

БУДУЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ



«НАУКА»

ПРОБЛЕМНАЯ КОМИССИЯ
МНОГОСТОРОННЕГО СОТРУДНИЧЕСТВА
АКАДЕМИЙ НАУК СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН
"ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС
И СТАНОВЛЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ"



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Комиссия по международным тектоническим картам
Ордена Трудового Красного Знамени Геологический институт

БУДУЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

4334

Ответственные редакторы:
академик *А.Л. Яншин*,
доктор геолого-минералогических наук *М.Г. Леонов*



МОСКВА "НАУКА" 1985



Problem Commission on Multilateral Cooperation
Of the Academies of Sciences of Socialist Countries
"Geosynclinal process and Formation of the Earth Crust"
Academy of Sciences of the USSR

Commision on International Tectonic Maps
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

THE FUTURE OF THE GEOLOGISAL SCIENCE

Будущее геологической науки. — М.: Наука, 1985. — 166 с.

В книге рассмотрены основные проблемы современной теоретической геологии и главные перспективы ее развития. Особое внимание уделено проблемам геологии океанов, ранних стадий развития Земли, петрологии, литологии, проблемам физики тектонических процессов, а также вопросам методологии геологической науки. Авторы — ученые академий наук социалистических стран.

Рецензенты:

Ф.П. Митрофанов, С.В. Мейен

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

The book deals with the basic problems of the present-day theoretical geology and the main prospects for its development. The book pays special attention to problems of the geology of the oceans, early stages in the development of the Earth and petrology, lithology, problems of the physics of tectonic processes, as well as of geological methods. The authors are the scientists of the academies of sciences of the socialist countries.

Reviewers:

F.P. Mitrofanov, S.V. Meyen

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev*,
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov

Responsible editors:

Academician *A.L. Yanshin*,
Doctor of geology and mineralogy *M.G. Leonov*

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемый читателю сборник содержит доклады, которые были зачитаны на семинаре "Будущее геологической науки", организованном Проблемной комиссией многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран и Комиссией по международным тектоническим картам Академии наук СССР.

Проблемная комиссия "Геосинклинальный процесс и становление земной коры", созданная в 1974 г. по инициативе Чехословацкой Академии наук, плодотворно работает вот уже скоро десять лет. В исследованиях Проблемной комиссии, которой в течении многих лет руководил выдающийся чехословацкий ученый академик В.И. Зоубек, принимают участие ученые более сорока учреждений Болгарии, Венгрии, Вьетнама, Германской Демократической Республики, Кубы, Монголии, Польши, Румынии, Советского Союза, Чехословакии. За годы своей деятельности Комиссия организовала на территориях стран-участниц полевые исследования, связанные с разработкой самых различных проблем современной геологии: тектоники, магматизма, металлогении, метаморфизма, осадконакопления и т.д. В результате исследований, проведенных учеными социалистических стран, к настоящему времени подготовлены к печати и изданы десятки статей, многочисленные коллективные сборники и монографии, в которых содержатся новые фактические данные по геологии изучаемых территорий и важные теоретические обобщения. Но кроме, так сказать, "вещественных" результатов, немалая заслуга Комиссии состоит и в том, что в процессе интеграции усилий ученых разных стран было достигнуто взаимопонимание между геологами различных школ и направлений, был выработан достаточно единый геологический язык и создан дееспособный интернациональный коллектив, способный решать самые сложные задачи, которые ставит перед учеными геологическая наука.

Перспективы дальнейшего развития деятельности Комиссии должны быть увязаны с перспективами общего развития геологической науки. Из истории науки известно, что только четкое понимание путей развития той или иной отрасли знаний позволяет сосредоточить внимание именно на тех аспектах, которые наиболее актуальны. Недостаточное же понимание перспектив развития той или иной науки приводит к концентрации усилий на второстепенных направлениях, которые не могут принести решающего результата. Именно поэтому наша Проблемная комиссия и выступила вместе с Комиссией по международным тектоническим картам АН СССР с инициативой организации семинара "Будущее геологической науки", на котором могли бы быть заслушаны и обсуждены различные точки зрения на актуальность тех

или иных проблем геологии и мнения о тех путях, по которым пойдет разработка различных геологических дисциплин и геологии в целом. По ряду причин не все аспекты геологических знаний смогли быть отражены на семинаре и, следовательно, в сборнике. Однако, по нашему мнению, имеющийся материал должен помочь геологам составить определенное мнение о том, какими кажутся в настоящее время пути развития геологического знания представителям различных дисциплин и направлений нашей науки.

Ответить на вопрос, в чем заключается будущее любой науки и какие основные проблемы надо решать, не так-то легко. Этот вопрос чрезвычайно многопланов, что и нашло отражение в содержании сборника. Речь здесь может идти и об общих методологических принципах, которые в значительной степени определяют пути развития научного знания, и о наиболее острых проблемах, стоящих перед той или иной наукой, и о выборе генерального "идейного" пути, и о чисто практическом, прикладном значении теоретического знания, и, наконец, об общих принципах, на которых зиждется наука вообще и геологическая наука в частности.

В геологической науке, как и в любой другой, существуют два направления, которые необходимо иметь в виду, прогнозируя ее развитие. Первое заключается в выборе конкретных задач, которые будут разрабатываться в ближайшем будущем, и в определении способов их решения. Второе — в выявлении наиболее общих положений, которыми необходимо руководствоваться при постановке и решении любой научной задачи и в определении генерального направления развития науки. Обратим внимание на некоторые общие положения.

Сейчас совершенно ясно, что развитие геологии невозможно без постановки работ по изучению геологии дна океанов, без интенсивного исследования процесса преобразования различного типа кор Земли, без комплексного использования знаний, накопленных петрологией и геохимией, геомеханикой, литологией и стратиграфией, и т.д. Но возникает вопрос: есть ли что-то более общее, объединяющее все эти направления, и должны ли эти исследования ставить перед собой задачи, выходящие за рамки этих конкретных исследований? На этот вопрос можно ответить, что, естественно, такие задачи есть. Для геологии в ее историческом аспекте — это познание общих закономерностей эволюции Земли, в прикладном — познание закономерностей возникновения и размещения полезных ископаемых. Это действительно так, но это и не ответ на поставленный вопрос, так как этот ответ не ставит перед исследователем конкретной цели и не направляет его научные усилия на решение конкретной задачи.

Каков же может быть ответ на поставленный вопрос? Не вдаваясь во всесторонний анализ этой проблемы — сделать такой анализ было бы чрезвычайно сложно в рамках вводной статьи, выскажем несколько соображений на эту тему.

Выбор направления исследования и «природный эксперимент». Успешное развитие любого научного направления связано, помимо иных факторов, с правильным пониманием отправных моментов, тех ниточек, за которые надо тянуть, чтобы размотать клубок сложнейшей истории формирования различных геологических образований, и с возможностью контролировать проводимое исследование. Если ход

исследования правилен, отдельные разрозненные наблюдения, факты и закономерности перестают существовать сами по себе, а выстраиваются в единую цепь взаимосвязанных закономерностей и взаимообусловленных событий. Конечным результатом правильно поставленного и проведенного исследования является возможность "предсказания", предвидения в исследуемой и смежных с ней областях знания и возможность проверки этого "предсказания". Проверкой правильности любой научной гипотезы (на любом уровне обобщения) является прогнозирование на основе этой гипотезы определенных закономерностей и явлений, поддающихся проверке в природе. Это и есть настоящий эксперимент в геологии.

И можно полагать, что плодотворное развитие нашей науки во многом будет зависеть от того, насколько правильно мы выберем пути исследования и насколько регулярно и добросовестно мы будем ставить "природный эксперимент", позволяющий вовремя оценить перспективность и правильность выбранных направлений.

Общее и частное в геологии, геологические законы. В теоретической геотектонике существует несколько гипотез и теорий, объясняющих суть процессов, идущих во внешних оболочках (кора, верхняя мантия) Земли. В первую очередь к ним относятся концепции "фиксизм", "мобилизм", геосинклиальная теория и гипотеза "тектоники плит". Об их соотношении и значении мы будем говорить далее, а здесь отметим, что они порой исключают одна другую и тем не менее продолжают сосуществовать в умах геологов. Это явление, помимо прочего, связано и с одной объективной причиной, которая на первый взгляд может показаться парадоксальной. К сожалению, это не парадокс, а реальная действительность: до настоящего времени геология не имеет своих четко сформулированных и объективно установленных фундаментальных закономерностей, которые могли и должны бы быть базой всех без исключения геологических исследований, гипотез и теорий, как служат, например, классической механике законы Ньютона. Наши знаменитые предшественники — Ог, Стено, Гресли — пытались формулировать такие законы, но в последующем наши теоретические обобщения никогда не поднимались до уровня "закона". Связано это, как нам представляется, прежде всего с тем, что геологи не ставили во главу геологического исследования с п е ц и а л ь н у ю задачу — выделить из всего многообразия фактов и закономерностей "частное", имеющее отношение только к данному объекту, и "общее", т.е. то, что представляет собой отражение закономерностей, единых для целого ряда явлений. Выделение "частного" и "общего" тесно связано и с нахождением верных путей исследования, и с проведением "природного эксперимента", о которых говорилось выше.

Следующим этапом исследования будет тогда решение одной из актуальнейших задач теоретической геологии, а именно формулирование "геологических законов". В настоящее время многие исследователи, особенно специализирующиеся в области геофизики и геодинамики, петрологии и геохимии, считают, что все многообразие геологических процессов может быть описано с помощью законов физики и химии. Если бы это было так, то задачи геологического исследования сильно упростились. Однако вплоть до настоящего времени нет никаких

убедительных доказательств того, что в геологии все можно объяснить только этими законами. Геология имеет специфический объект исследований — Землю, и методы геологических исследований специфичны. И хотя без данных точных наук, на которых базируются многие отрасли геологического знания, невозможно будет познать суть геологических процессов и создать общую теорию Земли, геология имеет свои, присущие только ей законы, которые неким образом связывают между собой законы физики и химии, проявляющиеся в течение чрезвычайно длительного отрезка времени.

Выбор теоретической концепции. В современной геотектонике (в данном случае мы будем говорить только об этом аспекте геологической науки) сосуществуют две пары феноменологических концепций, и в каждой из пар одна концепция исключает другую или по крайней мере сильно ограничивает сферу ее применения. Первая пара — это "фиксизм" и "мобилизм", вторая — это "геосинклиальная теория" и "тектоника плит", или "новая глобальная тектоника". В первой паре в основу концепций положено представление о примате стиля тектонических движений или главенствующей направленности движения блоков земной коры. Во второй паре существенная, а в геосинклиальной теории — главная роль отведена процессам вещественного преобразования вещества Земли. Но при этом нужно отметить, что если геосинклиальная теория по своей сути нейтральна относительно понятий "фиксизм" и "мобилизм", то "плитная тектоника" не может существовать без признания примата горизонтального перемещения блоков земной коры и пород мантии.

В настоящее время все геологи, по крайней мере те, которые занимаются вопросами общей геотектоники, придерживаются одной из перечисленных выше концепций в том или ином (ортодоксальном или слегка замаскированном) их выражении. И это естественно: каждый исследователь должен иметь свое научно-теоретическое кредо, на котором базируются его разработки. Но возникают проблемы: какая из концепций наиболее перспективна для развития геологических знаний? Какая из них займет доминирующее положение в представлениях об общих закономерностях становления и развития нашей планеты?

Каждая из концепций содержит в себе рациональное зерно и базируется на сумме фактов и закономерностей, отражающих природные реалии. Но в настоящее время некоторые из них, в частности "ортодоксальный фиксизм" и "геосинклиальная теория", оказавшие в свое время очень большое влияние на наши представления, постепенно под влиянием новых данных сдают свои позиции, и не будет преувеличением сказать (это подтвердил и семинар), что большинство исследователей сейчас склоняются в пользу "мобилизма" и "тектоники плит".

Тем не менее перечисленные выше концепции (фиксизм, мобилизм, теория геосинклиалей и тектоника плит) не могут, как нам представляется, в своем ортодоксальном выражении удовлетворить геологов, несмотря на то, что имеется совокупность фактов, позволяющих объяснить частные и достаточно общие закономерности развития вещества и структуры верхних оболочек Земли. Чем же нас не удовлетворяют существующие концепции? Здесь нужно обратить внимание на два основных момента.

1. Признание любой из существующих сейчас геотектонических концепций на уровне "научной основы" геологических построений неизбежно приводит и к признанию единого ведущего механизма развития верхних оболочек Земли (по крайней мере коры и верхней мантии) и детерминированности вещественных и структурных преобразований в коре от процессов, происходящих в мантии. Однако в настоящее время накопилось много наблюдений, показывающих, что в земной коре могут идти свои, только ей свойственные процессы, приводящие к весьма значительным, а то и полным структурно-вещественным преобразованиям. Весьма вероятно, что развитие верхних оболочек Земли может идти во многом независимо от процессов, происходящих на более глубоких (мантийных) уровнях. Иначе говоря, многие изменения в составе и структуре земной коры могут не отражать или отражать совершенно неожиданным для нас образом те процессы, которые происходят в более глубоких оболочках Земли. Следовательно, столь широко проводимые в последние годы теоретические (расчетные) построения, выполненные с позиций геофизики и геомеханики, касающиеся главным образом мантийного уровня (земной коре в этих моделях отводится пассивная, "реактивная" роль), возможно, не подлежат проверке с помощью "природного эксперимента".

2. Не могут удовлетворить геологов перечисленные концепции и потому, что ни одна из них не базируется на четко сформулированных и объективно существующих фундаментальных геологических законах, о чем уже говорилось в предыдущем разделе.

Резюмируя, можно полагать, что ни одна из упомянутых феноменологических концепций в их ортодоксальном виде не может в качестве теоретической основы геологических исследований оказать решающее влияние на плодотворное развитие геологической науки в целом. Мы не рассматриваем здесь геомеханические построения, пытающиеся найти общую причину тектогенеза (модели расширяющейся Земли, пульсационная модель, модель конвективных ячеек и модель энерго-массопотоков), так как они основаны только на теоретических расчетах и не могут быть в настоящее время проверены суммой прямых наблюдений, выявляющих и доказывающих причинную зависимость структурно-вещественных преобразований от теоретически возможного механизма той или иной модели.

В настоящее время, как нам представляется, в умах геологов уже намечается положительная тенденция: объединяя все перечисленные ортодоксальные представления, трансформировать их в концепцию структурно-вещественного преобразования вещества Земли на основе признания ведущей (количественно) роли его латерального перераспределения, осуществляемого в различных формах (движение жестких блоков, пластическое течение, энерго-массопотоки и пр.). В таком виде общая теоретическая установка стала бы более приемлемой, так как она сделалась бы более гибкой и открыла бы широкие возможности для дальнейших исследований.

Теоретическая наука и практика. Научные исследования, направленные на выявление фундаментальных закономерностей строения и развития Земли, находятся в тесной взаимной связи с актуальнейшей задачей современной науки: осуществлять непосредственное воздействие на практическую деятельность людей. Из истории науки известно (и

этому имеется множество примеров), что теоретическая наука может оказывать непосредственное влияние на практику только в том случае, если научная мысль опережает запросы практики. В настоящее время в этом направлении сделано многое (достаточно упомянуть разработку теории стадийности формирования земной коры и выявление тектонической расчлененности земной коры, проведенные сотрудниками Геологического института АН СССР под руководством академика А.В. Пейве), и существуют все предпосылки для того, чтобы сделать мощный рывок в разработке новых теоретических концепций и в создании общей теории Земли. Работа эта должна строиться с учетом тех принципов, о которых мы говорили в своем докладе, а именно:

а) правильный выбор направлений исследования и проверка их с помощью "природного эксперимента";

б) ориентация исследований на выявление фундаментальных закономерностей, общих для любой отрасли геологического знания.

И как результат — формулировка законов, объективно отражающих природные реалии, законов, с учетом которых должна будет строиться любая научная теория или гипотеза, законов, с учетом которых будет развиваться любое направление геологического знания. Только в этом случае наша наука избавится от господствующего в ней субъективизма в оценке наблюдаемых закономерностей и фактов и в создании глобальных концепций. Выявление фундаментальных законов геологической природы выведет нашу науку на новый качественный уровень, как вывело на новый качественный уровень классическую механику открытие законов Ньютона. В этом мы видим будущее геологической науки и наиболее общие пути ее развития.

Заканчивая, мы хотели бы подчеркнуть, что высказанные здесь положения, возможно, не бесспорны и что мы не пытались убедить всех в своей правоте. Наша цель, так же как и цель организованного нами семинара, — это привлечь внимание геологической общественности к вопросу, который обычно остается за рамками обсуждения на совещаниях и конференциях, привлечь внимание к актуальнейшей проблеме — к проблеме путей развития геологической науки и определения ее главных задач в ближайшем и отдаленном будущем. Многие приведенные здесь мысли перекликаются с мнениями ученых, высказанными в докладах на семинаре, некоторые идут вразрез с ними. Но мы надеемся, что издаваемый сборник закладывает первый кирпич в будущее здание нашей науки, которое должно строиться коллективными усилиями ученых, в том числе и международным коллективом Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Геосинклиальный процесс и становление земной коры".

Проблемная комиссия приносит искреннюю благодарность всем ученым, принявшим участие в семинаре и представившим доклады в этот сборник.

О. Ф. Фусан,

член-корреспондент Словацкой Академии наук,
Председатель Проблемной комиссии

М. Г. Леонов,

доктор геолого-минералогических наук,
Председатель советской части Проблемной комиссии

ОБЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОКЕАНОВ

Тектоническое изучение океанского дна началось не так давно, во всяком случае после второй мировой войны. Первоначально оно опиралось на материалы батиметрии, что вполне естественно, поскольку тектонические формы океанского дна молоды и, как правило, согласуются с формами рельефа. Но структурный анализ требует также глубинных характеристик, и поэтому в той мере, в какой это было возможно, привлекались геофизические данные. В проблемном плане главное внимание было сосредоточено на изучении типов океанских тектонических структур. Среди этих типов в геологической литературе выделялись различные позитивные структурные образования — срединные, сводовые, глыбовые и другие поднятия, а также структуры отрицательные — абиссальные плиты, глубоководные желоба, трюги и пр. Впервые для обширных океанических областей типы тектонических структур были изображены на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли, опубликованной в 1970 г. [10]. Принципиальное значение для изучения тектоники океанов имело вычленение на этой карте зон окраинных морей и островных дуг в качестве современных геосинклинальных зон. В их пределах в результате сложнейшего, противоречиво идущего тектоно-магматического процесса происходит формирование гранитно-метаморфического слоя, наращивание континентальных блоков.

Когда появились данные глубоководного бурения, исследования по типизации тектонических структур приобрели существенно больший историзм. Тем самым открылась возможность полнее изучать тектонические движения в океанической коре. Анализ сочетаний тектонических форм, обособление срединных хребтов в качестве тектонических подвижных поясов проложили путь к тектоническому районированию океанского дна, наглядно показавшему большие тектонические различия не только между отдельными океанами, но и между их крупными частями. И здесь в полный рост встал вопрос о причинах этих различий.

Однако с конца 60-х годов начало развиваться и иное направление мысли — плейтотектоническое. Его сущность — специфические геодинамические построения. Изучаются движения литосферных плит и их механизм. Нередко это направление называют "новой глобальной тектоникой", что вряд ли правомерно. Здесь следует напомнить определения тектоники и геодинамики как научных дисциплин. Тектоника занимается изучением структурных образований земной коры, их типизацией в соответствии с геологическим строением и происхождением, взаимоотношениями между ними, районированием

земной коры по структурным особенностям и движениями масс горных пород. Геодинамика — это "наука о глубинных силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и верхних твердых ее оболочек" [3, с. 6]. Из сравнения этих определений видно, что геодинамические исследования — это лишь часть тектоники.

Тектоника в качестве крупнейших структурных элементов Земли рассматривает континенты и океаны, плейттектоника — литосферные плиты, в состав которых могут входить и континенты, и океаны одновременно. Отсюда большое различие в методологическом подходе к тектоническому анализу. В первом случае исследования ориентированы на изучение вещественных, структурных и геофизических неоднородностей в земной коре и более глубоких оболочках Земли, из чего затем делаются заключения о тектонических движениях. Во втором случае в центре внимания находятся динамика и кинематика литосферных плит. Кстати, заметим, что не только литосферные плиты, но и микроплиты не имеют вещественно-структурного определения. Они не могут быть охарактеризованы, как, например, континентальные платформы, определенными особенностями отложений, тектонических деформаций, полезных ископаемых, глубинного строения.

Из сказанного не следует, что указанные направления геологической мысли не могут сосуществовать. Наоборот, как показывает практика, они вполне могут развиваться параллельно. Здесь следует сказать о философском значении концепции тектоники литосферных плит. Ее становление и развитие решительным образом перестроили мировоззрение очень большого числа геологов в сторону признания важнейшей роли горизонтальных движений в тектогенезе Земли. В настоящее время ведутся плодотворные научные споры о том, какое мобилистское направление наиболее прогрессивно. Нельзя не отметить, что вегенеровская идея о дрейфе континентов по каким-то поверхностям, расположенным в верхних частях литосферы, приобретает все большее внимание. Работами тектонистов Геологического института АН СССР под общим руководством А.В. Пейве в последние годы весьма основательно разработана новая модель тектонических процессов в земной коре и литосфере в целом. На основании последних данных о покровном и покровно-чешуйчатом строении тектонических областей Альпийского пояса, Урала, восточных окраин СССР и многих других районов, в том числе зарубежных, а также углубленного изучения строения, структурного положения и происхождения офиолитовых серий континентов, изучения океанов и разделяющих их зон, анализа космоснимков и других исследований доказывається, что литосфера тектонически расслоена, что крупноамплитудные горизонтальные срывы и перемещения масс происходят по различным поверхностям, находящимся на различных глубинных уровнях. Эта модель была описана как модель тектонической расслоенности [9]. На взгляд автора статьи, она является сейчас наиболее прогрессивной.

