1967.
- Власов Г. М., Ицксон М. И., Кормилицин В. С., Красный Л. И., Матвеевко В. Т. Геологические предпосылки локализации полезных ископаемых на территории Востока СССР. Сов. геология, № 12, 1963.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. Автореферат докт. диссертации, М., 1968.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Геологическое развитие Японских о-вов. Изд-во «Мир», 1968.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Ред. Красный Л. И., Изд-во «Недра», 1966.
- Гурова Е. П., Гуров Е. П. Мезозойские малые интрузии западной части Станового хребта. Геология и геофизика, № 2, 1966.
- Ицксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 11, 1964.
- Ицксон М. И. Новые аспекты металлогении Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 1, 1966.
- Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. «Закономерность размещения полезных ископаемых», т. VIII. Изд-во «Наука», 1967.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования» Госгеолтехиздат, Л., 1968.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Комаров Ю. В., Хренов П. В. О типе развития мезозойских тектонических структур Восточной Азии. В кн. «Тезисы докл. совещания по вопросам тектоники». Изд-во АН СССР, 1962.
- Коген В. С. Главнейшие типы золотого оруденения центральной части Станового хребта. Сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья». Вып. 3 (5), Чита, 1968.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Красный Л. И. Геоблоки. «Геотектоника», № 5, 1967.
- Кропоткин П. Н., Шахворстова К. М. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Азии и Аравии. Вестн. Моск. ун-та, № 1, 1969.
- Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. В кн. «Орогенические пояса», Изд-во «Наука», 1968.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, № 5, 1949.
- Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1960.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. В кн. «Байкальский рифт». Изд-во «Наука», 1968.
- Саид Р. Геология Египта. Изд-во «Мир», 1965.
- Ставцев А. Л. Тектоника юго-востока Сибирской платформы и сопредельных подвижных областей. Автореф. канд. дис., М., 1968.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна. В кн. «Развитие наук о Земле в СССР», Изд-во «Наука», 1967.
- Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. В кн. «Байкальский рифт». Изд-во «Наука», 1968.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во «Недра», 1968.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюл. МОИП, отдел геол., № 5, 1965.
Tectonic History and Mineral deposits of the Western Cordillera. Wancouver, 1966.

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 Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 6/1-1970 г. Т-04434 Подписано к печати 23/II-1970 г. Тираж 1840 экз.
Зак. 4009 Формат 70×108¹/₁₆ Усл. печ. л. 11,9. Бум. л. 4¹/₄+3 вкл. Уч.-изд. листов 13,7

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

Цена 1 р. 20 к

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

12
Индекс
70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати книга

Громин В. И. МАЛЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ И ПАЛЕОРЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ И ПОЛЕВЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ (на примере Восточного Забайкалья). Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 109. 14 л. 1 р. 40 к.

В книге рассмотрены вопросы деформации горных пород, в основном связанные с изучением особенностей пластических свойств горных масс. Показаны возможности применения анализа микроформ в геолого-структурных исследованиях, опирающихся на правила Пампелли, Гофера и др.

Полевыми и экспериментальными методами с привлечением техники высоких давлений изучены микроскладки, будины и зеркала скольжения древних метаморфических толщ Агинского поля в Восточном Забайкалье. Анализ малых структурных форм использован для палеореологических реконструкций и для выяснения механизма образования крупных сигмоидальных структур региона.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, интересующихся вопросами деформации горных пород в приложении к тектонике.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАКАЗЫ ПРИНИМАЮТСЯ ВСЕМИ МАГАЗИНАМИ
«АКАДЕМКНИГА» И КНИГОТОРГОВ.



СВОЕВРЕМЕННО ЗАКАЗЫВАЙТЕ НЕОБХОДИМЫЕ ВАМ КНИГИ.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАКАЗЫ ЭКОНОМЯТ ВРЕМЯ
И ГАРАНТИРУЮТ ПРИОБРЕТЕНИЕ НЕОБХОДИМОЙ КНИГИ.