В отношении океанических областей можно привести следующие данные в пользу представлений о горизонтальном движении литопластин.

Безусловно доказанным следует считать явление обдукции на периферии Тихого океана, вследствие которого тектонические пластины

океанической коры оказались на поверхности островов или материковых окраин. Такие пластины закартированы во многих районах Меланезии и Индонезии, известны на о-ве Яп, отмечены в пределах Малой Курильской гряды, хорошо изучены в Коста-Рике и в ряде других мест. Иногда они слагают высокие горные хребты. Входящие в состав некоторых пластин ультрабазиты свидетельствуют, что там в движении участвовали породы не только земной коры, но и верхов мантии. Таким образом, поверхности срыва океанских офиолитов, образующих обдуктивные структуры периферии океанов, располагаются на разных глубинных уровнях. Поскольку упомянутые явления относятся к окраинным районам океанских областей, то, конечно, они не могут рассматриваться как прямые свидетели горизонтальных движений в центральных районах, но в качестве их косвенного признака они весьма важны.

Касаясь океанских окраин, необходимо отметить также большое тектоническое перекрытие тонкой континентальной пластиной ложа Тихого океана на западе Северной Америки. Новейший вулканизм в Каскадных горах может указывать на подвиг океанского ложа в настоящее время. Яркий пример тектонического срыва в океанской литосфере обнаружен на западе Центральной Атлантики. К востоку от хребта Барбадос высокоточными сейсмическими исследованиями выявлен огромный надвиг со стороны Карибского моря субмеридиональных океанических структур на абиссальную плиту Атлантики с субширотными простираниями форм рельефа. Судя по тектонической карте Карибского региона [11], этот надвиг сопряжен с громадным широтным сдвигом, который проходит по северной окраине Карибских гор, в Венесуэле. Анализируя всю систему горизонтального смещения, амплитуду пологого надвига можно оценить в несколько сотен километров.

Еще один интересный факт тектонического сгучивания в океанической литосфере установлен в 1982 г. экспедицией Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР в северной части желоба Тонга. Здесь на островном склоне подробным драгированием изучен тектонически строенный разрез пород океанического субстрата¹, начинающийся ультрабазитами (устное сообщение И.К. Пуцина).

Что касается центральных областей океанов, то о них можно сказать следующее. В ряде скважин глубоководного бурения среди пород 2-го слоя обнаружены горизонты брекчий-тектонитов. В качестве примера укажем скв. 556, 558, 560, пробуренные к западу и юго-западу от Азорского плато. Здесь внутри базальтов или непосредственно под осадками выявлены серпентинитовые брекчии, серпентиниты и серпентинизированные габбро. Есть и другие похожие примеры. Подобные соотношения безусловно поддерживают идею о тектонической расчлененности литосферы под океанами. С ней вполне гармонируют и новейшие данные о строении океанической коры, полученные 28-й экспедицией нис "Дмитрий Менделеев" в 1982 г. При драгировании ущелий в разломах Кларин и Нова в центральных частях Тихого океана было получено много признаков, свидетельствующих о тектонической

¹ Наиболее вероятная интерпретация.

нарушенности в залегании пород, в том числе и признаки, позволяющие говорить о тектоническом сучивании литосферных пластин [4, 5]. К числу таких признаков относится обнаружение мантийных ультраосновных пород выше базальтов 2-го слоя.

Имеются серьезные основания рассматривать механизм тектонического сучивания в качестве определяющего при формировании крупных океанских поднятий с аномально мощной корой, таких, как поднятия Шатского и Хесса [6]. Анализ систем разломов в Тихом океане [7] также привел к выводу о тектонической расслоенности океанской литосферы. Разломы-гиганты, находящиеся в северо-восточном секторе океана, как показывает сравнительно небольшое проявление вулканизма, малоглубинны. В этом смысле они сходны с разломом Сан-Андреас в Калифорнии, глубина которого не превышает 20 км. В то же время разломы, лежащие в основании линейных вулканических хребтов, принадлежат значительно более глубокому структурному ярусу. В качестве пояснения можно сказать, что если бы удалось пробурить океаническую кору на большую мощность, то мы несомненно столкнулись бы с тектонической расслоенностью, подобной той, которая обнаружена Кольской сверхглубокой скважиной в континентальной коре. Поэтому образование вторичных океанов (Атлантики, западного сектора Северного Ледовитого океана, во многом — Индийского) может быть связано с раздвигом материковых масс по поверхностям менее глубоким, чем астеносфера.

Здесь мы переходим к проблеме происхождения океанов. Она продолжает оставаться сложнейшей. Главную трудность представляет Тихий океан, занимающий колоссальную область, где нет гранитно-метаморфического слоя. В отличие от других океанов в Тихом океане нет признаков былого присутствия континентальной коры, поэтому к нему нельзя приложить механизм раскалывания материков с последующим раздвигом их частей. В настоящее время хорошо изучена геология обрамления Тихого океана. Полностью подтверждается, что по западной и восточной перифериям океана в течение длительного времени (в Азии и Австралии — многие сотни миллионов лет, в Северной Америке — более 1 млрд. лет) развивались подвижные зоны, построенные по типу современных приокеанических зон. В этом можно видеть признак древности самого океана. Структурная эволюция обрамления сложна, отличается длительным режимом высокой подвижности, но в целом во времени четко выявляется картина разрастания континентальных масс за счет преобразования океанической коры в континентальную. Во всем этом усматривается дополнительная аргументация древности Тихого океана.

В то же время глубоководное бурение не вскрыло в Тихом океане осадочных отложений древнее позднеюрских, и это чрезвычайно парадоксально. В связи с этим следует обратить внимание на появление все большего числа данных об отличии древних океанических областей и океанического режима от современных. Например, это касается глубин дна, вообще морфологии, а также осадконакопления. Нам неизвестно, до какого истинного временного уровня прослеживается разрез вулканических и осадочных пород в Тихом океане.

Выяснение относительно ранних этапов развития Тихого океана

предполагает расшифровку геологической истории 2-го слоя океанической коры, сложенного в основном базальтами, и более низких сложно построенных комплексов меланократового фундамента. Но в этом пока что больше неясного, чем ясного. Что касается 2-го слоя, то скв. 462 А во впадине Науру наглядно показала, что среди толщи базальтов (ее пройденная мощность 504 м) находятся тонкие слои осадочных пород, постепенно удрежняющиеся от сеноманских до барремских. О нижней части 2-го слоя и о 3-м слое приходится судить по материалам драгирования, так как бурение их пока не достигает. Лишь в одном случае — в скв. 504 В (в Панамской котловине) был вскрыт дайковый комплекс, который рассматривается в качестве низов 2-го слоя. Коллекции пород, собранные из разломов Императорского и Меррей [8], показывают, что базальты 2-го слоя и габброиды верхов 3-го слоя генетически родственны и одновозрастны. Это существенный вывод для дальнейших исследований, направленных на расшифровку геологической истории Тихого океана, в частности на уточнение представлений о меланократовом фундаменте. Исходя из этих данных, верхнюю границу меланократового фундамента в подобных случаях нужно проводить где-то внутри 3-го слоя.

Очень сложен вопрос о механизме базальтовых излияний. Площади, занимаемые базальтами в пределах океанов, колоссальны (суммарно это соответствует 2/3 поверхности Земли). Но как бы они ни были велики, с ними несомненно можно сопоставлять огромные трапповые поля древних платформ континентов. Образование траппов обязано рассеянному появлению в земной коре зон проницаемости, в свою очередь связанных с условиями локального растяжения коры. Если этот механизм переносить на океанские базальты, то мы придем к представлению о рассеянном, рассредоточенном по дну океана спрединге. Ясный пример — Галапагосский спрединговый центр. Примерами могут служить также отмершие спрединговые зоны, выявленные в восточной части Тихого океана. Идея о рассеянном спрединге хорошо вписывается в концепцию тектонической расслоенности литосферы. Согласно последней, литопластины океанической коры движутся дифференцировано по скорости, вследствие чего в одних районах появляются зоны растяжения, в других — зоны скупивания масс. Зоны растяжения могут стать зонами проницаемости. По ходу работ в океанах непрерывно возрастает количество данных о петрохимическом и геохимическом различии базальтов океанского дна. Давно уже обращено внимание на то, что магмы Тихого океана отличаются от магм Атлантики существенно менее широким распространением лав щелочно-базальтового состава. В ряде работ отмечены петрохимические и геохимические различия базальтов атлантических и тихоокеанских спрединговых зон [14]. Более того, доказаны аналогичные различия между отдельными крупными районами спрединговых осей (срединных хребтов). В частности, базальты Срединно-Атлантического хребта Северной Атлантики, судя по составу стекол, существенно отличаются от базальтов его центральных и южных областей. Это различие, намеченное в работе Л. В. Дмитриева [1], подтвердила 7-я экспедиция нис "Профессор Штокман", проведенная в 1982 г. Специфическая провинция относительно малоглубинных вылавок прослежена ею до 30° ю.ш., а начинается она близ 35° с.ш.

Геохимические исследования базальтов Индийского океана показали, что толеиты спрединговой зоны Срединного Индийского хребта относительно обогащены литофильными элементами и изотопами ^{87}Sr по сравнению с толеитами Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов [17]. Имеется и множество других примеров. Объяснение этому явлению следует искать в вещественных неоднородностях мантии под океанами. Правомерно считать, что мантия под Тихим океаном, отличающимся по происхождению от вторичных (молодых) океанов, имеет специфические особенности состава. Здесь не формировался сиалический слой, который получил исключительно мощное развитие в Индо-Атлантическом сегменте Земли, входя в состав континентов. Это должно было сказаться на специфике магматизма.

Мантийные неоднородности менее крупного порядка можно проиллюстрировать примером Атлантики. Наблюдающиеся здесь петро- и геохимические различия в базальтах могут быть связаны с тем, что Южная Атлантика образовалась в результате раскола и распада древнего континента Гондваны, а Северная — палеозойских складчатых сооружений, возникших на базе Пра-Атлантики, существовавшей в раннем палеозое, что обосновывается палеогеологическими построениями для Аппалачей, с одной стороны, и Скандинавских гор — с другой. Строение мантии в этих случаях должно быть различным.

Для геологов проблема неоднородностей в строении мантии в океанах не является неожиданной. Прекрасно известны латеральные мантийные вещественные неоднородности и на материках. Они выявляются в виде крупных металлогенических и петрографических провинций. В базальтах океанов, столь широко распространенных на земном шаре, петрографические и геохимические провинции еще не выделялись и тем более не оконтуривались. Это интереснейшее направление работ, которое позволит выяснить, имеется ли корреляция между крупными структурно-морфологическими районами океанов и их петролого-геохимическими особенностями. Если ее удастся установить, то можно будет более определенно раскрыть сущность глубинных процессов под океанами и основательно объяснить особенности океанского тектогенеза. Кстати, на это направлен проект "Литос", предусмотренный планом научных исследований в Мировом океане на текущее десятилетие.

Публикации последних лет о химизме океанских базальтов подтверждают перспективность концепции гетерогенности мантии. Об этом говорится в сводке о базальтах срединных хребтов Вилкинсона [19], в трудах XVII Генеральной ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза (симпозиум "Эволюция верхней мантии") [13], в работах, анализирующих базальты, полученные в результате глубоководного бурения в Северной Атлантике [16, 18], в статье, посвященной базальтам Галапагосского спредингового центра [12], в отчете DSDP [15] и в других работах.

В отечественной литературе также имеются аналогичные высказывания. Например, определенно говорится о гетерогенности мантии в ряде работ, выполненных в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР (И.Н. Говоров и др.). В Геологическом институте АН СССР внимание было обращено на анализ вулканизма в связи с

типами океанских тектонических структур [2]. Совокупность выполненных исследований привела в настоящий период к обоснованию, а теперь уже и к становлению нового направления геологических исследований — тектоника и магматизм океанов. Идя по этому пути, можно определенно рассчитывать на раскрытие важных закономерностей в геологической истории океанов.

Тектоническая стадийность развития современных океанов рисуется сейчас следующим образом. Для вторичных океанов развитие начинается с образования внутриматериковых рифтов — рифтогенной стадии. В отношении ранней истории Тихого океана, наследующего древнейшую область океанической коры, такого заключения сделать нельзя. Рифтогенез здесь, по-видимому, существовал (как и в последний мезозойско-кайнозойский отрезок времени), но он проявлялся в условиях океанической коры.

Следующей стадии развития вторичных океанов свойственно образование обширных океанических пространств с более или менее сложной внутренней структурой, характерной чертой которой прежде всего является присутствие срединно-океанических хребтов. В отношении Тихого океана нет данных о его раскрытии. Здесь идет длительный процесс саморазвития океанической коры. Восточно-Тихоокеанское поднятие, продолжающее мировую рифтовую систему, является наложенным тектоно-магматическим образованием на более древний океанический структурный план. Иными словами, если в истории вторичных океанов можно обособить стадию развития срединного хребта, то в отношении Тихого океана это было бы вряд ли правильно. О дальнейшей стадии развития вторичных океанов можно судить по геологической истории многих континентальных областей, ранее бывших океаническими. За стадией срединного хребта должна следовать стадия зарождения гранитно-метаморфического слоя путем вещественного и структурного преобразования океанической коры, отвечающая началу переходной стадии развития земной коры в ряду океан — континент. Структуры Урала, Тянь-Шаня, Альпийского пояса и другие свидетельствуют о том, что в переходную стадию нередко возникали сложно построенные системы островных дуг. Здесь возможны аналогии с современным Средиземным морем, Карибским бассейном, Индонезией. Но известны также и структурно-формационные комплексы материковых склонов и подножий, подобные современным структурным образованиям пассивных окраин.

Что касается Тихого океана, то если принять точку зрения о большой древности его существования (по крайней мере 1,5 млрд. лет), то о стадийности его развития в настоящее время говорить трудно. Однако в мезозойско-кайнозойской истории океана в принципе могут быть намечены отдельные тектонические этапы.

Выше были затронуты структурно-морфологические, геодинамические, тектоно-магматические и историко-тектонические проблемы геологии океанов. Их рассмотрение показывает, что исследования в этих областях прогрессируют. Появляются новые мысли, открываются новые возможности в объяснении строения, происхождения и структурной эволюции океанских пространств. В то же время еще недостаточно однозначных трактовок. Это связано прежде всего с неполнотой

геологической изученности океанов, что нельзя сделать в короткое время. Необходимо проведение новых и новых работ в океанах под тектоническим углом зрения, к которым следует привлекать большее число исследователей, специально занимающихся океанской тектоникой. При этом к новым построениям относительно тектоники океанов нужно идти от получаемых фактических данных, от результатов решения конкретных тектонических задач.

Л и т е р а т у р а

1. *Дмитриев Л.В.* Условия формирования первичного расплава океанских габбро и вариации его состава. — *Геохимия*, 1979, N 2, с. 163—178.
2. *Золотарев Б.П.* Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — *Геотектоника*, 1979, N 1, с. 22—35.
3. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
4. *Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Прокопцев Н.Г., Гладких П.А., Лазько Е.Е., Пушаровский Ю.М.* Новые данные о породах океанической коры в Центральной котловине Тихого океана. — *Докл. АН СССР*, 1983, т. 270, N 1, с. 200—203.
5. *Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Разницын Ю.Н., Прокопцев Н.Г., Пушаровский Д.Ю., Гладких П.А., Лазько Е.Е.* Вещественный состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Клариян (Тихий океан). — *Докл. АН СССР*, 1982, т. 268, N 4, с. 942—946.
6. *Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана. — *Геотектоника*, 1981, N 1, с. 5—18.
7. *Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Системы разломов в Тихом океане. — *Геотектоника*, 1980, N 2, с. 3—12.
8. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И., Ломова О.С., Сафонова В.Г., Шмидт О.А.* Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан). — *Геотектоника*, 1982, N 3, с. 3—14.
9. *Тектоническая расслоенность литосферы.* М.: Наука, 1980. 216 с.
10. *Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли.* Масштаб 1:10000000. М.: ГУГК, 1970.
11. *Case J.E., Holcombe T.L.* Geologic-tectonic map of the Caribbean Region. Sc. 1:2 500000. US Geol. Surv., 1980.
12. *Clague D.A., Frey F.A., Thompson G., Ringe S.* Minor and trace element geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreading center. — *J. Geophys. Res. B*, 1981, vol. 86, N 1, p. 9469—9482.
13. *Evolution of the upper mantle.* — *Tectonophysics*, 1981, vol. 75, N 1/2.
14. *Flower M.F.I.* Thermal and kinematic control on ocean-ridge magma fractionation: Contrasts between Atlantic and Pacific spreading axes. — *J. Geol. Soc.*, 1981, vol. 138, N 6, p. 415.
15. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Wash., 1981. Vol. 61. 885 p.
16. *Sigurdsson H.* First-order major element variation in basalt glasses from the Mid-Atlantic Ridge: 29°N to 73°N. — *J. Geophys. Res. B*, 1981, vol. 86, N 10, p. 9483—9502.
17. *Subbarao K.V., Reddy V.V.* Geochemical studies on oceanic basalts from the Indian Ocean. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 75, N 1/2, p. 69—89.
18. *Tarney L., Wood D.A., Saunders A.D.* et al. Rés princ. résult. sci. et techn. serv. géol. nat. Bur. rech. géol. et minér. P., 1980, p. 56—57.
19. *Wilkinson I.F.* The genesis of mid-ocean ridge basalt. — *Earth-Sci. Revs*, 1982, vol. 18, N 1, p. 1—57.

П. П. Тимофеев

РОЛЬ ЛИТОЛОГИИ В РАЗВИТИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Литология — наука молодая. Ее становление в виде самостоятельного фундаментального раздела геологии началось в конце 20-х — начале 30-х годов нашего столетия. Так, в 1921 г. академик Д. В. Наливкин впервые в стране начал читать курс "Учение о фациях", а с 1925 г. академик А. Н. Заварицкий — курс лекций по петрографии осадочных пород. Одновременно при проведении геологических исследований все больше внимания стали уделять детальному изучению вещественного состава осадочных образований и выяснению условий их возникновения. Петрография осадочных пород постепенно расширяла свои границы, и элементы литологии приобрели доминирующее значение. Вначале это нашло отражение в работах М. С. Швецова (1934 г.), а в дальнейшем — в двухтомной монографии Л. В. Пустовалова "Петрография осадочных пород" (1940 г.). К 60-м годам петрография осадочных пород стала составной частью науки об осадочных образованиях — литологии.

В современном представлении литология — это фундаментальный раздел геологической науки, занимающийся выяснением состава, строения, происхождения осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, установлением закономерностей их распределения в земной коре.

4334 Как видно из определения, которое является практически установившимся в советской геологической науке, литология охватывает все стороны осадочного процесса. В ходе познания любое осадочное образование изучается с момента своего зарождения. Все осадки проходят две стадии: седиментогенеза (осадка) и литогенеза (породы). Процессы осадко- и породообразования протекают до тех пор, пока они не будут прерваны, и уже сформировавшиеся осадки или породы на той или иной стадии не будут вовлечены в новый цикл осадочного процесса (таблица), что может произойти в любой период их существования:

Для советской геологической науки в целом и особенно для литологии всегда был характерен генетический подход к изучению осадочного процесса. По мере бурного развития, особенно в последнее десятилетие, генетическая литология расширяет границы своих интересов, включая все большее число факторов, определяющих интенсивность и направленность процессов осадко- и породообразования, а также факторов, влияющих на эти процессы.

Ученые-одиночки даже высокой квалификации, но занимающиеся узкими вопросами, как правило, не могут существенно продвинуть науку вперед. Чтобы сделать что-то принципиально новое, необходима постановка широкого поиска, который под силу лишь коллективам высококвалифицированных ученых. Только они могут охватить весь комплекс факторов (насколько это возможно в данный момент), определяющих типы осадочного процесса, и выяснить те причины, которые обуславливают генезис осадков и последующую историю их существования в виде пород. Важно отметить, что этот поиск необходимо вести также и на стыках со смежными науками, часто проникая в них.

Схема осадочного чехла

Происхождение осадочных образований	Генезис (рождение осадков)	Физическое и биохимическое наземное и подводное выветривание (гипергенез, гальмиролиз, эдафогенез и т.п.)			Седиментогенез (осадкообразование)	Бассейн осадкообразования
		дезинтеграция	новообразование минералов и их ассоциаций			
		Мобилизация вещества (наземная и подводная: водная, ветровая, ледовая, биогенная, гидротермальная, вулканогенная)				
		Транспортировка и дифференциация вещества (к промежуточным и конечным водоемам стока)				
		Кинетогенез (изменение вещества в процессе транспортировки)				
		Седиментация (накопление осадков)				
	Апогенезис (превращение осадков в породы и их последующее преобразование)	терригенная			Литогенез (породообразование)	Бассейн породообразования
		биогенная	хемогенная			
		Диагенез				
		Катагенез				
Метагенез						
Метаморфизм (региональный)						

В настоящее время у нас в стране, хотя, к сожалению, и не повсеместно, генетическое направление, в основу которого положен комплексный детальный литолого-фациальный анализ, получило широкое развитие в науке об осадочных образованиях. В результате литология в своем развитии поднялась на более высокую ступень, отражающую новый уровень своей организации. Это выразилось прежде всего в том, что литологи, обладая новыми методами общелитологического и прецизионного изучения, смогли более детально и в значительной мере более комплексно, чем делалось ранее, изучать не только состав и строение осадочных образований, но и со значительной долей достоверности решать вопросы генезиса, что в конечном итоге позволяет глубже проникать в существо каждого процесса в отдельности (его причинности, направленности, интенсивности), протекающих на разных стадиях осадко- и породообразования.

Для литологической науки в целом в ближайшее время будет характерна дальнейшая индивидуализация процессов, которая даст возможность рассматривать их каждый в отдельности, изучать их специфику, связь со смежными процессами и взаимообусловленность. А далее, выяснив индивидуальные особенности, можно будет приступать к разработке моделей, в том числе глобальных, осадко- и породообразования во взаимосвязи с общим геологическим развитием того или иного региона.

Одной из главнейших задач литологии является создание всеобъемлющей теории осадочного процесса. В настоящее время в этом направлении сделано очень много как советскими, так и зарубежными учеными.

Чтобы обеспечить основы разработки всеобъемлющей теории осадочного процесса, литологам необходимо решить ряд проблем как теоретических в области литологии, так и имеющих общегеологическое значение, которые все вместе составляют существо современной литологической науки. Они же останутся и на ближайшую обозримую перспективу. Конечно, не исключено, что могут возникнуть и другие проблемы, которые также необходимо будет решать.

Каковы же основные проблемы литологии?

1. Одной из главнейших теоретических проблем является проблема седиментогенеза, т.е. образования осадков. Она включает в себе выяснение общих вопросов генезиса, т.е. возникновения и закономерностей накопления осадков, связи осадкообразования с сингенетичным геотектоническим режимом в конкретных структурных элементах континентальных и океанских блоков земной коры.

Решение этих вопросов должно основываться на результатах комплексного детального литолого-фациального исследования, включающего изучение гидродинамических, гидрохимических, климатических и других особенностей образования осадков в различных ландшафтно-палеогеографических обстановках.

В процессе комплексного литолого-фациального анализа должны быть выявлены:

а) исходный материал (твердая, жидкая и газообразная фазы), образующийся в процессе физического и биохимического выветривания (гипергенез, гальмиролиз, адафогенез и т.п.); продукты разрушения материнских пород; обломки, новообразования минералов и их ассоциаций, которые становятся составными частями осадка;

б) особенности мобилизации вещества (наземная, подводная), его дифференциация во время транспортировки, а также все изменения (кинетогенез), которые происходят с веществом в процессе переноса до конечных бассейнов седиментации. При этом необходимо учитывать все сингенные (наземные и подводные) процессы, которые могут осложнять процессы терригенного, биогенного и хемогенного осадконакопления;

в) генетические типы осадков, характеризующиеся комплексом первичных признаков, т.е. признаков, которые приобрел осадок в процессе своего возникновения в конечном бассейне за счет терригенной, биогенной и хемогенной седиментации. Анализ генетических типов осадков выявляет близкие друг к другу по условиям своего возникновения осадки, что дает возможность говорить о фациальных типах осадков, приуроченных к одним и тем же или разным палеогеографическим зонам со свойственным им гидродинамическим режимом и гидрохимической средой осадконакопления, располагающихся в одинаковых или различных климатических областях.

Изучение отдельных разрезов в процессе детального комплексного литолого-фациального анализа дает возможность выяснить генезис осадков, составить фациальные профили и палеогеографические карты, позволяет подойти к восстановлению и расшифровке типов седиментационных бассейнов различных климатических областей и тектони-

ческих структур, а также тех полезных ископаемых, которые возникают в процессе седиментогенеза.

Выяснение генезиса — это начальный и обязательный этап практически любого литологического исследования, на результатах которого должно основываться решение последующих как частных, так и более общих вопросов природных процессов становления пород и связанных с ними полезных ископаемых.

2. Значительно более трудной, но весьма актуальной является проблема литогенеза. Ее решение связано с комплексом исследований, направленных на изучение процессов превращения осадков в породы. Советские ученые сделали немало в решении этой проблемы, что нашло отражение в их трудах и прежде всего в трудах академика Н.М. Страхова. Однако в настоящее время мы не можем быть полностью удовлетворены состоянием решения этой проблемы. Многие вопросы требуют доработки, некоторые должны быть рассмотрены заново. Такое положение связано с тем, что часто вопросы минерало- и породообразования рассматриваются в отрыве от знаний генезиса этих образований.

Седиментационные бассейны и заполняющие их осадки в процессе дальнейшего литогенетического развития, а также под воздействием наложенных факторов (формирования тектонических структур и сопутствующего им геотектонического режима, климата, вулканической, гидротермальной и магматической деятельности и т.п.) претерпевают большие изменения, что приводит к формированию бассейнов породообразования. В процессе литогенеза происходит формирование целого комплекса полезных ископаемых.

Один из приемов решения этой проблемы — постановка специальных исследований на объектах, разрезы которых охватывают интервал от современных осадков с точно установленным генезисом до как можно более древних, т.е. разрезы, на которых можно последовательно от более молодых к все более и более древним отложениям на одних и тех же генетических и фациальных типах осадков проследить последовательный ход процессов литогенеза. Таким объектом прежде всего являются моря и океаны, где в результате глубоководного бурения мы получаем именно эти разрезы.

3. Весьма важной и актуальной является проблема возникновения и закономерностей размещения полезных ископаемых. Известно, что от правильного решения проблем седиментогенеза и литогенеза полностью зависит научно обоснованное познание генезиса и выяснение закономерностей распределения кларковых и рудных концентраций различных химических элементов как в отдельных фациальных типах осадков, так и в их комплексах — формациях, а также в земной коре в целом. Особое значение здесь приобретает решение вопросов, связанных с локализацией рудных тел в процессе накопления отложений осадочных формаций и их изменения в течение последующей геологической истории с образованием месторождений полезных ископаемых.

При постановке и решении задач, связанных с образованием и размещением месторождений полезных ископаемых, нельзя ограничиваться изучением только их самих. Необходимо изучать всю совокупность отложений, включая полезные ископаемые, т.е. геологи-

ческие тела формации. Только применение обширных знаний с использованием новейших методов исследований (литологических, геохимических, физико-химических и др.), базирующихся на широкой генетической основе, способствует научно обоснованному решению как теоретических, так и практических задач. Среди последних следует указать на выявление поисковых критериев и разработку планов поисковых и разведочных работ на различные виды полезных ископаемых. К сожалению, следует отметить, что наука не всегда в должной мере влияет на определение этих целей. Не беспредельно увеличение объема буровых и других видов разведочных работ должно быть здесь главным. Наука должна быть определяющим фактором при планировании поисковых и разведочных работ, а также при промышленной оценке месторождений.

Остановимся на проблемах, которые представляют собой синтез процессов седименто- и литогенеза не только во времени и пространстве, но во взаимосвязи с общим развитием как отдельных структурных регионов, так и земной коры в целом.

4. Прежде всего это проблема осадочных геологических формаций, которая включает в себя методику формационного анализа, изучение, выделение и сравнительный анализ формаций.

За последние 20—30 лет в геологической науке, как отечественной, так и зарубежной, все яснее намечается стремление к решению более общих, глобальных проблем истории геологического развития нашей планеты. Накопился огромный фактический материал по континентальным и океаническим блокам земной коры, возникли новые и усовершенствованы многие существующие методы исследований, наконец, неизмеримо вырос общий уровень геологической науки. Все это позволяет нам не только по-новому оценивать многие факты, но и делать иные, в ряде случаев принципиально новые построения, приходиться к более совершенным представлениям о процессах развития Земли.

Учение об осадочных геологических формациях на ранних стадиях своего развития носило эмпирический характер и параллельно развивалось в тектонике, литологии и некоторых других отраслях геологии. Каждый ученый подходил к выделению формаций с тех позиций, которые составляли его теоретическое кредо. Каждым исследователем в основу выделения формаций были положены одному ему известные (в силу специализации), иногда очень схематичные, особенности строения и состава отложений, что приводило к одностороннему и несопоставимому подходу в разработке методики формационного анализа, а следовательно, к выделению и типизации формаций.

Различный подход сторонников тектонического и седиментологического направления к изучению осадочных образований накладывает заметный отпечаток на методику формационного анализа. Несомненно, что тектонический режим является ведущим фактором во многих, а может быть, и во всех геологических процессах, и именно он в значительной мере обуславливает все их многообразие. Тем не менее без выяснения генезиса осадков практически трудно установить палеоструктурные особенности строения того или иного региона. Если же определить генезис отложений, то исходным моментом формационного анализа должно быть установление комплексов фациальных типов отложений,

приуроченных к той или иной палеотектонической структуре либо ее части и соответствующих определенной стадии ее геотектонического развития. Поэтому с точки зрения сторонников генетического направления, выделению формаций должен предшествовать многосторонний фациальный и палеогеографический анализ, базирующийся на широкой генетической основе. Ю.А. Жемчужников в результате детального и комплексного исследования угленосных отложений на территории СССР в 1955 г. писал, что их изучение как парагенеза различных фаций, т.е. формаций, продолжает линии фациального анализа этих толщ, с одной стороны, и циклического анализа — с другой.

Опыт разработки методики формационного анализа, попыток выделения формаций и рассмотрения основных причин, обуславливающих их возникновение, позволяет говорить о четырех главных факторах, которые определяют образование осадочных формаций. Это палеогеотектоника (палеоструктура и ее геотектонический режим), палеогеография (фации, ландшафты), палеоклимат и вещество (минеральное, органическое, вулканическое), поступающее в область седиментации.

Нам представляется, что определяющим в строении формации являются тип палеоструктуры и ее геотектонический режим, а также палеогеография. От них зависят прежде всего объем формаций, тип ее разреза и генезис слагающих ее осадков. В настоящее время утратилось положение Н.С. Шатского о тесной связи формаций с развитием крупных тектонических структур. Тектонические причины определяют как размеры, мощность, так и основные черты внутреннего строения формаций. В первоизданном виде пространственные контуры формаций могут совпадать с границами структур. Однако в зависимости от характера последующего развития того или иного региона может происходить изменение тектонического плана и наложение последующих формаций на незаконченное образование предыдущих. Формации являются образованиями полифациальными. Каждая из них обусловлена направленной сменой ландшафтов, а следовательно, и осадков во времени и пространстве. Климат характеризует тип седиментации — гумидный, аридный, вулканогенный и ледовый.

Вещество же определяет геохимический облик формации. Оно в избирательном виде часто бывает столь типичным для той или иной формации, что в результате входит в их название — угленосная, бокситоносная и др.

Формационный анализ должен быть продолжением детального фациального анализа. Следовательно, формационному анализу должно предшествовать комплексное литолого-фациальное и палеогеографическое изучение осадков, в процессе которого восстанавливается их генезис. Это служит основой выяснения более общих связей между генетическими и фациальными типами осадков, циклами и обстановками осадконакопления, различными палеоструктурными элементами земной коры, типами геотектонических режимов накопления осадков, соотношений последних в разрезе и на площади, периодичности осадкообразования, т.е. в конечном счете позволяет подойти к выделению формаций.

Таким образом, конседиментационный геотектонический режим,

палеогеография, климат и вещество составляют сущность и облик геологического тела, а палеотектоника ограничивает его размеры, форму и положение в общем структурном плане земной коры. Исходя из этого, сторонники генетического направления, в том числе и автор статьи, под формацией понимают естественный парагенетический, связанный местом и условиями накопления крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре и соответствующий определенной стадии геотектонического развития. Лишь после этого формация, представляющая собой конечный результат комплексного исследования, которое базируется на широкой генетической основе, приобретает право на существование. Только такие формации в дальнейшем могут быть положены в основу сравнительного анализа формаций и глобальных корреляций геологических процессов и явлений в земной коре, что позволит сформировать историко-геологическое представление об условиях формирования осадочных образований.

5. Дальнейшее развитие литологии не может ограничиваться результатами перечисленных выше исследований по отдельным объектам либо регионам только континентальных блоков земной коры или только осадков океанов и морей. Необходима постановка исследований, основанных на сравнительном анализе глобальных процессов (протекавших в прошлом и происходящих в современную эпоху как на континентальных блоках, так и в отложениях современных океанов и морей) и их эволюции в истории Земли. Корреляция геологических явлений прошлого и настоящего в качестве необходимых предпосылок включает восстановление, а также сравнительный анализ процессов и обстановок формирования толщ осадочных и вулканогенно-осадочных пород, являющихся важнейшими геологическими документами. Разработка этой проблемы требует разностороннего и комплексного решения ряда теоретических вопросов литологии на основе широкого сравнительного литологического и историко-геологического подхода. Конечной целью такой разработки должно быть построение всеобъемлющей теории и седиментогенеза и литогенеза, вскрывающей как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерностей их исторического развития во взаимозависимости с тектогенезом, магматизмом и эволюцией биосферы и палеогеографической обстановки земной коры в целом. Только такая всеобъемлющая теория способна обеспечить уверенное и однозначное решение многих вопросов корреляции геологических процессов.

К настоящему времени сделано многое на пути создания такой теории, и ее крупные фрагменты приобрели уже определенные контуры. Это касается прежде всего общих закономерностей седиментогенеза и начального литогенеза, т.е. диагенеза осадков и пород морей континентальных блоков земной коры, преобразования горных пород на разных стадиях катагенеза, метагенеза и регионального метаморфизма, а также разработки учения о формациях и фациальном анализе. В этой сфере советская наука занимает передовые позиции, однако даже перечисленный круг проблем разработан далеко не полно и не равномерно. В теоретической доработке еще больше нуждаются вопросы собственно континентального (наземного) и собственно океа-

нического седименто- и литогенеза. В области литогенеза за последнее десятилетие обнаруживаются все новые и новые неожиданные факты, требующие объяснения, и возникают своеобразные научно-методические задачи. Особое значение приобретает постановка комплексных детальных исследований, при которых должны учитываться все возможные факторы, включая существование газодных растворов фациальных сред, подземное тепло, в той или иной мере принимающие участие в процессах литогенеза.

Для решения этих задач наиболее благоприятными объектами являются, с одной стороны, современные осадки, с другой — геологически относительно молодые кайнозойские и мезозойские толщи осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород, наименее измененные вторичными процессами, поддающиеся наиболее уверенной стратиграфической корреляции и выявлению их тектонической позиции как на континентальных блоках земной коры, так и в океанах и морях. Поскольку дело касается выяснения закономерностей разных стадий литогенетического изменения горных пород и эволюции этих процессов, то необходимо детальное изучение всего осадочного чехла с целью познания общей эволюции осадко- и пороодообразования в истории Земли.

Поставленная задача имеет ряд аспектов.

1. Сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций отдельно осадочного чехла земной коры континентальных блоков и океанов как показателей этапов геологической истории областей их накопления.

2. Сравнительный анализ процессов осадконакопления и пороодообразования в различных обстановках континентов и океанов с целью выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития. Этот анализ, являясь необходимой предпосылкой углубленного изучения формаций, в то же время представляет собой задачу, имеющую самостоятельное принципиальное значение как основы построения общей теории седименто- и литогенеза и решения вопросов корреляции геологических явлений.

3. Построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории планеты.

4. Изучение эволюции питающих провинций в истории Земли как фактора необратимого развития осадочного пороодообразования.

5. Глобальная корреляция типов вторичных преобразований в различных тектонических и климатических областях.

6. Глобальная корреляция геологических формаций во времени и пространстве.

7. Выяснение роли экзогенных и эндогенных факторов в формировании эпох осадочного рудообразования.

8. Глобальная корреляция геологических процессов (седиментогенеза, литогенеза) на континентах, в океанах, между континентами и океанами.

Таким образом, мы смогли в кратких чертах познакомиться с главнейшими проблемами современной литологии и литологии ближайшего будущего. Разработка этих проблем, которая должна явиться основой для создания всеобъемлющей теории седименто- и лито-

генеза, и представляет собой одну из главнейших задач, стоящих перед геологической наукой.

Значение литологии для геологии огромно. Она составляет одну из частей фундамента геологической науки. И поэтому не случайно, особенно в настоящее время, общий уровень развития геологии определяется прежде всего состоянием познания вещества Земли вообще, в том числе осадочных образований.

УДК 550.34.01:550.8.528

Е.Е. Милановский

ЭВОЛЮЦИЯ СОДЕРЖАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ И ЗАДАЧ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Геологическая карта является наиболее важной, точной и наглядной графической формой фиксации основных данных о геологическом строении всей поверхности Земли или отдельных ее участков, их миниатюрной "геологической моделью". Как всякая модель, которая не является просто уменьшенной копией какого-либо природного объекта, а отображает обычно в несколько обобщенном, схематизированном виде какие-то его наиболее существенные, характерные черты и свойства, геологическая карта, даже самая достоверная и детальная, не может дать исчерпывающе полную, всестороннюю информацию обо всех особенностях состава, строения, генезиса, истории геологического развития какого-либо участка земной поверхности. Этому препятствует как неполнота наших геологических знаний о той или иной территории, так и ограниченные возможности, которые предоставляют нам двухмерные, плоские изображения для передачи структуры, состава и различных свойств сложных геологических тел, выходящих на поверхность данного района. Составляя геологическую карту, геолог всегда ограничивает себя показом на ней лишь некоторых характеристик ее геологического строения, чаще всего геометрических, вещественных и временных, которые кажутся ему наиболее важными и поддающимися изображению. При этом основным методическим приемом моделирования, применяемым при составлении геологических карт, является мысленное расчленение исследуемой территории на отдельные участки, отличающиеся по тем или иным выбранным объективным признакам и разделенные более или менее отчетливо наблюдаемыми или условно намеченными границами, прослеживание этих границ на местности и их перенос, вернее их проекция, на горизонтальную плоскость, в уменьшенном виде на топографическую карту.

На протяжении последних 200 лет, охватывающих почти всю историю геологии как науки, содержание геологической карты существенно усложнялось и видоизменялось. Эти изменения отражают огромный прогресс геологической науки. При этом главные каче-

ственные изменения в принципах составления, в построении и в содержании графических "геологических моделей" связаны с двумя важнейшими революционными рубежами в развитии геологии — в первые десятилетия XIX в. и в последние десятилетия XX в.

Геологические, или, как они первоначально часто именовались, геогностические, карты стали составляться в Западной Европе в середине XVIII в. Так, в 1751 г. французский естествоиспытатель Ж.Э. Геттар составил карту распространения пород и руд Парижского бассейна, а его соотечественник Н. Демаре в 60—70-е годы XVIII в. — первые карты древней вулканической области Центрального Французского массива. Примерно в то же время (1762 г.) немецкий естествоиспытатель Г.Х. Фюксель иллюстрирует свою книгу "История Земли и моря, восстановленная по истории Тюрингенских гор", разрезами и картой, на которую он нанес распространение на этой территории различных осадочных напластований. Первая дошедшая до нас отечественная геогностическая карта Нерчинского горного округа (Восточное Забайкалье) в масштабе 5 верст в вершке (примерно 1: 120 000), которая была составлена русскими горными инженерами Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым, относится к 1789—1794 гг. Все эти и некоторые другие геогностические карты, составившиеся в XVIII в., существенно отличались от геологических карт последующего времени тем, что в основу их был положен не возрастной, а вещественный принцип. На них объединялись и показывались одним знаком или цветом выходы на поверхность геологических образований сходного вещественного, т.е. петрографического или минерального, состава, а геологические границы на этих картах разделяли поля распространения вещественных комплексов. Это не означает, что на всех картах XVIII в. совершенно не отражалась последовательность их формирования (в частности, напластования осадочных пород), — напротив, этот вопрос интересовал многих геогностов XVIII в., и на геологических разрезах, сопровождающих некоторые геогностические карты того времени, они нередко показывали свое понимание данной последовательности. Однако поскольку научные основы стратиграфии тогда еще отсутствовали, а наивные историко-геологические представления носили в значительной мере натурфилософский характер и не давали фактической базы для обоснованного возрастного расчленения и корреляции отложений, возрастной принцип не мог быть использован как основной критерий при подразделении и группировке геологических объектов и проведении границ между ними на геогностических картах.

Уже в XVII—XVIII вв. многим естествоиспытателям стало ясно, что геологическое строение любой местности изменяется с глубиной (это видно на ряде старинных геологических разрезов). В связи с этим геологическая карта как двухмерная модель не может характеризовать геологическое строение, в частности вещественный состав пород, на сколько-нибудь значительную глубину; ее задача должна ограничиваться только показом состава лишь тех отложений (или каких-либо других особенностей геологического строения), которые наблюдаются на земной поверхности или в непосредственной близости от нее. Этот важный принцип, вносящий в составление геологических карт необходимую однозначность, сохранился и до наших дней; однако

его строгое соблюдение несомненно обедняет информацию о геологическом строении района, даваемую геологической картой. Это, конечно, ощущали уже естествоиспытатели XVIII в., и потому они сопровождали свои геогностические карты поясняющими и дополняющими их разрезами, которые показывали геологическое строение на ту или иную глубину.

Первых два десятилетия XIX в.¹ ознаменовались в истории геологии событием, которому суждено было сыграть величайшую революционную роль в ее развитии, привести к превращению ее в естественно-историческую науку и создать основу для возникновения таких важнейших ее разделов и направлений, как стратиграфия, относительная геохронология, палеонтология, палеогеография, а также геологическая картография, структурная геология и геотектоника. На базе этих направлений, в свою очередь, начали формироваться синтетические представления о геологической истории Земли. Таким событием явилось открытие палеонтологического метода определения возраста и сопоставления отложений, т.е. установление того, что состав органических остатков, заключенных в каком-либо горизонте осадочных пород, сохраняется постоянным при его прослеживании по простиранию (часто даже при изменении его литологического состава) и, напротив, изменяется при переходе к выше- и нижележащим отложениям. Иными словами, органические остатки можно использовать как маркеры, дающие возможность коррелировать разновозрастные отложения и, поскольку соответствующие органические остатки могут присутствовать лишь в отложениях определенного возраста, устанавливать с их помощью принадлежность отложений к тем или иным подразделениям стратиграфической шкалы и выяснять их возрастные соотношения.

Открытие этих объективных закономерностей, ныне кажущихся любому геологу азбучными истинами, было сделано в 1799—1819 гг. английским инженером В. Смитом, изучавшим главным образом юрские морские отложения Англии и Уэльса, содержащие раковины моллюсков, и почти одновременно с ним — знаменитыми французскими естествоиспытателями Ж. Кювье и Ал. Броньяром (1807 г.). Ж. Кювье и Ал. Броньяр исследовали верхнемеловые и третичные отложения Парижского бассейна, заключающие остатки беспозвоночных, млекопитающих и растений, и по смене их комплексов в вертикальном разрезе установили стратиграфическую последовательность осадочных образований и изменения палеогеографической обстановки на всем протяжении времени их накопления, в частности постепенную смену морских условий континентальными. При этом как В. Смит, так и Ж. Кювье и Ал. Броньяр осознавали, что эти открытия будут иметь важное значение не только для стратиграфии, и прежде всего для создания единой стратиграфической шкалы, но и для геологического картирования, позволяя положить в его основу возраст отложений, а не их состав. Они убедительно продемонстрировали возможность использования стратиграфического принципа, успешно применив его при составлении первых геологических карт (в современном пони-

¹ Точнее — с 1799 г., время появления первой рукописной работы В. Смита.

мании этого термина) Англии и Уэльса (В. Смит) и Парижского бассейна (Ж. Кювье и Ал. Броньяр). Интересно отметить, что эти карты были построены в то время, когда стратиграфические подразделения, такие, как различные системы, отделы и ярусы мезозоя и кайнозоя, к которым принадлежат откартированные комплексы отложений, еще не только не получили своих современных названий, но вообще еще только начали выделяться.

20—40-е годы XIX в. (1822—1841) явились в истории стратиграфии и исторической геологии той "героической эпохой", когда на основе изучения разрезов Англии, Франции, Бельгии, Германии и Европейской России были выделены по существу все системы и группы фанерозоя. В свою очередь, это открыло широкие возможности для применения стратиграфического принципа в геологической картографии, т.е. использования в качестве главного критерия при составлении геологических карт возраста отложений, выходящих на поверхность на той или иной территории. Для показа возраста пород на геологической карте стало использоваться главное изобразительное средство — различные раскраски. При составлении карт относительно слабо изученных областей, а также мелкомасштабных обзорных карт очень обширных территорий геологи обычно ограничивались расчленением отложений до систем. Составление же более детальных карт диктовало необходимость разработки более дробных возрастных подразделений, стимулируя тем самым дальнейшее развитие стратиграфических и палеонтологических исследований.

В 30—40-х годах XIX в. появляются довольно многочисленные детальные и обзорные геологические карты ряда районов и целых стран Западной Европы, а также Европейской России и отдельных ее областей (Донецкий бассейн, Московская и Петербургская губернии и пр.). Из числа обзорных карт Европейской России, где показано распространение всех выделенных к тому времени систем фанерозоя, следует упомянуть геогностические карты, составленные А.К. Мейендорфом (1841 г.), Г.П. Гельмерсеном (1841 г.), а также Р.И. Мурчисоном (1845 г.), которые, помимо личных наблюдений, использовали обширные материалы русских геологов. Применение в качестве главного принципа картирования показа геологического возраста, т.е. последовательности образования формаций, выходящих на поверхность, открыло широкие возможности для отображения на картах их геометрических соотношений. Создалась возможность "читать" из карты не только стратиграфическую последовательность отдельных выделяемых на ней комплексов, но и особенности их залегания, т.е. структурные формы — своды и впадины в областях с субгоризонтальным залеганием отложений (на платформах), антиклинали, синклинали, различные сложные сочетания складок и разрывные нарушения в складчатых областях. Так, например, уже на первых обзорных картах Европейской России вырисовывались такие крупные структурные единицы, как Балтийский и Украинской щиты, Воронежская антеклиза, Московская синеклиза и пр.; на первых картах Донецкого бассейна выявилась складчатая структура этого района. Таким образом, геологические карты, составленные по возрастному принципу, явились важным средством фиксации и обобщения не только стратиграфических, но и структурных данных и тем самым обеспечили

благоприятные возможности для развития тектоники. Обычным и почти обязательным дополнением к геологическим картам, поясняющим тектоническую структуру района, стали геологические разрезы (профили), составленные, как правило, с показом на них тех же стратиграфических подразделений, что и на карте, и в том же горизонтальном масштабе (вертикальный масштаб разрезов для районов с субгоризонтальным залеганием слоев может быть более крупным).

Составление геологических карт различных масштабов на основе проведения планомерного систематического геологического изучения местности (геологической съемки) стало с середины XIX в. и остается до наших дней основным методом регионально-геологических исследований. Методика геологической съемки постепенно совершенствовалась, а правила построения геологических карт унифицировались. В частности, была разработана и в основном принята на 2-й сессии Международного геологического конгресса в Болонье в 1881 г. единая шкала условных цветовых обозначений и система символов (индексов) для показа на геологических картах крупнейших стратиграфических подразделений в ранге систем. За полтора века, прошедшие со времени появления первых геологических карт, составленных по стратиграфическому принципу, геологическое картирование, проводимое во все более крупных масштабах, постепенно распространялось на все страны и континенты Земли. Ныне практически не осталось участков суши (за исключением покрытых ледниковыми щитами Антарктиды, Гренландии и др.), не охваченных геологической съемкой и не изображенных на геологических картах. В последнее время геологические карты стали составляться для дна морей и океанов, в первую очередь — для их мелководных шельфовых участков. Большое внимание к составлению геологических карт и значительные материальные средства, выделяемые в большинстве стран на проведение геологической съемки, обусловлены не только и даже не столько огромным научным значением этих карт для познания структуры и истории Земли, сколько в первую очередь тем, что геологическая съемка и составляемые в процессе ее карты служат важнейшим средством поисков полезных ископаемых, выходящих на поверхность или залегающих вблизи нее, и дают необходимые данные для научного прогноза их вероятного присутствия в районе в связи с распространением в его пределах потенциально рудоносных (а также угле-, нефте-, газо-, соленосных и т.п.) горизонтов, магматических тел, структурных форм, зон метаморфизма и пр.

Следует отметить, что принятие возраста отложений в качестве главного принципа построения геологической карты не исключило показа (в особенности на крупномасштабных картах) вещественного состава и отчасти генезиса геологических формаций, для отображения которых используются обычно различные штриховки, крапы и пр. В отношении же интрузивных пород (а иногда и эффузивных, главным образом наиболее молодых) различные яркие раскраски до сих пор применяются для их подразделения по составу (красные — для кислых, темно-зеленые — для основных, лиловые — для ультраосновных пород и т.п.), тогда как возрастное положение соответствующих магматических образований передается оттенками и разной интенсивностью соответствующих основных цветов (а также индекса-

ми). Это отклонение от соблюдения основного возрастного критерия можно считать "реликтом" первоначального вещественного принципа, который сохраняется на современных геологических картах отчасти вынужденно — в связи с трудностью точной датировки интрузивных тел, отчасти же умышленно — для более наглядного и контрастного по отношению к "фону" окружающих пород изображения магматических образований.

Отклонением от другого основного принципа составления геологических карт — показа на них горных пород, выходящих на поверхность, — является все шире практикуемое "снятие" с геологической карты наиболее молодых, четвертичных отложений, поскольку последние в виде более или менее мощной пленки присутствуют почти повсеместно и тем самым маскируют распространение подстилающих их "коренных" образований. На новейших обзорных мелкомасштабных геологических картах территории СССР четвертичный покров "снят" даже на тех территориях, где его мощность измеряется сотнями метров, а местами даже превышает 1 км (например, Прикаспийская и Куринская впадины). Снятие с основной геологической карты четвертичного покрова, изображаемого на специальных картах четвертичных отложений, представляет по существу первый шаг к увеличению "глубинности" геологической карты и к "разложению" ее на несколько карт, изображающих геологическое строение уже не только земной поверхности, но и некоторого объема земной коры на различных уровнях.

Вторая половина XX в. характеризуется быстрым ростом потребностей большинства стран в минеральных и энергетических ресурсах и соответственно резким увеличением общего объема различных типов минерального сырья. Это приводит к постепенному исчерпанию выходящих на поверхность или близповерхностных месторождений, диктует необходимость поисков все более глубоко залегающих месторождений и тем самым ставит перед геологами задачу получения надежных и возможно полных данных о глубинном геологическом строении перспективных территорий и земной коры в целом. Естественно, что даже весьма совершенные и детальные геологические карты, рисующие строение тонкой приповерхностной пленки земной коры, по своему существу не могут обеспечить решения этой задачи. Научно-техническая революция последних десятилетий, проявившаяся в геологии в мощном развитии техники глубокого и сверхглубокого бурения, в разработке и внедрении ряда новых, в том числе дистанционных методов исследований, в частности геофизических, геохимических, аэрофото- и космических и пр., создала возможности для получения достаточно достоверной комплексной информации о геологическом строении земной коры на все возрастающую глубину. В связи с этим задачи региональных геологических исследований, и прежде всего геологической съемки, начинают в последнее время существенно изменяться и расширяться в направлении увеличения ее глубинности, т.е. получения информации не только о геологической структуре земной поверхности, но и верхней части земной коры. К задаче составления геологической карты добавляется задача "объемной" геологической съемки исследуемой территории до той или иной глубины.

Надо сказать, что двухмерный, плоский характер тех геологических моделей земной поверхности, какими являются обычные геологические карты, уже давно не в полной мере устраивал геологов, стремившихся получить и отразить в геологической графике более "объемную" картину геологического строения изучаемых территорий. Это стремление в последнее время удовлетворялось (помимо ставшего обязательным сопровождения крупно- и среднемасштабных карт стратиграфическими колонками и геологическими профилями и "снятия" с геологических карт четвертичного покрова) также наложением на геологическую карту стратонизогипс некоторых горизонтов, например поверхности складчатого фундамента, или изопахит перекрывающего его "чехла", приведением разрезов глубоких буровых скважин и пр. Однако такое частичное, фрагментарное отражение на геологических картах данных о строении какой-либо территории на глубину ныне является уже явно недостаточным, так как дает лишь отрывочные, нередко случайные сведения о "глубинной" геологической структуре района, а не систематическое и полное (хотя и неизбежно схематичное) объемное представление о ней. Думается, что в настоящее время назрела насущная необходимость постепенного перехода от традиционного геологического картирования, т.е. от создания двухмерных плоских моделей земной поверхности, к объемной геологической съемке, т.е. к созданию объемных моделей геологической структуры сперва верхней части земной коры отдельных территорий, а в перспективе — и всей земной коры и литосферы. Эта задача перехода к объемной геологической съемке как одна из главных задач геологии на современном этапе была недавно подчеркнута К.И. Хитаровым.

В последние годы в некоторых перспективных на минеральное сырье районах Советского Союза поставлены работы по средне- и крупномасштабной объемной (глубинной) съемке, имеющие пока экспериментально-методический характер. В частности, в течение 10 лет подобные работы проводились геологами Московского университета в различных по геологическому строению районах Центрального Казахстана. При проведении объемной съемки данные детального геологического картирования земной поверхности с помощью материалов бурения и геофизических исследований последовательно экстраполируются на все большие глубины, составляющие на нынешнем этапе для крупномасштабных карт несколько сотен метров — максимум 1 км, а для некоторых мелкомасштабных карт глубинных срезов — 5—7 км. При этом по мере последовательного перехода к большим глубинам выявляемая картина геологического строения неизбежно становится все более схематичной и менее определенной и достоверной. В дальнейшем в связи с получением более полного материала бурения и повышением качества геологической интерпретации дистанционных (геофизических, геохимических и пр.) данных о структуре и составе недр глубинность и степень достоверности моделей геологического строения, создаваемых при крупномасштабной объемной съемке, будет возрастать.

По всей вероятности, в ближайшее десятилетие глубинные регионально-геологические исследования будут все шире входить в практику геологической службы многих стран и геологическое картирование земной поверхности будет постепенно трансформироваться в объемную

съемку верхней части земной коры, причем нижняя граница части литосферы, подлежащей систематическому региональному изучению, будет все более понижаться.

В каких же формах может и должна представляться и суммироваться геологическая информация, получаемая при проведении объемной съемки? На этот вопрос пока трудно дать уверенный и полный ответ. Очевидно, формы представления этих данных могут быть различными и оптимальные способы будут найдены при практическом осуществлении объемной съемки.

Одним из способов представления информации о глубинном строении того или иного участка земной коры, наиболее традиционным, привычным для геологов, может быть сопровождение основной геологической карты большим количеством колонок, вертикальных геологических разрезов, построенных по взаимопересекающимся направлениям, а также дополнение ее целым комплектом или атласом специальных карт, изображающих особенности геологического строения района на различных глубинах. Одним из типов таких карт являются серии геологических карт с последовательно "снимаемыми" все более древними отложениями, например кайнозойскими, мезозойскими, палеозойскими и т.д. В качестве примеров можно привести широко известную серию "палеогеологических" карт, составленных в 60—70-е годы геологами ВСЕГЕИ для Восточно-Европейской (Русской) платформы (в масштабе 1: 5 000 000), а также аналогичные карты территории Польской Народной Республики и пр. Наиболее выразительными подобные карты оказываются в тех случаях, когда на них "снимается" комплекс отложений, перекрывающий поверхность стратиграфического или углового несогласия.

Другим известным типом дополнительных карт являются структурные карты по различным горизонтам в стратоизогипах, третьим типом — карты мощностей отдельных комплексов в изопакитах, четвертым — геологические карты горизонтальных срезов, проведенных на различных глубинных уровнях — от долей километра до нескольких или даже многих километров. Примерами подобных, относительно мелкомасштабных карт могут служить составленные украинскими геологами и опубликованные в последние годы интересные геологические карты срезов на глубинах —3, —5, —7 км для Днепровско-Донецкой впадины, Крыма, Северного Причерноморья, Предкарпатья и советской части Карпат. Геологические карты глубинных срезов и вертикальные профили могут дополняться также различными блок-диаграммами. Возможно, что для большей выразительности будут создаваться стереоскопические блок-диаграммы, голограммы и пр.

Недостатком всех подобных способов изображения данных о глубинном или объемном геологическом строении тех или иных участков земной коры является неполный, выборочный характер информации на них. Можно предполагать поэтому, что будут найдены те или иные формы более полного представления данных о геологической структуре в объеме. Таким способом может стать, в частности, создание разъемных макетов геологической структуры отдельных "призм" земной коры (соответствующих планшетам геологической карты), изготавливаемых, например, из прозрачных подкрашенных материалов.

Полная информация о геологическом строении этих "призм", по-видимому, будет храниться в закодированной цифровой форме в памяти ЭВМ подобно тому, как это уже сегодня делается в ряде стран для хранения и анализа материалов обычного геологического картирования. Создается возможность быстрого "машинного" построения геологических разрезов по любым заданным направлениям, структурных и изопахических схем, геологических карт-срезов для различных глубин и карт с теми или иными "снятыми" комплексами, изображений сети разрывных нарушений, систем магматических тел, размещений фаций метаморфизма в любых заданных сечениях и в объеме всей заснятой призмы земной коры и т.д.

Можно предвидеть, что по мере того, как объемной геологической съемкой будут охватываться все более глубокие части земной коры, сложенные в значительной мере магматическими и метаморфическими породами, претерпевшими после своего возникновения значительные, подчас неоднократные структурные и вещественные преобразования, в общей характеристике "снимаемых" комплексов вновь возрастает роль их вещественного состава, которая была ведущим критерием на первом этапе геологического картирования (в XVIII в.), а на втором этапе отошла на задний план, уступив место возрасту пород. Критерий возраста геологических формаций несомненно не утратит своего важного значения и на третьем этапе геологической съемки — этапе объемного геологического моделирования, однако само понятие возраста станет более сложным и многозначным, включив в себя не только время возникновения пород, но и время последующих преобразований их состава и структуры под влиянием динамических, магматических, термических и других воздействий.

* * *

Таким образом, содержание геологических карт и регионально-геологических исследований, проводимых с целью их составления (геологические съемки), претерпевало в течение последних 200 лет значительную эволюцию. На заре геологической науки, в XVIII в. создавались геогностические карты, являвшиеся двухмерными плоскими петрографическими моделями. После открытия палеонтологического метода установления возраста и корреляции отложений, а также внедрения его в практику регионально-геологических исследований в XIX—XX вв. стали создаваться более совершенные геологические карты, являвшиеся двухмерными геолого-стратиграфическими моделями. В основу их составления был положен возраст пород, что для слоистых комплексов позволило даже при изображении их на плоскости достаточно выразительно отобразить объемную геометрию их структуры.

Наконец, в последние десятилетия XX в., в связи с возросшими запросами практики к изучению все более глубоких частей земной коры и новыми техническими возможностями, предоставляемыми геологам научно-технической революцией, двухмерная, плоская геолого-стратиграфическая модель — геологическая карта как главный результат геологической съемки начинает преобразовываться в объемную вещественно-историческую модель геологического строения целых призм земной коры (до определенных, постепенно возрастающих

глубин). Информация о геологическом строении этих призм может быть представлена в графической форме в виде разнообразных плоских изображений, в макетной (объемной) форме или закодирована в виде системы цифр, хранящихся в памяти ЭВМ.

УДК 550.34.01:551.24

Н.Л. Добрецов

БУДУЩЕЕ ГЕОЛОГИИ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПЕТРОЛОГА

Правильно оценить перспективы развития геологической науки в целом, ее будущее — чрезвычайно важно. От этого зависит перспективность того или иного частного направления в геологии. Если оно лежит в русле главного направления, то будет развиваться интенсивно, если — в боковой ветви (в данных конкретных условиях), то даже талантливые частные работы или чрезвычайные организационные меры не помогут такому направлению внести существенный вклад в развитие науки. Правда, здесь необходимы уточнения и оговорки, но главное — перспективность конкретного направления — остается зависимым от генерального направления развития науки. С другой стороны, правильно оценить генеральное направление развития геологии чрезвычайно трудно, поскольку геология, как и другие естественные науки, очень дифференцировалась. Существует опасность, что каждый специалист будет преувеличивать значение своей узкой отрасли геологии. Даже более широкие специалисты, скажем тектонисты или петрологи, как правило, недостаточно знают достижения смежных наук, например: тектонисты — достижения в области геохимии или геофизики.

Для преодоления этих трудностей, во-первых, надо правильно акцентировать уже имеющиеся генеральные тенденции, во-вторых, искать ту отрасль геологии, в которой наиболее естественно сочетаются различные направления геологии и которая лучше "вписывается" в генеральную тенденцию развития науки.

Для оценки генеральной тенденции развития геологии в настоящее время важны два момента: 1) изучение геологии океанического дна и переход к глобальному охвату геологических явлений в масштабе всей Земли, приведший к появлению моделей тектоники плит, или новой глобальной тектоники; 2) изучение Луны и других планет Солнечной системы благодаря развитию космической техники, что привело к появлению сравнительной планетологии. В будущем эта тенденция еще более усилится и геология станет частью космологии. На широких международных форумах наряду с физиками или биологами в широком смысле этого слова будут присутствовать космологи, специализирующиеся или по Земле (т.е. бывшие геологи), или по астероидам, или по планетным системам иных звездных систем и т.д.

Если эта тенденция намечена правильно, то с позиций этой тенденции можно оценить перспективы и области применения традиционных методов и направлений в геологии. Основными методами собственно

геологических и тектонических исследований являлись структурные и структурно-формационные методы, основанные на полевых визуальных наблюдениях и общегеологическом или специализированном картировании. Уже для дна Мирового океана эти методы оказались мало пригодными, а для изучения планет практически не использовались. На смену этим методам для названных объектов приходят дистанционные морфометрические методы, основанные на наблюдениях и фотогафрировании поверхности космических тел. Для континентальных сегментов Земли они дали существенную дополнительную информацию, в частности подняли проблему крупных кольцевых структур, но мало приспособлены для изучения дна Мирового океана, а также поверхности планет типа Венеры или планет-гигантов (Сатурн, Юпитер). Для дна Мирового океана большое значение будет иметь дальнейшее развитие техники подводных аппаратов типа "Пайсис", но вряд ли они достигнут того значения, как аэрокосмическое фотодешифрирование континентальной поверхности. Для аналогичного исследования поверхности Венеры, а тем более Сатурна и Юпитера, трудностей еще больше.

Тем не менее в изучении строения и происхождения дна Мирового океана, Луны, в меньшей степени Венеры достигнуты большие успехи даже без применения традиционных структурных и структурно-формационных методов. Особенно показателен в этом отношении пример Луны. Для ее исследования использован дистанционный морфометрический метод (фотографии с помощью телескопов, затем с космических аппаратов), методы изучения вещественного состава (геохимия, включая изотопную геохимию, минералогия, петрология), в меньшей мере геофизические методы. Уже первые результаты, полученные при исследовании вещественного состава лунных пород комплексом разнообразных методов, дали гораздо больше сведений о происхождении и развитии Луны, чем ее длительное морфометрическое изучение. В настоящее время ранняя история Луны и ее общая геологическая эволюция известны лучше, чем для Земли [2, 16].

Таким образом, на первый план при изучении планет и значительной части Земли (дна Мирового океана) выдвигается комплекс методов, принадлежащих к геохимии, минералогии и петрологии. Из них геохимические методы были наиболее тесно связаны с космогеологией; и по существу геохимия уже давно стала частью космохимии [4]. Об этом говорят, в частности, такие издания, как "Geochimica et cosmochimica acta", и многочисленные монографии. Это было возможно благодаря изучению метеоритов, а также спектральным и другим дистанционным методам исследования состава Солнца, Юпитера, Сатурна и других планет, которые особенно усилились в последние годы в результате непосредственного изучения вещества Луны, Венеры, Марса. Но и в ранний период трудно переоценить сравнение состава метеоритов с составом Солнца и планет. Оно привело к появлению метеоритной гипотезы о тождестве или принципиальном сходстве метеоритного вещества и вещества Земли, что в свою очередь позволило оценить состав внутренних оболочек Земли, оценить тепловой поток и ряд других геофизических эффектов, которые в общем совпали с ожидаемыми. В качестве модели для сравнения использовались хондриты [5]. Сейчас предлагается внести ряд уточне-

ний, например, взять за основу сравнения другой класс метеоритов — углистые ахондриты I-го класса, которые претерпели наиболее простую термическую историю, отличаются высоким содержанием летучих компонентов и, скорее, отражают первичный (средний) состав Земли [6]. Другие уточнения вытекают из новых данных, полученных для Луны и Венеры, или из более точных геофизических измерений (особенно это касается ядра), но все они принципиально не меняют ситуацию. Метеоритная гипотеза состава Земли и других планет земной группы остается явно предпочтительной (например, по сравнению с гидридной гипотезой [14]), т.е. основой наших знаний о составе внутренних оболочек Земли. Роль геохимических и космохимических исследований в дальнейшем может только возрастать.

Минералогия в космическом аспекте долгое время ограничивалась изучением минералогии метеоритов и в этом отношении имела, пожалуй, меньшее значение, чем космогеохимия метеоритов. Но и здесь было и остается много проблем, имеющих общепланетарное значение, например проблема алмазов в метеоритах, происхождение оливиновых хондр, сложная термическая история многих метеоритов, фиксируемая по особенностям состава и соотношениям минералов в метеоритах, и т.д. Крупный сдвиг в космической минералогии произошел после изучения лунных образцов. В них, с одной стороны, установлен минеральный состав, принципиально сходный с земными базальтами, габбро и анортозитами, с другой — найдено много новых минералов (например, окислов) или необычных особенностей состава минералов, которые свидетельствуют о специфике лунного минерало- и породообразования, таких, как условия вакуума на поверхности, очень низкий окислительный потенциал, высокие температуры расплавов и т.д.

Наконец, существенно возросла роль глобальной или общепланетарной петрологии. Петрология и раньше рассматривалась как отрасль геологии, способная объединить данные геологии, геохимии и минералогии, чтобы построить вероятную физико-химическую модель процесса. Но использовалась петрология и петрологические методы преимущественно по отношению к отдельным породам или группам пород. Например, долго обсуждалась вероятная модель образования гранитов — наиболее распространенных пород континентальной земной коры. Современные модели образования гранитов еще далеки от желаемого совершенства и точности, но в их основе лежат твердые факты неперменного участия силикатного (часто высоководного) расплава, полученные, например, при изучении расплавных включений в гранитах и мигматитах.

В последние годы петрология все чаще применяется для создания моделей глобального характера, например для выяснения происхождения "континентальной" и "океанической" коры Луны, базальтовой коры океанов Земли Рингвуда, ранней протоконтинентальной коры Конди. В основе представлений об океанической коре лежит модель формирования офиолитов и экспериментальные данные о выплавлении базальтов из перидотитовой (пиrolитовой) мантии [6, 7]. Петрологические модели используются и при обсуждении происхождения Земли в целом, выделения в ней ядра, динамики этого процесса сравнительно с Венерой и другими планетами [13]. При этом для большинства

названных глобальных моделей на первое место выдвигаются модели образования базальтов (а не гранитов), поскольку именно базальты слагают большую часть внешних оболочек Земли, Луны и, вероятно, Венеры и Марса.

При обсуждении значения петрологии уместно отметить, что петрология уже давно подразделяется на две ветви, которые вслед за В.С. Соболевым можно назвать геологической, или формационной, петрологией и минералогической петрологией. Опыт работы в той и другой ветви петрологии убеждает меня в том, что формационная петрология является весьма эффективным аппаратом изучения картируемых совокупностей горных пород, особенно в континентальных сегментах Земли, а минералогическая петрология может иметь и более широкое значение.

На первый взгляд кажется, что формационная петрология не пользуется широким признанием за рубежом, в частности в англоязычных странах. Однако это, вероятно, неточно. Следует напомнить, что сам термин "формация" (formation) пришел к нам из английского языка, но иногда его неточно переводят как "свита" или "серия пород". Фактически на реальных картах, изданных в США или Канаде, в качестве формаций выделяют любой различимый и картируемый комплекс пород, внутренне однородный или трудно расчленимый (в масштабе карты). Среди таких комплексов (формаций), называемых конкретными географическими названиями, присутствуют также плохо стратифицированные комплексы, такие как офиолиты, гранито-гнейсы, меланж (например, францисканская формация) и т.д., близкие к понятию магматической или метаморфической формации в нашем понимании. Более того, обобщенные ассоциации магматических пород, выделенные еще Р. Дэли, а затем более детально охарактеризованные Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [21], весьма близки по объему и содержанию к типовым магматическим формациям по Ю.А. Кузнецову [12]. Для вулканических пород широко используемый, вслед за Х. Куно и А. Мияширо, термин "серия" также близок к понятию "вулканическая формация" или (реже) "серия формаций". Во всех таких случаях имеются в виду закономерные ассоциации пород, слагающие картируемые геологические тела, а наблюдаемые различия в подходах во многих случаях не имеют принципиального значения. Например, в отечественной литературе на первых порах отдавалось предпочтение тектоническим критериям при выделении формаций, но в последние годы произошел явный возврат к структурно-вещественным критериям, что сблизило наши "формации" с "ассоциациями" или "сериями" пород в английской литературе.

Таким образом, выделение и картирование формаций (ассоциаций, серий) пород представляет ту реальную геологическую основу, которая, с одной стороны, отражает структурно-вещественную неоднородность земной коры, с другой — позволяет перейти к построению физических или физико-химических моделей формирования конкретных геологических тел (формаций).

Но при построении таких моделей невозможно обойтись без минералогической петрологии. В основе последней лежит использование закономерных ассоциаций минералов (часто не любых, а только характерных или специфических) и их зависимостей от физико-хими-

ческих условий минерало- и порообразование. На этом основан принцип фаций магматических и метаморфических пород в понимании П. Эскола — В.С. Соболева [23], парагенетический анализ минералов, глубоко развитый Д.С. Коржинским [10], анализ кристаллизационной дифференциации магматических пород и т.д. Эти методы наиболее близки к физико-химическим; они включают, по крайней мере частично, собственно геохимическую информацию, поэтому их нередко называют физико-химической или химической петрологией [8]. Методы и результаты минералогической (физико-химической) петрологии применимы не только к конкретным формациям, но и к некартируемым телам (например, к метеоритам или к отдельным образцам лунных пород) или, наоборот, к более крупным телам, например к оболочкам Земли или Луны либо к планетам в целом. В этом смысле минералогическая петрология имеет более широкое значение, а с учетом общей космологической тенденции она может стать ведущей ветвью петрологии. Но этого противопоставления, скорее всего, не произойдет, так как уже сейчас, особенно в лучших петрологических работах, наблюдается отчетливая тенденция слияния формационной (геологической) и минералогической петрологии. Действительно, наиболее точные и эффективные модели можно построить только с использованием геологической и минерало-геохимической информации.

Что касается геофизики, то мне трудно оценить направление развития этой отрасли геологических знаний. Ясно, что без геофизики изучение глубинных зон Земли и других планет, а также создание глобальных моделей их строения невозможно, и эти направления геофизики будут развиваться. Еще одна тенденция мне представляется несомненной и очень важной. Она заключается во все более тесном взаимодействии, а порой и в слиянии петрологии и "большой геофизики", т.е. физики Земли. Геофизическая лаборатория института Карнеги в Вашингтоне проводит экспериментальные исследования, которые, с нашей точки зрения, являются в основном петрологическими. Геофизик и геохимик А. Рингвуд публикует работу "Состав и петрология земной мантии". В своих обзорных петрологических работах [6, 7] мне пришлось широко использовать обобщающие геофизические работы и модели [1, 3, 15, 19, 22]. В упомянутых геофизических монографиях, в свою очередь, все более широко используется петрологическая информация.

Конечно, геофизика наиболее близка к физико-математическим наукам, в том числе и в отношении математического обеспечения. Но и в петрологии больше, чем в остальных областях геологии, используются математические методы и ЭВМ при постановке и решении задач как физико-химической, так и физической (чаще теплофизической) направленности [9, 11, 24, 25].

Из приведенного обзора следует важный вывод о том, что петрология может оказаться той платформой, в которой наиболее естественно сочетаются разные направления геологии и которая лучше всего "вписывается" в генеральную тенденцию развития нашей науки. Конечно, в этом выводе содержится опасность, о которой говорилось в самом начале, но есть и много объективных доводов в его пользу [6]. Действительно, геологическая петрология тесно смыкается

с геологией и тектоникой и использует общие с ними методы (картирование, структурный анализ); минералогическая петрология основана на минералогической, в меньшей мере (пока!) — на геохимической информации, но использует свои методы (парагенетический и фациальный анализы и другие модификации физико-химических методов); она широко применяет эксперимент и расчеты и тесно переплетается с физикой Земли, что облегчается, в частности, сравнительно высокой степенью её математизации. Возрастание относительной роли "вещественных" методов при изучении Земли и других планет, тесное слияние петрологии с геохимией и минералогией, а также направленность петрологии на построение физико-химических задач и физических моделей могут определить ее центральное положение в ряду геологических наук.

Таким образом, тенденция превращения геологии в планетологию и часть космологии приведет к возрастанию роли петрологии, ее тесному взаимодействию с геофизикой и к высокой степени математизации, на базе которых станет возможным построение общей теории строения и развития Земли и других планет.

А как же быть с тектоникой, которая сейчас является главной теоретической базой геологии? Я думаю, что тектоника в узком смысле как наука, занимающаяся деформациями на Земле и других планетах, все более будет сливаться с геофизикой и механикой (т.е. превращаться в тектонофизику); тектоника как теоретическое обобщение геологических наук будет все более приобретать вещественный оттенок, т.е. превращаться в "петрологическую тектонику", наконец, тектоника, основанная на изучении осадочной оболочки Земли, сохранив свое высокое значение для Земли, потеряет такую роль в рамках планетологии.

Выше говорилось в основном о теоретических основах геологии. С практическими приложениями ситуация несколько иная. Несомненно, для жизнедеятельности человечества осадочная оболочка неопределенно долго сохранит свое главнейшее значение и как часть биосферы, и как вместилище важнейших полезных ископаемых, таких, как нефть, газ и уголь. Их ведущая роль определяет и наиболее интенсивное развитие таких отраслей, как нефтяная геология, литология и седиментология, стратиграфия и палеонтология. Но по мере истощения запасов горючих ископаемых и перехода к атомной энергии их роль будет падать. Вероятно, появятся другие важнейшие практические задачи. Поэтому прикладные ветви и методы геологии будут непрерывно меняться и, видимо, умножаться. Именно это своеобразие и разнообразие практических задач, связанных со спецификой используемых объектов (поверхностных слоев доступных планет) и спецификой жизнедеятельности человека, никогда не сведет геологию к сумме физических и физико-химических методов и результатов.

Отметим некоторые проблемы, которые могут оказаться важнейшими с точки зрения будущего развития геологии.

1. Механизм образования Земли и других планет, обуславливающий ранние стадии их развития. Наиболее распространенная гипотеза О.Ю. Шмидта о медленной холодной аккреции из пылевидного облака и постепенном разогреве Земли обнаруживает существенные проти-

воречия как с космогонической точки зрения [26], так и с геологической [7]. Изучение ранних этапов формирования Луны и древнейших событий геологической истории Земли убедительно свидетельствуют о горячем состоянии земной коры на ранних этапах ее существования. Она остыла, вероятно, только к рубежу 3,8 млрд. лет. Все более древние даты, возможно, не сохранились из-за высокой температуры поверхности.

2. Ранние стадии геологической истории Земли — ее периодизация, история выделения ядра и внешних оболочек, петрологические механизмы выделения протокры, формирования Мирового океана. Автор поддерживает гипотезу, что ранняя андезитовая по составу кора формировалась одновременно с образованием океана из первичной мантии, неистощенной, богатой водой и другими летучими компонентами, по способу, сходному с формированием современной океанической коры. Аналогом офиолитов разреза океанической коры могут служить габбро-анортозит-эндербитовые (метадацитовые) серии раннего докембрия [7].

3. Петрологические модели и история эволюции гранитной коры, которая является главной особенностью Земли и служит ее "визитной карточкой". Главным содержанием геосинклиналиного процесса считается превращение океанической коры в континентальную в складчатых областях [20]. В связи с развитием теории тектоники плит предполагается двухэтапное формирование гранитной коры: сначала из мантии в зонах спрединга формируется базальтовая кора; затем эта кора в зонах Беньюфа переплавляется и образует над ними легкоплавкий остаток — андезитовую островную дугу, которая приключается к континенту и образует новую континентальную кору [18, 19]. Однако опыт показывает, что таким способом в лучшем случае формируется "полуфабрикат" — кора промежуточного типа, как, например, в Корякской складчатой области. Формирование кратонов с мощной сиалической корой уже к рубежу 3,7—3,5 млрд. лет, петрологические данные о глубокой эродированности раннедокембрийских платформ, анализ вулканизма и осадконакопления в неогее приводят к выводу, что основной объем континентальной (сиалической) коры сформировался в раннем докембрии — к рубежу 1,9 млрд. лет или ранее [6].

4. Природа крупнейшей глобальной перестройки на Земле на рубеже 1,8—1,9 млрд. лет. Возможно, эта глобальная перестройка сходна с перестройкой на рубеже 3,5—3,75 млрд. лет и в начале мезозойской эры (0,2 млрд. лет), когда начали формироваться современные океаны. Неизвестна связь этих и других крупных активизаций в истории земной коры с глубинными процессами — изменениями характера выделения ядра или с перестройкой глубинных конвективных течений, их природа и характер [17, 18]. Несомненно, что эти рубежи являются крупнейшими тектоническими и, что еще особенно важно, металлогеническими эпохами.

5. Разработка системы взаимосвязанных моделей динамики Земли на петрологической основе, которая будет более гибкой, чем догматизированная тектоника плит. Узловой и одновременно наиболее дискуссионный момент современной тектоники плит — это тезис о субдукции и связанные с ним проблемы андезитового вулканизма

далеко от палеозон Беньофа, формирования глаукофансланцевых поясов и др. [7]. Еще менее известна применимость тектоники плит или ее модификаций в глубь геологической истории.

Если считать офиолиты фрагментами древней океанической коры и признаком действия механизма тектоники плит, то типичные офиолиты начали формироваться позже 1,8 млрд. лет, сменив коматиитовые серии. А каков был стиль тектонического развития до 1,9 млрд. лет?

* * *

Важным элементом названной выше системы должна явиться разработка моделей глубинного (мантийного) магматизма, который несомненно является ведущим механизмом дифференциации внешних оболочек Земли. В первом приближении их разнообразие было сведено автором к трем вариантам, названным моделями анатексиса, синтексиса и паратексиса [6, 7]. Эти модели, особенно две последние, нуждаются в экспериментальном и теоретическом моделировании, что позволит приблизиться к выяснению генезиса конкретных магматических формаций. Аналогичную систему моделей необходимо построить для разных типов метаморфизма.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1980.
2. *Богатыков О.А., Дмитриев Ю.И.* Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
3. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 374 с.
4. *Вернадский В.И.* Очерк геохимии. М.: Геоліздат, 1934.
5. *Виноградов А.П.* Метеориты и земная кора. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, N 10, с. 5—27.
6. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
7. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 220 с.
8. *Жариков В.А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.
9. *Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А.* Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск: СибГеохи, 1971. 385 с.
10. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
11. *Краева А.Г., Добрецов Н.Л.* Общая теория фазовых превращений в многокомпонентных системах. — В кн.: Математическая геология. Л.: Наука, 1979.
12. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
13. *Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Физико-химическое обоснование возможного состава ядер Земли и Венеры. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976. 243 с.
14. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 101 с.
15. *Магницкий А.В.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
16. *Мэйсон Б., Мелсон У.* Лунные породы. М.: Мир, 1973. 165 с.
17. *Мясников В.П., Фадеев В.П.* Модели эволюции Земли и планет земной группы. — В кн.: Итоги науки и техники. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1980, т. 5.
18. *Океанология. Геофизика океана. Т. 2.* Геодинамика. М.: Наука, 1980. 416 с.
19. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
20. *Тектоника Северной Евразии/Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина.* М.: Наука, 1980. 220 с.
21. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
22. *Ушаков С.А.* Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1974. Т. 1. Строение и развитие Земли. 270 с.
23. *Фашии метаморфизма/Добрецов Н.Л., Ревертатто В.В., Соболев В.С. и др.* М.: Недра, 1970. 430 с.
24. *Шарапов В.Н., Голубев В.С.* Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 238 с.

25. Шаратов В.Н., Калинин А.С., Васильев Э.Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока. — Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 3—10.
26. Энеев Т.М. Новое в проблеме формирования Солнечной планетной системы. — В кн.: Тез. докл. Проблемы движений и структурообразование в коре и верхней мантии. М.: Изд-во МГУ, 1983, с. 3.

УДК 552.3:551.24

О.А. Богатииков, М.С. Марков

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ — ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ

Несмотря на успехи теоретической геологии, многие аспекты ранней геологической истории Земли все еще не выходят за рамки интуитивных предположений и, естественно, вызывают многочисленные дискуссии. В то же время изучение ранних стадий развития Земли несомненно имеет огромное научное значение. Здесь нам хотелось бы остановиться лишь на некоторых проблемах магматизма и тектоники раннего докембрия.

Начало истории эволюции земного вещества тесно переплетается с космогонией. В настоящее время почти все ученые, занимающиеся этой проблемой, считают, что Земля произошла при аккумуляции пылевого облака, остатком которого является межпланетная пыль. Совсем недавно, в результате экспериментов по сбору этого вещества на космических кораблях и высотных самолетах Национального управления по аэронавтике и космического пространства США (NASA) была получена детальная информация о его составе [3, 4]. По составу элементов, минералогии и включений частицы межпланетной пыли (было проанализировано свыше 600 частиц) напоминают наиболее примитивные углистые хондриты. Именно поэтому изучение углистых хондритов, видимо, должно стать отправной точкой изучения эволюции состава Земли.

Напомним, что углистые хондриты — это самые древние метеориты, которые содержат минералы и газы, свидетельствующие о том, что после образования они не нагревались выше 150°C . Распространенность элементов в них близка к солнечной. Следовательно, углистые хондриты являются остатками древнего, а возможно, даже досолнечного вещества. Большая же часть других метеоритов, таких, как железные и каменные, несет на себе отпечаток воздействия высоких температур и давлений.

На рис. 1 показана минералогия углистых хондритов, которые, как известно, делятся на три типа — C_1 , C_2 и C_3 в соответствии с ростом содержания вещества в виде хондр, испытавшего расплавление и уменьшение летучих составляющих. Наибольший интерес представляют углистые хондриты C_1 , которые соответствуют межпланетной пыли. Хондриты C_1 состоят из мелкозернистых минералов, часть которых, по мнению специалистов, конденсировалась из паров. Это, видимо, и есть то протосущество, которое было сконденсировано в первичную Землю.

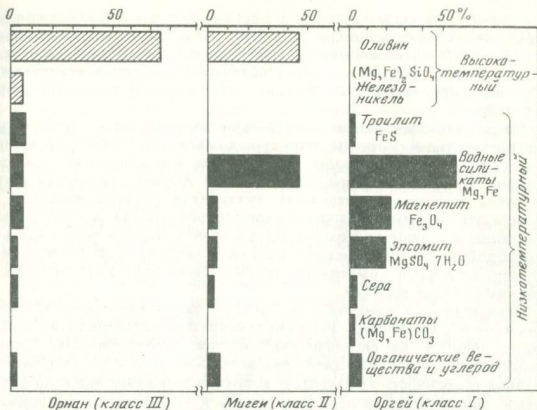


Рис 1. Минералогия углистых хондритов классов C₁, C₂ и C₃ [7]

На рис. 1 видно, что эволюция этого вещества, проявленная в разных типах углистых хондритов, ведет к потере летучих элементов, воды и к обогащению их высокотемпературной фазой, оливином и пироксеном; т.е. с известной долей условности можно сказать, что высокотемпературное преобразование хондритов ведет к появлению оливин-пироксеновой ассоциации, а это в земных условиях, согласно представлениям многих исследователей, отвечает составу мантии, на что следует обратить особое внимание. К решению этого вопроса, как справедливо отмечал еще А. Рингвуд [26], можно подойти двояко: со стороны твердого остатка мантии (при выплавлении из него магмы) и со стороны самого магматического вещества.

В настоящее время почти всеми петрографами признается, что большинство ультраосновных пород как континентов, так и океанов является "реститами", т.е. остатками верхней мантии, из которой выплавилось какое-то количество относительно легкоплавкой фракции. Естественно, что чем меньше выплавилось вещества, тем ближе "рестит" приближается к составу мантии; в то же время чем больше выплавилось вещества, тем ближе расплав приближается к мантии. В идеале хорошо бы найти где-то на Земле мантийную горную породу, никогда не испытавшую частичного плавления, или, наоборот, обнаружить вулканическую горную породу, которая явилась бы результатом полного плавления мантии.

К сожалению, ни с тем, ни с другим случаем в природе мы не имеем дела. Как правило, природа предлагает нам промежуточные варианты. Из ультраосновных плутонических пород ближе всего к составу недеплетированной мантии, как принято сейчас считать, приближается

гранатовый дерцолит, из вулканических пород — ультраосновные эффузивы: меймечиты, пикриты и коматииты. Дело еще осложняется тем, что состав верхней мантии также эволюционирует со временем. Она постоянно обедняется легкоплавкими и летучими веществами; и, по-видимому, нынешняя верхняя мантия существенно отличается от архейской.

Максимальными мантийными выплавками являются ультраосновные вулканы: меймечиты, пикриты, коматииты. Причем последние представляют собой породы, характерные исключительно для докембрия. Р. и М. Вильен [28] в Южной Африке в пределах щита Капваал в составе древнейших вулканитов впервые выделили и изучили эти породы необычного химического состава со скелетными кристаллами оливина. Коматииты оказались неотъемлемой частью докембрийских зеленокаменных поясов. В частности, широкое развитие перидотитовых коматиитов недавно было доказано для зеленокаменных поясов Карелии.

Перидотитовые коматииты по многим параметрам являются уникальными образованиями. Высокая температура плавления этих пород (около 1600°C), их специфический состав, приуроченность только к докембрию — все это ставит ряд вопросов перед исследователями. Главные особенности коматиитов: высокое содержание MgO (до 32%), низкое содержание щелочей, в частности K_2O , и высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$. Теоретические расчеты показывают, что коматииты могут образовываться при 70%-ном плавлении вещества мантии.

Высокую степень плавления вещества верхней мантии подтверждает распределение в древних коматиитах редкоземельных элементов (РЗЭ). Так, при незначительной степени плавления мантии, по крайней мере когда не затрагивается плавлением гранат, коматииты или магнезиальные базальты должны быть обогащены легкоплавкими РЗЭ. Когда же плавлением затрагивается и гранат, а в виде рестита остается оливин, в структуру которого РЗЭ не входят, в расплаве происходит выравнивание распределения РЗЭ, и оно мало чем должно отличаться от хондритового. Для наиболее магнезиальных разностей это как раз и отмечается. Таким образом, можно считать, что из эффузивов к составу мантии наиболее приближаются коматииты. Однако эта проблема, как нам кажется, еще недостаточно разработана и на нее стоит обратить внимание.

Наконец, следующим вопросом по изучению вещества Земли на ее ранних этапах является вопрос о первичных гранитоидах.

Наша планета, судя по имеющимся на сегодняшний день данным по геологии Луны, Марса, Венеры и в меньшей степени Меркурия, представляет собой в некотором отношении уникальный экземпляр планет земной группы из-за сравнительно широкого развития гранитно-метаморфического слоя в составе ее коры. Именно поэтому изучению первых гранитных пород в настоящее время придается особое значение. Появление их знаменует собой важнейший этап в ранней истории Земли — начало формирования континентальной земной коры на существенно базитовой коре.

Следует отметить, что петрохимические и геохимические особенности наиболее ранних гранитов (серых гнейсов) своеобразны. Для них характерны повышенные содержания Al_2O_3 , Na_2O , MgO ,

элементов группы железа, стронция и легких редких земель при пониженных содержаниях K_2O , рубидия, радиогенного свинца. Они характеризуются низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,701—0,703) и низкими значениями $\sigma^{18}O$ [27].

При выборе петрологических моделей образования серых гнейсов мы несомненно должны учитывать те данные, которые были получены при изучении немногочисленных и уникальных пород гранитного состава Луны. Наиболее изученной породой является обр. 12013, доставленный на Землю космическим кораблем "Аполлон-12" из района Океана Бурь [19, 21, 24, 25]. Ее возраст по данным различных методов 4,5—4 млрд. лет.

Характерной особенностью этого лунного "гранита" является высокое содержание К, Rb, Ba, повышенная железистость, пониженное содержание легких редкоземельных элементов, Sr и резко выраженная отрицательная европиевая аномалия. В соответствии с распределением РЗЭ этот гранит не может быть ранней выплавкой, а скорее является остаточным расплавом. В составе лунных пород найдены и другие типы гранитов, к сожалению гораздо хуже изученные.

Нетрудно видеть, что существуют значительные отличия лунного "гранита" и серых гнейсов раннего архея. Прежде всего они заключаются в том, что гранитное вещество Луны представляет собой калиевый гранит с другой петрохимической специализацией, чем серые гнейсы.

Еще сильнее различия древнейших земных и лунных "гранитов" получаются при сравнении особенностей распределения в них редкоземельных элементов (рис. 2). При этом лунные граниты имеют мало общего по геохимии редких земель с серыми гнейсами архея, но в какой-то мере сходны с плагиогранитами офиолитовых комплексов, которые рядом исследователей [8] рассматриваются как производные мантийных выплавок. Ясно, что количество кислых пород на Луне крайне ограничено и не идет ни в какое сравнение с Землей. Но все же следует подчеркнуть, что гранитообразование началось и на Луне, причём 4 млрд. лет назад. Не следует забывать также, что магматическая эволюция Луны прекратилась примерно 3,5 млрд. лет назад. В то же время данные радиометрического возраста древнейших гранитов Земли не превышают 3,7—3,8 млрд. лет. Возможно, будут найдены и более древние граниты, но их будет очень мало.

Можно предположить, что начальные этапы эволюции магматизма планет земной группы были похожими, т.е. существенно базальтовыми. Но затем Земля, в силу своих больших энергетических возможностей, вырвалась в эволюции вперед с образованием кислых, щелочных и других пород, не известных или слабо распространенных на Луне, Марсе и Венере. Так ли это — вопрос, на который надо ответить в ближайшем будущем.

Другой важнейшей проблемой ранней истории Земли является древнейшая тектоника, о которой мы пока очень мало что знаем.

Когда подходят к выяснению особенностей строения и развития земной коры в раннем докембрии, ясно видят специфику, но не могут ее объяснить. Даже наиболее ревностные сторонники тектоники плит вынуждены признать, что этот механизм либо не работал в раннем докембрии, либо отличался большим своеобразием.

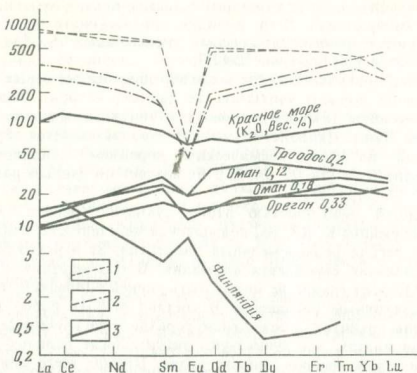


Рис. 2. Нормализованное к хондритам распределение редкоземельных элементов в лунном обр. 12013, в океанических плагиогранитах и в архейских трондjemитах

1 — основная масса черной брекчии обр. 12013; 2 — основная масса серой брекчии обр. 12013; 3 — океанические плагиограниты и архейские тоналиты

Рассматривая структуры раннего докембрия, мы еще кое-что знаем о структурной расчлененности древних щитов на уровне 3,5—2 млрд. лет, который охватывает время существования зеленокаменных поясов — первых отчетливо выраженных линейных структур Земли. Предельно ясно их дискордантное залегание по отношению к окружающим сиалическим блокам. Правда, во многих случаях, например в поясе Барбертон, эти соотношения стертые более поздней гранитизацией, проявленной как в пределах сиалических блоков, так и в краевых частях зеленокаменных поясов.

К выяснению природы зеленокаменных поясов можно подходить с разных позиций. В частности, чрезвычайно интересно было бы попытаться оценить их первоначальную ширину, ибо в современной структуре они представляют собой узкие, сильно сжатые моноклинали или узкие зоны интенсивно сжатых крутых изоклинальных складок, напоминающие офиолитовые сутуры в фанерозойских складчатых областях. Этот вопрос можно выяснить разными методами.

Прежде всего перспективны палеомагнитные исследования. Но на сегодняшний день объем данных по палеомагнетизму докембрийских комплексов очень ограниченно и проведенные исследования не дают однозначного ответа на поставленные вопросы. Так, для зеленокаменных поясов Западной Австралии (блок Ийлгарн) они как будто показывают, что их первоначальная ширина не могла быть большой и вряд ли достигла нескольких сотен километров. В то же время для Африки были получены прямо противоположные данные. Однако [22] количество таких определений незначительно, а возможные ошибки палеомагнитного и геохронологических методов настолько велики,

что эти данные можно рассматривать лишь как сугубо предварительные.

К оценке первичной ширины зеленокаменных поясов можно попытаться подойти и с других позиций. Мы знаем, что современные океаны часто сопровождаются зонами пассивных континентальных окраин, палеоаналогами которых являются миогеосинклинальные зоны складчатых областей фанерозоя. Если с этой точки зрения провести анализ зеленокаменных поясов, то выяснится, что в большинстве из них таких образований нет. В то же время в ряде зеленокаменных прогибов они известны. Так, они описаны Дж. Саттоном [15] к югу от пояса Лимпопо в Южной Африке и В.С. Федоровским [17] в пределах Патомского нагорья. Как правило, такие комплексы сочетаются с наиболее молодыми, нижнепротерозойскими зеленокаменными поясами.

Природу зеленокаменных поясов можно оценить и по характеру выполняющих их магматических формаций. Однако приводимые на этот счет данные в разных работах также не сходятся между собой. Согласно одним исследователям, зеленокаменные пояса выполнены бимодальными вулканическими ассоциациями [5]. В этом случае данные структуры рассматриваются как рифтовые зоны в протоконтинентальной коре. Согласно построениям других исследователей [11], для вулканических формаций зеленокаменных поясов, особенно в верхних частях их разрезов, характерно широкое развитие известково-щелочных, последовательно дифференцированных серий. В этом случае обсуждаемые структуры сравниваются с островными дугами.

При любых попытках выяснения природы зеленокаменных поясов и поисках их аналогов в более поздней истории Земли мы должны учитывать их специфику, которая заключается в обилии коматиитовых расплавов и в отсутствии в их разрезах ультращелочных комплексов, столь часто встречаемых в более поздних континентальных рифтах.

По-видимому, прав был А. Гликсон [4], который писал, что "расхождения в представлениях о природе и эволюции зеленокаменных поясов возникают не только благодаря тому, что одни исследователи подчеркивают их сходство с более молодыми системами, а другие, наоборот, различия, но в значительной мере и за счет заметного разнообразия самих зеленокаменных поясов" (с. 265).

Известны многочисленные попытки дать классификацию зеленокаменных поясов: это "первичные" и "вторичные" зеленокаменные пояса А. Гликсона [4], четыре типа зеленокаменных поясов, выделенных Е.В. Павловским [13] и др.

Очевидно, дальнейшее изучение зеленокаменных поясов, их классификация и выяснение их природы составляет одну из важнейших задач изучения ранней истории Земли.

Особенностью этого этапа развития Земли также является специфика сиалических блоков, ограничивающих структуры зеленокаменных поясов. Дело в том, что, с одной стороны, они несут в себе черты стабильных структур (в их пределах накапливаются отложения протоплатформенного чехла — ятулий на Балтийском щите и меденосные формации удоканского типа на Алданском массиве), с другой — стабилизация этих структур была далеко не совершенной: здесь идет интенсивное гранитообразование, гранитизация и метаморфизм, кото-

рые охватывают не только породы фундамента, но и отложения прото-платформенного чехла [16]. Таким образом, рассматриваемый этап развития Земли можно было бы назвать дократонным, и выяснение причин такой мобильности земной коры несомненно позволило бы понять специфику ранней истории нашей планеты.

Перейдем теперь к реставрации более ранней истории Земли — к раннему архею; однако здесь мы до сих пор сталкиваемся с многочисленными вопросами, ответа на которые пока нет. Ясно только одно, что самый ранний этап развития Земли очень своеобразен, недаром разные исследователи выделяют его под разными названиями: лунный и нуклеарный этапы Е.В. Павловского [12], пермобильный этап Л.И. Салопа [14], формативная фаза А. Гудвина [20] и многие другие.

Известно, что основная часть (около 70%) континентальной коры была сформирована в сравнительно короткий промежуток — между 3—2,6 млрд. лет, т.е. в конце архея. Этот рубеж оказался весьма специфичным в развитии Земли, так как именно к нему приурочены многие переломные моменты в ее истории. Это и резкое изменение отношения K/Na в осадочных породах, и изменение первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, время массового развития зеленокаменных поясов, и появление первых достоверных осадочных формаций шельфов и континентальных склонов, а также многое другое.

В то же время остается неясным, что же происходило в то время на поверхности нашей планеты за пределами континентов и какие структуры в этот момент там существовали. С решением данного вопроса тесно связана проблема первого появления в истории Земли настоящих офиолитовых комплексов. Известно, что до сих пор в архейских комплексах мы не знаем полных разрезов офиолитовых ассоциаций. Отдельные члены такого комплекса действительно присутствуют в разрезах архея. Часто это ассоциации ультраосновных пород и метаморфизованных базальтов. Однако при этом почти полностью отсутствуют породы кумулятивной серии, представленные в офиолитовых ассоциациях фанерозоя сложной серией кумулятивных габброидов и ультрабазитов. Сейчас можно уверенно говорить о том, что типичные офиолитовые ассоциации обнаруживаются начиная с позднего протерозоя.

С обсуждаемым вопросом тесно связана еще одна особенность магматизма раннеархейских комплексов. Специальные геохимические и петрохимические исследования основных пород архея Алданского щита, проведенные В.М. Моралевым [11], показали, что в одних разрезах встречаются базальты, характерные для разных геодинамических обстановок современной Земли. Иными словами, составы базальтов архейских разрезов Алданского щита попадают в поля базальтов современных океанов, островных дуг и континентов.

Следует отметить, что такое разнообразие составов базальтов вряд ли может быть обусловлено привнесом или выносом отдельных элементов при процессах метаморфизма, ибо эти процессы должны были сдвинуть их составы в одну и ту же сторону. С чем связано такое разнообразие базальтов в разрезах архейских толщ — неизвестно, и можно лишь предположить возможные причины такой специфики петрохимии архейских пород.

Одна из них заключается в том, что мы имеем здесь дело с разновозрастными образованиями, подвергшимися затем единому процессу регионального метаморфизма, который стер первичные геологические взаимоотношения пород. Действительно, в ряде архейских разрезов Становой зоны удалось доказать, что многие прослои метаморфизованных пород основного состава представляют собой более поздние силлы. Видимо, мы еще мало знаем и плохо умеем восстанавливать дометаморфическую историю докембрийских комплексов, которые формировались в течение очень большого интервала времени (около 1 млрд. лет).

Таковую же ситуацию наглядно демонстрирует рис. 3, заимствованный нами из работы Дж. Майерса [23]. Здесь, в районе Фискенессета, оказались смятыми в единую структуру породы, накопившиеся в течение 1—1,2 млрд. лет [18].

Другой возможный вариант объяснения заключается в том, что в результате сложной тектоники метаморфических комплексов архея мы имеем в кажущемся едином разрезе тектоническое совмещение различных комплексов пород, которые первоначально сменяли друг друга по латерали или вертикали. Последние структурные исследования метаморфических комплексов показывают, что в их строении существенную роль играют послойные или субслойные зоны пластического течения вещества, которые, видимо, могут оказаться структурными гомологами надвигов и покровов верхних частей земной коры, где преобладают преимущественно хрупкие деформации [10].

Наконец, другим альтернативным объяснением является то, что на ранних этапах развития Земли геодинамические обстановки были иными, чем в фанерозое; это обуславливалось большим тепловым потоком и более тонкой корой. Как уже отмечалось, в разрезах древних зеленокаменных поясов удивительным образом сочетаются продукты разноглубинных магм; возможно, это связано с тем, что на ранних этапах развития Земли было развито много астеносферных слоев, располагавшихся на разных горизонтах коры и мантии. В результате одновременно существовали разноглубинные магматические очаги, продукты которых попадали в единые разрезы [10]. Этот вариант кажется вероятным и потому, что на ранних этапах развития Земли ее поверхность должна была подвергаться существенной бомбардировке крупными метеоритными телами. Судя по данным о строении поверхности ближайших соседей Земли по Солнечной системе (Луны, Марса, Меркурия и Венеры), такая бомбардировка достигла наибольшей интенсивности на рубеже 4—3,8 млрд. лет. Подсчитано, что энергетический вклад от нее был таков, что он в 3 раза превышал суммарный тепловой поток современной Земли. Несомненно, что часть этой энергии (около 30%) уходила на плавление вещества, создавая близповерхностные магматические очаги.

Из сказанного видно, что особенности строения раннеархейских комплексов могут быть обусловлены разными причинами или их комплексом, однако, какие из них действительно ответственны за эту специфику архейских комплексов, нам предстоит еще решать в процессе дальнейших исследований.

С вопросами геодинамических обстановок земной коры тесно связаны проблемы мощности раннеархейской земной коры и условий

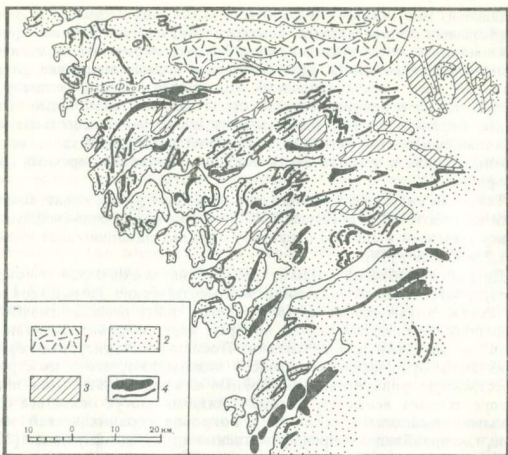


Рис. 3. Геологическая карта района Фискенесет (Юго-Западная Гренландия [23])

1 — порфировидные гранито-гнейсы (граниты Корхут); 2 — гранодиоритовые и тоналитовые гнейсы; 3 — анортозитовый комплекс Фискенесет; 4 — амфиболиты (метавулканы)

формирования гранулитового метаморфизма. С одной стороны, многочисленные расчеты тепловых режимов раннего архея, отсутствие крупных блоков (плит и микроплит) как будто свидетельствуют об относительно тонкой раннеархейской коре. С другой стороны, высокие давления, необходимые для образования минеральных парагенезисов гранулитовой фации метаморфизма пород, принадлежащих несомненно к коровым образованиям, требуют существования коры достаточно большой мощности, если связывать давления метаморфизма с гидростатическими давлениями.

В настоящий момент известны многочисленные предположения, которые пытаются ликвидировать эти противоречия. Так, Б. Уиндли [29, 30] считает, что зоны гранулитового метаморфизма приурочены либо к зонам скупивания архейской коры (островным дугам), либо к зонам коллизии архейских плит. Сходных взглядов придерживается и А.А. Маракушев [9], связывающий проявление гранулитового метаморфизма с надвигообразованием и скупиванием в архейской коре. Г.А. Кейльман [6] же объясняет высокие давления архейского гранулитового метаморфизма механическими взаимодействиями системы Земля—Луна. Не исключено, что гранулитовый метаморфизм архея обусловлен спецификой его флюидного режима.

Так или иначе, но нам еще предстоит многое решить в этой проблеме и в первую очередь такие вопросы, как 1) выявление эпох гранули-

тового метаморфизма и синхронность или асинхронность их в разных участках поверхности Земли, 2) структурная локализация зон гранулитового метаморфизма и особенности их переходов в участки с иным типом метаморфизма, 3) связь гранулитового метаморфизма с деформациями.

Как уже отмечалось, наша планета представляет собой уникальный экземпляр планет земной группы из-за сравнительно широкого развития в ее составе коры гранитно-метаморфического слоя.

В то же время до сих пор не решена дилемма: какие породы являются первичными в составе земной коры — основные или кислые?

Ряд данных свидетельствует в пользу того, что первичным веществом коры должны быть продукты основной магмы. К их числу относятся: а) фанерозойская эволюция магматизма, который развивается от основных базальтовых магм в океанах через плагιοгранитные серии островных дуг к нормальным гранитам складчатых зон континентов; б) часто наблюдаемые геологические соотношения в архейских метаморфических толщах, когда выявляется последовательное развитие гранитизации по первично основному и ультраосновному субстрату или когда меланосома метаморфических пород прорывается лейкосомой; в) данные о планетах земного типа и их крупных спутниках, которые также свидетельствуют о том, что первичным веществом коры планет являются продукты существенно основных магм.

В то же время имеющиеся на сегодняшний день данные по геохронологии древнейших пород Земли свидетельствуют об обратном. Древнейшими датированными образованиями на Земле являются породы плагιοгранитного состава, так называемые серые гнейсы. Возраст наиболее древних из этих образований (Западная Гренландия, п-ов Лабрадор, Южная Африка и др.) превышает 3,5 млрд. лет. Более того, в тех местах, где имеются разрезы, в которых чередуются основные и кислые породы, и там, где проведены геохронологические исследования, оказывается, что породы кислого и основного состава либо имеют один и тот же возраст, либо кислые породы систематически оказываются более древними. Так, возраст гнейсов Амитсог и пород формации Исуа в Западной Гренландии, по данным многих радиометрических методов, один и тот же — 3,6—3,8 млрд. лет.

Геохронологические исследования, проведенные Е.В. Бибиковой в пределах Омолонского массива [1], показали, что биотитовые гнейсы из разреза архея имеют модельный возраст (U-Pb метод по акцессорным цирконам) — $3,4 \pm 0,15$ млрд. лет, в то время как чередующиеся с ними амфиболиты датированы теми же методами в 2—1,8 млрд. лет. Сходные данные получены и при изучении гранулитового комплекса Побужья на Украинском щите, где возраст эндрбитов из этого разреза оказался 2,8 млрд. лет (при модельном возрасте 3,2—3,6 млрд. лет), а возраст переслаивающихся с ними двупироксеновых сланцев равен 2—1,9 млрд. лет [2].

Действительно ли эти породы настолько разновозрастны или дело заключается в том, что в кислых породах имеются первичные, дометаморфические цирконы, в то время как породы основного состава содержат только метаморфические цирконы? Вопрос этот в настоящее время не изучен, и было бы чрезвычайно интересно поставить комплекс-

ные геохронологические исследования на отдельных, специально выбранных для этого полигонах. В таком случае крайне важно провести детальные изучения (включая геохронологические исследования) соотношений меланосомы и лейкосомы в комплексах серых гнейсов. При этом надо учитывать и то обстоятельство, что более легкоплавкое вещество лейкосомы будет легче перемещаться при высокотемпературном (особенно водном) амфиболитовом метаморфизме, создавая тем самым впечатление большей древности меланосомы. К этой проблеме примыкает и вопрос генезиса наиболее ранних гранитных формаций архея, который мы рассмотрели ранее.

Все приводимые в статье данные показывают, что изучение ранних этапов развития Земли требует пристального внимания геологов разных специальностей, так как многие вопросы ранней истории нашей планеты еще далеко не решены и к познанию их особенностей мы еще только приступаем.

Литература

1. Бибилова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, N 2, с. 434—436.
2. Бибилова Е.В., Лесная И.М., Грачева Т.В. и др. Изотопный возраст эндербитов Побужья. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, N 1, с. 159—162.
3. Браунли Д.Е. Межпланетная пыль: возможная связь с кометами и досолнечными межзвездными частицами. — В кн.: Протозвезды и планеты. М.: Мир, 1982, т. 1, с. 152—170.
4. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по цитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
5. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, N 5, с. 3—24.
6. Кейльман Г.А., Паняк С.Г. Эволюция метаморфической зональности. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1982, с. 5—12.
7. Кнаке Р.Ф. Сходство между межзвездной пылью и первичным веществом. — В кн.: Протозвезды и планеты. М.: Мир, 1982, т. 1, с. 128—151.
8. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
9. Маракушев А.А. Обмен веществом между верхней мантией и корой. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 420—432.
10. Марков М.С. Ранние этапы развития земной коры. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 104—112.
11. Моралев В.М. Тектонические условия формирования ультрабазит-базитовых ассоциаций раннего докембрия (на примере Алданского и Индостанского щитов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1983. 35 с.
12. Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 5, с. 77—108.
13. Павловский Е.В. Проблема зеленокаменных поясов раннего докембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 4, с. 5—18.
14. Салон Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Недра, 1973. 309 с.
15. Саттон Дж. Тектонические соотношения в архее. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 108—114.
16. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.
17. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области и проблемы формирования континентальной коры в раннем докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 65 с.
18. Chadwick B. Archean structural evolution in the North-West of the Buksefjorden region, S.-W. Greenland. — Precambrian Res., 1979, vol. 6, N 9, p. 199—226.
19. Drake M.J., McCallum J.S., McKay G.A.,

- Meill D.F. Mineralogy and petrology of Apollo 12 sample N 12013 A progress report. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, N 2, p. 103—123.
20. Goodwin A.M. Precambrian perspectives. — Science, 1981, vol. 213, p. 55—61.
 21. Hubbard N.J., Gast P.W., Wiesmann H. Rare earth alkaline and alkali metal and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for subsamples of lunar sample 12013. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, N 2, p. 180—184.
 22. McElhiny M.W. Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge: Univ. press, 1973. 358 p.
 23. Myers J.S. Granitoid sheefs, thrusting and archean crustal thickening in West Greenland. — Geology, 1976, vol. 4, N 5, p. 265—268.
 24. Quick J.E., James O.B., Albee A.L. Petrology and petrogenesis of lunar breccia 12013. — Proc. Lunar and Planet. Sci., 1981, vol. 12B, p. 117—172.
 25. Quick J.E., James O.B., Albee A.L. A reexamination of the Rb—Sr isotopic systematics of lunar breccia 12013. — Proc. Lunar and Planet. Sci., 1981, vol. 12B, p. 173—184.
 26. Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth mantle. McGraw-Hill, 1975, N 4. 286 p.
 27. Trondjemites, dacites and related rocks/ Ed. F. Barker. Amsterdam etc.: Elsevier, 1979. 659 p.
 28. Viljoen R.P., Viljoen M.Y. Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting, from study of the rocks of the Barberton, Mountain Land. — Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 1969, N 2, p. 275—295.
 29. Windley B.F. The evolving continents. L. etc.: J. Wiley and Sons, 1977. 385 p.
 30. Windley B.F. Phanerozoic granulites. — J. Geol. Soc., 1981, vol. 138, pt 6, p. 745—751.

УДК 550.89:551.24:551.25

А.В. Лукьянов

ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Организаторы симпозиума каждому докладчику задали один и тот же вопрос: каково будущее геологии? Этот вопрос чрезвычайно важен, потому что всех нас он заставляет на время отрешиться от текущих дел и частных проблем и задуматься о будущем нашей науки. Отвечая на него, приходится оценить и свое место в этом будущем, и место своей рабочей группы, и всей Комиссии многостороннего сотрудничества.

Пытаясь кратко ответить на поставленный вопрос, можно сказать: будущее геологии — в построении общей теории Земли, в формулировке основных законов геологии. Однако такой слишком общий и неконкретный ответ, по-видимому, никого не удовлетворит. На нем и не стоило бы останавливаться, если бы не одно обстоятельство. Говоря о геологической теории (которой пока нет) и о законах геологии (которые пока не сформулированы), мы должны четко отдавать себе отчет в том, что объект нашего исследования очень специфичен. Это — Земля, геологические процессы, геологическое время. Специфичны методы нашего исследования. Специфичными будут и законы, и теория. Геологические процессы нельзя свести к процессам физическим и химическим. Геологические законы невозможно вывести из физических и химических законов. Только обобщение огромного фактического геологического материала, характеризующего строение и развитие Земли, может позволить открыть законы геологии.

Отсюда следует очень важный вывод. Мы не можем уповать на то, что физики или химики, петрологи или геофизики создадут геологическую теорию. Это невозможно, хотя такие попытки постоянно предпринимаются. Создавать геологическую теорию неизбежно должны сами геологи.

После такого предисловия, возможно, покажется странным, что, говоря о будущем геологии, я обращаюсь к физике тектонических процессов. Однако ничего странного в этом нет. Устанавливая геологические закономерности, мы всегда стараемся понять механизмы их возникновения, механизм взаимосвязей между геологическими явлениями, причинно-следственные отношения между ними. Без этого понимание смысла геологических законов окажется неполным. И здесь значительное влияние на выводы оказывают наши представления о тех физических и химических процессах, которые протекают в недрах Земли и на ее поверхности. Поэтому знание физики тектонических процессов необходимо для правильной оценки геологических закономерностей.

Более того, совокупность наших знаний, представлений и интуитивных догадок составляют своеобразные парадигмы, через призму которых мы рассматриваем геологические явления, отделяем их главные черты от второстепенных, намечаем пути дальнейших исследований. Представления о физике происходящих процессов в значительной мере влияют на формирование парадигм. Изменение этих представлений может заставить по-новому взглянуть на известные факты, переоценить их и в конечном счете привести к новому пониманию всего явления. С изменением парадигм может измениться сам образ мышления исследователей. Примером тому может быть переход от представлений геосинклинальной теории к представлениям гипотезы тектоники плит, который совершился в умах многих геологов и заставил их взглянуть на факты с иной точки зрения.

Понимая в этом ключе значение физики тектонических процессов для построения общей теории Земли, я остановлюсь всего лишь на двух физических проблемах, которые, как мне кажется, могут существенно повлиять на формирование парадигм тектоники будущего: во-первых, на проблеме направления перемещения расплавов в тектоносфере, во-вторых, на возникновении автоколебательных геологических систем. Эти проблемы я попытаюсь связать с явлениями пластической деформации тектоносферы. Мне кажется, что те особенности физических процессов, о которых пойдет речь, могут помочь лучше понять такие хорошо известные геологические закономерности, как 1) неравномерность во времени проявлений деформаций, магматизма, метаморфизма и других геологических явлений, 2) неоднородность их распределения в пространстве, 3) образование шарьяжей и общей тектонической расслоенности литосферы. Все эти явления, возможно, составляют единую группу, имеющую общую причину.

Направление движения расплавов в тектоносфере. Мы привыкли думать, что расплавы в литосфере перемещаются снизу вверх. Это видно при вулканических извержениях, при изучении даек и интрузий. В конце прошлого века это казалось совершенно очевидным и из теоретических соображений, так как недра Земли представлялись расплавленными. Когда от этих представлений пришлось

отказаться, Й. Шимазу [9, 10] и В.А. Магницкий [4] показали, что локальные расплавленные очаги тоже должны подниматься вверх путем зонного плавления, должны перемещаться в направлении теплового потока. Как будто все ясно, и никакой проблемы нет. Но это не так. Бесспорно, что движение вверх имеет место. Но всегда ли происходит движение только вверх?

Й. Шимазу и В.А. Магницкий в своих рассуждениях и расчетах исходили из полностью расплавленной магматической камеры и однородного состава магмы. В таких условиях в расплаве возникает конвекция, повышенный теплоперенос и устанавливается градиент температур, близкий к адиабатическому. Он на порядок ниже градиента температур плавления (адиабатический градиент — около 0,3 град/км, а градиент температур плавления — около 3 град/км). Это и приводит к движению расплава вверх путем зонного плавления (рис. 1, а). Но если состав расплава неоднороден по вертикали, если расплав внизу обогащен тяжелыми компонентами, то конвекция не возникает даже при большом градиенте температур. На это обратил внимание В.Н. Жарков [1]. Градиент температур может превысить градиент температуры плавления (рис. 1, б). Тогда расплав будет мигрировать путем зонного плавления уже не вверх, а вниз, т.е. навстречу тепловому потоку. Такой же эффект возникает и при неполном, частичном плавлении толщи, когда твердый "каркас" препятствует ее перемешиванию.

Это явление заметил В.Г. Уитмен [11] еще в 1926 г., работая над проблемой опреснения морского льда, и воспроизвел его экспериментально. С тех пор оно детально изучено многими исследователями, изучающими миграцию рассолов в толще льда [5, 6, 8]. Перемещение рассолов навстречу тепловому потоку сейчас не вызывает сомнений, причем это движение может преодолевать силу тяжести. В специальных экспериментах тяжелый рассол поднимался вверх через толщу льда, двигаясь навстречу тепловому потоку путем зонного плавления.

Вероятно, такое же явление может происходить и в земных недрах, приводя к ряду важных для тектоники следствий.

Нами проведено математическое моделирование рассматриваемого процесса на аналоговом интеграторе ИГЛ. Результаты этого моделирования представлены на рис. 2. Не вдаваясь в детали эксперимента, отмечу, что анализировалась двухслойная модель, пропускающая через себя тепловой поток. Верхний слой состоит из более легкоплавкого и более легкого вещества (А), нижний — из более тугоплавкого и тяжелого (В). В расплавленном состоянии вещества А и В смешиваются, образуют эвтектику, а их кристаллизация (или растворение) из расплава A_nB_m характеризуется соответствующей эвтектической диаграммой. Тепловой поток направляется снизу вверх. Начальные условия выбраны такими, что оба слоя в начальный момент находятся в нерасплавленном состоянии, а температура в процессе эксперимента возрастает. Модель со временем испытывает существенную перестройку, причем эта перестройка осуществляется за счет энергии теплового потока. У границы слоев возникает расплав легкоплавкого вещества А (точнее — эвтектики), который растворяет вещество В, мигрирует вниз и значительно

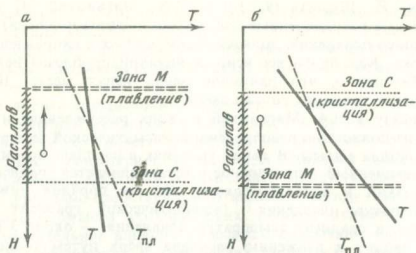


Рис. 1. Два типа перемещения расплавов путем зонного плавления

a — при интенсивном теплопереносе в расплаве градиент температуры ($\partial T/\partial H$) меньше градиента температуры плавления ($\partial T_{пл}/\partial H$); в верхней части расплава возникает перегрев и плавление крошки (зона М, melting-zone), а в нижней части переохлаждение и кристаллизация (зона С, crystallization-zone); в результате зонного плавления и кристаллизации расплавленная зона перемещается вверх; *b* — при слабом теплопереносе в расплаве $\partial T/\partial H > \partial T_{пл}/\partial H$; зона С располагается в крошке, а зона М — в подошве расплава; расплавленная зона перемещается вниз

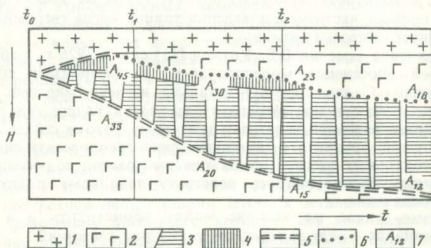


Рис. 2. Эволюция зонного плавления в одномерной двухслойной модели на этапе движения расплавленной зоны вниз. По вертикальной оси отложена глубина, по горизонтальной — время

1 — легкоплавкое вещество А; 2 — тугоплавкое вещество В; 3 — расплав смешанного состава $A_n B_m$ (толщина белых и заштригованных полос характеризует отношение $n:m$, т.е. состав расплава и его изменение во времени и с глубиной); 4 — область неустойчивого плавления и кристаллизации; 5 — зона М (зона плавления); 6 — зона С (зона кристаллизации); 7 — процентное содержание вещества А в расплаве в зонах М и С в разные моменты времени; t_0, t_1, t_2 — моменты, которым соответствуют профили на рис. 3

увеличивается в размерах. Через некоторое время плавление слоя А прекращается, и из верхней части расплава кристаллизуется вещество В, изолируя расплав от слоя А. После этого расплав продолжает смещаться вниз путем зонного плавления уже внутри вещества В, растворяя его у нижней и выделяя у верхней границы расплава. Толщина расплавленной зоны продолжает возрастать, но все медленнее. Состав расплава эволюционирует в сторону уменьшения концентрации легкоплавкого компонента. На этом процесс раз-

Рис. 3. Эволюция разреза через область зонного плавления

1 — вещество А; 2 — вещество В; 3 — расплав смешанного состава (астенолинза); 4 — нижняя граница астенолинзы

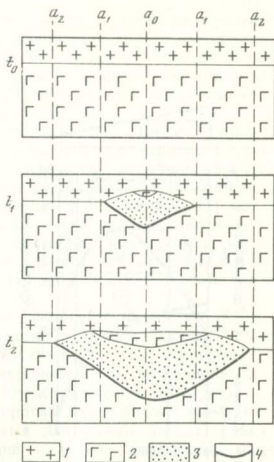
Остальные пояснения см. в тексте

вития модели не заканчивается. Однако его продолжение я рассмотрю позже, а сейчас остановлюсь на тектонических следствиях преобразований модели.

Итак, граница слоев А и В переместилась вверх; образовался слой тугоплавкого вещества В, занявший более высокое положение, чем вначале; ниже оформился расплавленный (или полурасплавленный) слой, содержащий легкоплавкий компонент, который мигрировал из слоя А в глубокие недра. Таким образом, потенциальная гравитационная энергия модели возросла, и возник податливый, легко деформируемый слой (астенолинза), т.е. образовались условия для тектонических движений и деформации модели под действием гравитации.

Если предположить, что описанный выше процесс начался в некоторой зоне, после чего стал распространяться в стороны, охватывая все большие площади, то эволюция разреза через такую зону будет выглядеть так, как показано на рис. 3. В начальный момент (t_0) — это просто двухслойное строение, а в последующие (t_1 и t_2) — зарождение и разрастание разуплотненной астенолинзы в верхней части слоя В. При этом строение разреза в центральной части зоны (a_0) в моменты t_1 и t_2 соответствует этапам t_1 и t_2 на рис. 2, а в точках a_1 и a_2 — более ранним этапам развития. Характерной чертой возникшей таким образом астенолинзы является наклонное положение ее нижней границы, отделяющей тяжелое вещество В от более легкого и подвижного вещества астенолинзы (показана толстой линией). Такое положение границы гравитационно неустойчиво. Линза и подстилающий ее субстрат неизбежно должны испытать неоднородную деформацию, ведущую к выполаживанию этой границы. При этом распределение деформаций и перемещений вещества в астенолинзе должно соответствовать эффекту клина.

Как известно (2), эффект клина связывает распределение деформаций и перемещений вещества в простейшем случае неоднородной деформации (при деформации трапеции в прямоугольник). При этом в деформируемом теле возникают три зоны (рис. 4) с существенно различным стилем деформаций: 1) зона преимущественного горизонтального растяжения (зона S, spreading-zone), 2) зона преимуществен-



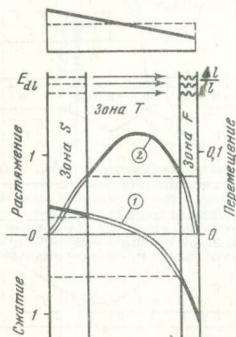


Рис 4. Эффект клина

1 — распределение сжатия и растяжения в горизонтальном направлении ($E_{dl} = (dl - d_0)/d_0$); 2 — распределение перемещений вещества ($\Delta l/l$)

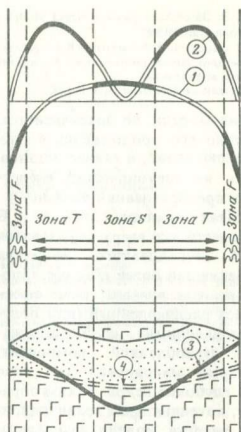


Рис. 5. Распределение деформаций при выполаживании нижней границы астенотинзы

В верхней части рисунка — кривые распределения деформаций (1) и перемещения (2) вещества. В нижней части — исходное (3) и выполаженное (4) положение нижней границы астенотинзы

Остальные условные обозначения см. на рис. 3

ного горизонтального перемещения вещества без существенных деформаций (зона Т, translation-zone), 3) зона преимущественного горизонтального сжатия, складчатости (зона F, folding-zone). В случае рассматриваемой астенотинзы эти зоны располагаются так, как показано на рис. 5. Инверсия плотностей у верхней границы астенотинзы может привести к образованию осложняющих структур второго порядка.

Интерпретируя описанную модель применительно к границе базальт—перидотит, мы получим структурную зональность, напоминающую структуру океанского ложа. В этом случае астенотинза будет соответствовать астеносфере, зона S — зоне спрединга, зона Т — талассократонам, а зона F — периферическим структурам. Характерное изменение состава магм в астенотинзе (см. рис. 2) заставляет ожидать в зоне F более щелочные магматические извержения, чем в зоне S. Конкретные формы спрединга (рассеянный или сосредоточенный), по-видимому, зависят от особенностей формы конкретных астенотинз. Однако можно ожидать, что если вначале спрединг был рассеян на большой площади, то со временем он будет концентрироваться в одной или нескольких узких зонах. Причиной

этого являются изменение теплового режима верхней части разреза в зонах активного вулканизма, образование дополнительных астенолинз, перехват энергии более активными зонами у менее активных и отмирание последних. В зоне F можно ожидать возникновение дополнительных внутрикоровых астенолинз и, соответственно, взаимное наложение основного и кислого магматизма.

Интерпретируя модель применительно к границе гранит—базальт, мы получим более пеструю картину и быстрее развивающиеся структуры, так как линейному изменению масштабных коэффициентов расстояний отвечает квадратичное изменение масштабных коэффициентов времени. Структуры типа тектонопар А.И. Суворова [7] могут получить хорошее объяснение при такой интерпретации модели.

Таким образом, исследование возможности нисходящего движения расплавов позволяет по-новому оценить многие геологические факты, накопленные как в рамках геосинклинальной теории, так и гипотезы тектоники плит.

Возникновение автоколебательных геологических систем. В предыдущем разделе, анализируя результаты, приведенные на рис. 2, было отмечено, что процесс зонного плавления на этом не заканчивается. Действительно, указанное замедление процесса при продолжении эксперимента не привело к устойчивому распределению температур и к стационарному решению задачи. Напротив, диффузионное выравнивание концентрации расплава во время длительного покоя привело к возникновению в нем конвекции и резкой активизации процесса. При этом направление процесса сменилось на противоположное. Он пошел по схеме Шимазу—Магницкого (плавление в кровле — кристаллизация в подошве расплава). Бурная зонная плавка привела к перемещению расплава вверх и к полной его деградации. Модель пришла к исходному состоянию (рис. 6). После этого все началось сначала. За первым циклом последовал второй, третий (рис. 7). Модель оказалась системой, развивающейся в автоколебательном режиме и не имеющей стационарного состояния. Это очень важная особенность процесса.

Обычно обнаруживая повторяемость, ритмику геологических явлений, мы пытаемся связать ее с периодическими внешними воздействиями на процесс. Это естественное желание, так как трудно себе представить, чтобы какой-либо процесс, не подвергаясь периодическим внешним воздействиям, вдруг сам по себе начал бы пульсировать. Однако рассмотренная система оказывается автоколебательной и пульсирует не от внешних воздействий, а в силу своих внутренних свойств. Она имеет определенный период собственных колебаний, измеряющийся десятками и сотнями миллионов лет, если рассматривать систему гранит—базальт, и миллиардами лет для системы базальт—перидотит.

Рассматривая другие геологические процессы, можно и в них обнаружить автоколебательные системы [3]. На поверхности Земли и в ее недрах работает огромное количество автоколебательных систем, приводящих к нестационарности и повторяемости геологических процессов. Однако я не буду их здесь рассматривать.

Для нас важнее другое: начав с вопроса о направлении движения расплавов в тектоносфере, осуществив моделирование этого фи-

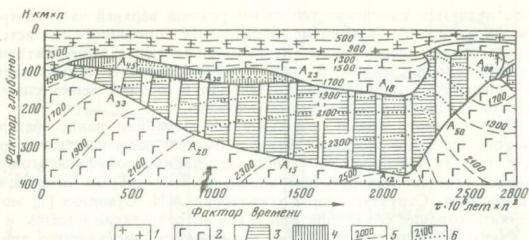


Рис. 6. Термальный цикл в развитии двухслойной модели

1 — вещество А; 2 — вещество В; 3 — расплав смешанного состава A_4B_4 ; 4 — область неустойчивого плавления и кристаллизации; 5 — изотермы в твердом веществе ($^{\circ}C$); 6 — изотермы в расплаве ($^{\circ}C$)

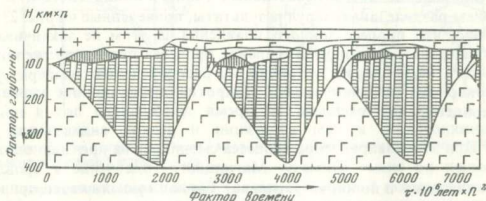


Рис. 7. Циклическое развитие модели. Условные знаки см. на рис. 6, изотермы не показаны

зического процесса, мы сталкиваемся с большим количеством следствий, которые охватывают огромный круг проблем, на первый взгляд весьма далеких от поставленного вопроса. Это неоднородность распределения деформаций в литосфере, образование зон спрединга и складчатости, перемещение литосферных плит, расслоение литосферы и различие состава вулканизма в разных зонах, эволюция магматизма, нестационарность геологических процессов и периодичность геологического развития. Эти проблемы давно стоят перед геологами. Попытки разрешить каждую из них многочисленны. Здесь все они оказываются взаимосвязанными. Более того, некоторые следствия получают совершенно неожиданное подтверждение. Так, из модели следует перемешивание вещества тектоносферы на большую глубину, вплоть до астеносферы. И к этому же выводу приходят специалисты, изучающие изотопный состав элементов в горных породах (см. статью В.И. Виноградова в этом сборнике). Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что тектоносферу Земли следует рассматривать как единую систему, единый сложный организм, развивающийся по своим собственным законам.

Развитие тектоносферы как системы определяется неоднородностью ее состава, гравитационными силами и проходящим через нее тепловым потоком. Эта система не имеет стационарного состоя-

ния и находится в непрестанном движении. Нестационарность тектоносферы определяется тем, что составляющие ее массы стремятся к равновесному состоянию как в гравитационном, так и в тепловом поле, но это невозможно. Приближение к гравитационному равновесию нарушает тепловое равновесие, а приближение к тепловому равновесию создает инверсии распределения плотностей в гравитационном поле. Если бы тектоносфера имела иной состав или если бы гравитационное и тепловое поля были бы другими, то система могла бы прийти к стационарному состоянию. Но при существующем составе и в существующих условиях тектоносфера обречена на вечное движение.

Некоторые принципиально важные особенности состава тектоносферы и температурные рубежи можно назвать уже сейчас. Три основных типа горных пород составляют тектоносферу: лед, гранит, габбро-базальт. И три температурных рубежа, соответствующих температурам их плавления, имеют принципиальное значение. Это — изотермы 0; 800 и 1200°С. Если бы эти изотермы нигде не пересекались с границами распространения названных пород, то тектоносфера не была бы столь активной. Но они пересекаются, и грунты находятся то в талом, то в мерзлом состоянии точно так же, как на глубинах существуют зоны, пропитанные гранитными и базальтовыми расплавами, и зоны, в которых граниты и базальты находятся в твердом ("замерзшем") состоянии. На границах таких зон происходит резкая смена прочностных, теплофизических, диффузионных и других параметров толщ. При перемещении этих границ протекают энергоемкие процессы. Поэтому такие границы очень консервативны и с трудом перемещаются в пространстве с течением времени. По-видимому, зоны, пропитанные расплавами, составляют астенولينзы, разделенные твердой субстанцией тектоносферы. Таким образом, тектоносфера состоит из астеносферы, литосферы вместе с находящимися в ней астенолинзами и из ледяного покрова планеты вместе с гидросферой. Астеносфера и гидросфера являются наиболее крупными астенолинзами. Их значение для развития всей системы особенно велико, так как через них тектоносфера воспринимает влияние внешних факторов: космоса и глубоких недр планеты.

Воздействие космоса и глубоких недр на тектоносферу несомненно. Однако не они являются определяющими факторами ее сложного и прихотливого развития. Сама система тектоносферы порождает временные и пространственные неоднородности тектонических движений, столь важные для геологов и с теоретической, и с практической точки зрения. Поэтому основными проблемами физики тектонических процессов являются: изучение причинно-следственных связей в истории развития тектоносферы как системы; выявление частных систем и механизмов их развития; определение механизма воздействия внешних сил на эти системы.

Для решения этих проблем потребуются как натурные, так и теоретические исследования, проводимые в тесном контакте друг с другом. Картирование природных ареалов распространения частных автоколебательных и других нестационарных систем потребует детальной хронологической корреляции формаций, магматизма, метаморфизма, металлогении. Изучение механизма образования тектонических

структур невозможно без массового сбора материалов по количественной оценке деформаций, их распределения в пространстве и анализа структурных рисунков на новом, количественном уровне. Исследование физико-химических и механических эффектов, возникающих в больших массах горных пород в масштабах геологического времени, должно дополнять и направлять натурные исследования. Для этого необходимо ориентировать развитие экспериментальной тектоники и моделирования на исследование фундаментальных процессов, происходящих в тектоносфере.

Автор убежден, что все эти исследования будут проведены в ближайшем будущем. Новые, более прогрессивные парадигмы овладеют умами геологов, заставят их в старых, известных фактах увидеть новые соотношения и связи явлений. Будут сформулированы основные законы геологии и построены начала количественной теории тектоносферы Земли. В этом я вижу ближайшее будущее геотектоники.

Литература

1. *Жарков В.Н.* Об адиабатическом градиенте температур в оболочке Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т.154, N 1, с. 88—90.
2. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—146.
3. *Лукьянов А.В.* Моделирование систем, имеющих циклическое развитие. — В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 28—30.
4. *Магницкий В.А.* Зонная плавка как механизм образования земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, N 11, с. 3—8.
5. *Паундер Э.* Физика льда. М.: Мир, 1967. 187 с.
6. *Савельев Б.А.* Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963.
7. *Суворов А.И.* Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, N 5, с. 1154—1157.
8. *Цуриков В.Л.* Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.
9. *Shimazu Y.* A note on genesis and upward transfer of parental magma of igneous rocks: A thermodynamical aspect of the Earth's interior. Pt III. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1959, vol. 7, N 1, p. 91—97.
10. *Shimazu Y.* Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification, and explosion of magma. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, vol. 9, N 2, p. 185—223.
11. *Whitman W. G.* The elimination of salt from sea-water ice. — Amer. J. Sci. Ser. 5, 1926, N 11.

РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ КАК МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В настоящее время экспериментально доказано существование вариаций изотопного состава большинства имеющих в природе полинуклеарных элементов. Причины таких вариаций изотопного состава следует искать в различиях термодинамических и ядерных свойств одного и того же элемента. Различные ядерные свойства изотопов обуславливают различное распространение химических элементов, возникающих при процессах ядерного синтеза во Вселенной.

Изменения изотопного состава тех элементов, которые имеют радиоактивный материнский или радиогенный дочерний изотоп, позволяют устанавливать возраст определенных геологических систем.

Задачи на будущее заключаются в том, чтобы с помощью этих методов совместно с геохимическими данными глубже изучить связи между земной мантией и корой и подтвердить правильность интерпретации возрастных данных для осадочных и метаморфических пород.

Вариации в изотопном составе легких элементов (H, C, N, O, S, Si) в сочетании с изотопными распределениями, полученными из радиохронологических измерений, позволяют охарактеризовать происхождение горных пород. Кроме того, при привлечении данных о величинах термодинамических и кинетических эффектов имеется возможность качественно и количественно описать процессы образования месторождений, а также региональные и глобальные геологические процессы.

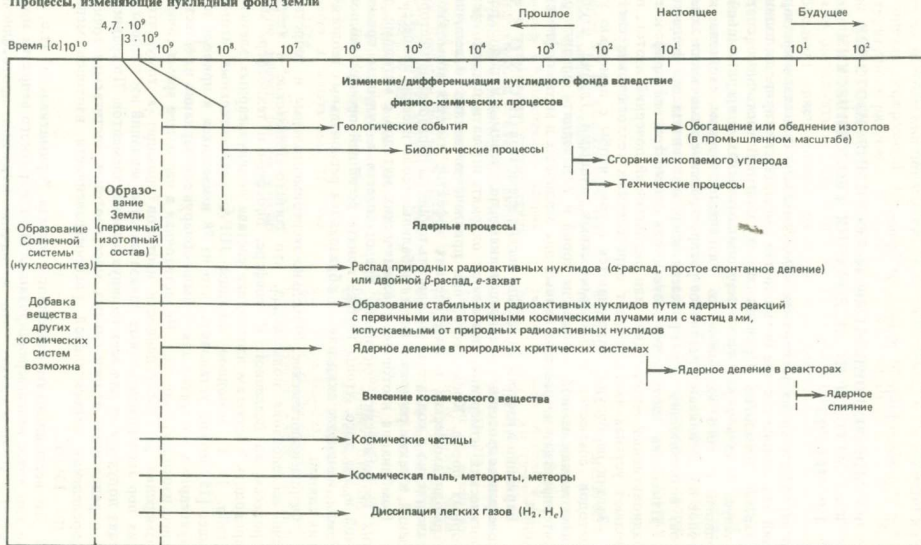
Комбинация изотопных геохимических методов с методами других геологических дисциплин представляется в будущем применимой и для того, чтобы глубже понять всеобщий процесс эволюции Земли, начиная с аккреции до образования региональных геологических единиц.

Феноменологические, модельно-экспериментальные и теоретические исследования показывают, что физико-химические и ядерные процессы во Вселенной, в геосфере, биосфере и техносфере могут приводить к сдвигам изотопного состава полинуклеарных элементов (табл. 1). С помощью таблицы JUPAC относительных атомных масс [15] можно установить, что из 78 имеющих в природе полинуклеарных элементов для 41 были обнаружены вариации их естественного изотопного состава. Недостаточная в настоящее время точность измерения распространенности изотопов приводит к тому, что до сих пор экспериментальные доказательства вариаций изотопного состава получены не для всех полинуклеарных элементов. По сравнению с определением относительных масс изотопов достигаемая точность определения относительной распространенности изотопов меньше в 10^2 — 10^3 раз.

По исследованиям изотопного состава "примитивного" (т.е. слабо или вовсе недифференцированного) метеоритного вещества можно считать установленным, что в начале аккреции протосолнечной

Таблица 1

Процессы, изменяющие нуклидный фонд земли



туманности наша Солнечная система "изотопически не была гомогенной". Разброс изотопных отношений в различных метеоритных пробах был найден для элементов: O [3], Ti [18], Xe [16], Mg [4,5] и U [1]; были определены возможные процессы, которые обусловили эти вариации.

В результате изучения (качественно и количественно) "изотопической истории развития" Солнечной системы и особенно Земли за последние два десятилетия был получен ряд важных результатов, хотя полного представления об этих процессах еще нет.

Колебания изотопного состава легких элементов в естественных пробах для Si укладываются лишь в несколько промилле, а для H_2 составляют уже несколько сот промилле (табл. 2). Такие вариации изотопов содержат информацию об "истории" элементов, т.е. о процессах, в которых эти элементы участвовали. Причиной многих таких колебаний изотопного состава легких химических элементов являются различия физико-химических свойств изотопов одного и того же элемента (изотопические эффекты).

Вариации изотопного состава могут быть обусловлены как термодинамическими изотопическими эффектами (равновесного испарения, реакций обмена изотопов, растворимости, адсорбции), так и изотопическими эффектами при процессах транспортировки (диффузия, термодиффузия, испарение, седиментация, кристаллизация, химические реакции). Часто изотопные вариации одного элемента, измеренные в естественных пробах, являются результатом не "чистого" изотопического эффекта, который может быть отнесен только к одному из ранее упомянутых процессов, а одновременного или последовательного действия нескольких изотопических эффектов.

Изотопические эффекты различных легких элементов в случае геохимических процессов могут быть различными как качественно, так и количественно. Для выяснения этих процессов часто целесообразно исследовать изотопные вариации нескольких элементов в одних и тех же пробах, чтобы повысить правильность результатов.

Из-за ядерных реакций с эмитируемыми ураном и торием, α -частицами и нейтронами могут происходить реакции (d, n), (d, p), а также (n, α) и (n, γ), которые локально связаны с месторождениями радиоактивных минералов и которые приводят к аномальному распространению определенных элементов.

Процесс образования и распада естественных радионуклидов с постоянным периодом открывает возможность датировать определенные события путем измерения радиоактивности или концентраций материнских и дочерних нуклидов, а также получать с определенной уверенностью информацию о характере этих событий. С точки зрения использования радиоактивных и радиогенных изотопов для выяснения естественных процессов, а также с позиций экспериментально-измерительных методов необходимо разделить на три группы имеющиеся в геосфере радионуклиды или их дочерние нуклиды либо их треки (табл. 3).

В основе радиогеохронологического датирования лежит тот факт, что большее число одних и тех же радиоактивных ядер распадается с постоянным периодом полураспада λ . Можно считать постоянным λ и через большие промежутки времени. Изменения λ вследствие изменений химической связи радионуклидов, усло-

Таблица 2

Вариации изотопов нескольких легких элементов на Земле и воспроизводимость изотопного анализа (по Ветцелю)

Элемент	Изотопное отношение	Естественная вариация $\delta, \text{‰}$			Воспроизводимость, ‰	Стандарт
		всего	нижний предел	верхний предел		
H	D/H	430	-400	+30	1,0	SMOW
Li	${}^7\text{Li}/{}^6\text{Li}$	18	-6	+12	2,5	${}^7\text{Li}/{}^6\text{Li} = 12,00$
C	${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$	80	-70	+10	0,1	PDB
N	${}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N}$	92	-47	+45	0,2	Азот воздуха
O	${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$	90	-55	+35	0,1	SMOW
Si	${}^{30}\text{Si}/{}^{28}\text{Si}$	5	-2	+3	0,5	Mother Lode Calif.
S	${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$	120	-50	+70	0,5	Canyon Diablo

$$\delta, \text{‰} = \frac{R_{\text{проба}} - R_{\text{стандарт}}}{R_{\text{стандарт}}} \cdot 10^3$$

R — соответствующие изотопные отношения.

вий давлений или температуры [7] пренебрежимо малы по сравнению с другими погрешностями. Очевидно, только физико-химические условия в случае взрыва сверхновой могут вызывать значительные изменения λ . Но это не оказывает никакого влияния на определяемый возраст в радиокосмохронологии из-за преобладания других факторов ненадежности.

В целях датирования геологических событий в докембрии, палеозое и мезозое используются естественные радионуклиды и их дочерние нуклиды, показанные в группе III (см. табл. 3).

Вообще в методе радиогеохронологии делаются различия между определением модельного и абсолютного возраста. Используемый при определении абсолютного возраста метод изохрон дает хорошо воспроизводимые значения. Но при интерпретации результатов необходимо принимать во внимание тот факт, что их правильность предполагает правильность определенных предпосылок, например замкнутость системы по отношению к материнскому и дочернему нуклидам в зависимости от события, датирование которого требуется установить. Это имеет место и при определении модельного возраста.

Выяснение процессов, протекающих в земной коре. Различные методы радиохронологии могут быть использованы для датирования как интрузивных магматических пород, так и для процессов метаморфизма [12, 13]. Принципиально возможно также определение возраста осадков, однако правильная интерпретация данных, полученных Rb-Sr методом, очень сложна, и здесь требуются дальнейшие исследования. Поэтому с помощью этого метода не рекомендуется проводить датирование глинистых минералов, содержащих каолин, поскольку это приводит к неправильным результатам [2].

Было показано [17], что модельный возраст осадочных горных

Таблица 3

Радионуклиды геосферы в аспекте их применимости и измерительно-технической обработки

Группа I	Группа II	Группа III
^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm ^{176}Lu , ^{187}Re ^{232}Th , 235 , ^{238}U	^{129}I , ^{244}Pu	^3H , ^{10}Be , ^{14}C ^{26}Al , ^{32}Si , ^{39}Ar ^{44}Ti

Группа I. Радионуклиды, период полураспада которых больше или равен возрасту Земли и которые образовались в период ядерного синтеза Солнечной системы. Они применяются обычно в целях датировки очень древних событий (включая образование нашей Солнечной системы). Их измерение осуществляется определением концентраций материнского и дочернего нуклидов.

Группа II. Радионуклиды, период полураспада которых меньше, чем возраст Земли. Они образовались в период ядерного синтеза Солнечной системы и в настоящее время уже не существуют вследствие их сравнительно малого периода полураспада. Их определение возможно путем имеющихся следов или нахождения концентраций дочерних элементов.

Группа III. Радионуклиды, период полураспада которых меньше по сравнению с возрастом Земли и которые непрерывно образовывались заново в результате реакций с частицами космического излучения. В атмосфере существует равновесие между образованием и распадом этих нуклидов. Их определение реализуется преимущественно измерением активности.

пород, определенный Sm-Nd методом, сравнительно достоверно отражает возраст кристаллических пород источников сноса. Sm-Nd система по отношению к внутрикоровым процессам относительно нечувствительна, так что для большинства горных пород модельный Sm-Nd возраст дает момент отторжения их собственного источника от мантии [19]. Путем сравнения минеральных изохрон и изохрон по породе в целом могут быть получены ценные результаты о минерагенетических процессах [10, 14].

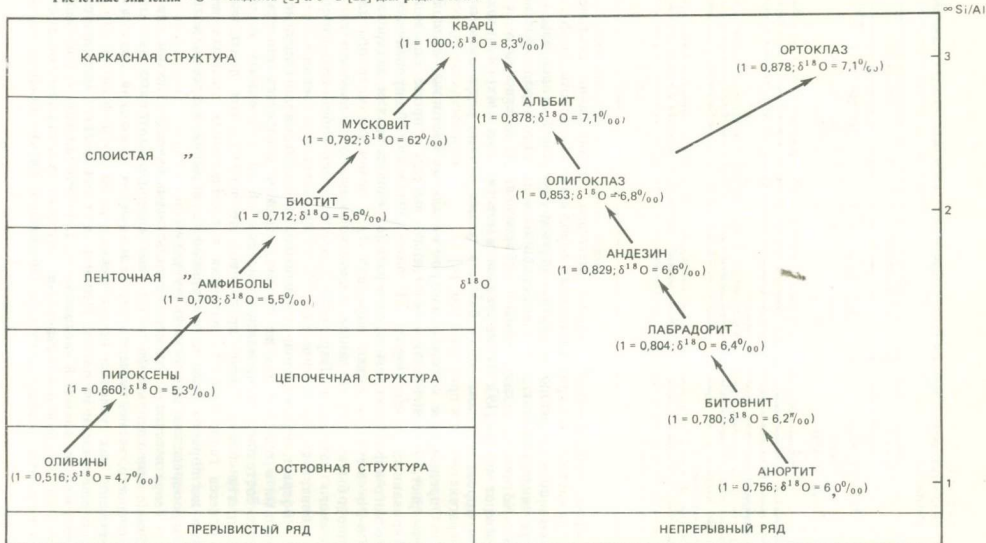
Определенные методом изохрон начальные изотопные отношения дочернего элемента позволяют сделать выводы о происхождении датированных горных пород. Б.Г. Амов (1980 г.) из обширного эмпирического и феноменологического рассмотрения данных по датированию Pb-Pb методом вывел параметр T , с помощью которого также могут быть получены данные о происхождении датированного геологического материала. Параметр T представляет собой геологический момент, в который отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ достигло значения 9,21.

Возраст, определенный различными радиогеохронологическими методами в одних и тех же пробах, отражает соответственно различное состояние датированной системы. Если полученные значения возраста близки друг другу, то это значит, что длительность процесса геологического развития в определенных пределах имеет тот же порядок, как и повторяемость значений возраста, которая была определена различными методами.

Теоретическое и экспериментально-эмпирическое понимание условий, при которых наступает гомогенизация изотопных отношений дочернего элемента через определенный геологический промежуток времени как условие применимости радиогеохронологии, до сих пор еще далеко не полно. Правильная геологическая интерпретация полученных значений возраста часто представляет собой задачу, решение которой основывается на опыте. Но существенной предпосылкой является отбор проб при соблюдении физико-химических усло-

Таблица 4

Расчетные значения ^{18}O — индекса [1] и $\delta^{18}\text{O}$ [22] для ряда Бовена



вий, которые лежат в основе применения радиогеохронологических методов.

Методы геохимии изотопов легких элементов внесли вклад в понимание геологических процессов, связанных с осадконакоплением, метаморфизмом и магматизмом. Путем исследования вариаций изотопов углерода, водорода и азота выявлены многие важные процессы генезиса, миграции и аккумуляции нефти, природного газа и сопутствующих им компонентов.

Особенно ценные результаты по происхождению магматических горных пород дали многочисленные определения $\delta^{18}\text{O}$ [23, 24]. Исследование значений $\delta^{18}\text{O}$ позволяет сделать вывод о том, какое происхождение — мантийное или коровое — имеет магма и в каком объеме первичная магма ассимилировала окружающие горные породы. Для определения происхождения магмы могут быть использованы начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ или $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в комплексе со значениями $\delta^{18}\text{O}$. Гарлик [8, 9] на основе экспериментальных результатов обнаружил, что имеется определенная количественная связь между значениями $\delta^{18}\text{O}$ алюминиевых силикатов в магматитах и структурой этих минералов. Шутце [21, 22] предложил полуэмпирический метод приближенного вычисления равновесия изотопного обмена кислорода между кристаллическими минералами и горными породами, который учитывает как химический состав, так и состояние связи в кристаллах. Метод был апробирован на хорошо исследованном минерале — кварце. Такой теоретический подход позволяет однозначно судить о том, почему при дифференционной кристаллизации для отдельных минералов имеется последовательность значений $\delta^{18}\text{O}$, в которой оливин имеет самое низкое, а кварц самое высокое значение $\delta^{18}\text{O}$. В табл. 4 показано, что силикаты при возрастающей степени полимеризации тетраэдров SiO_4 в случае прерывистого, а плагиоклазы в случае непрерывного ряда реакций имеют возрастающие значения $\delta^{18}\text{O}$ по мере роста отношения Si/Al .

На основе этих теоретических вычислений и по экспериментальным определениям изотопических эффектов кислорода в силикатах в окислах [11] можно определить температуру:

$$1000 \ln \alpha_2^1 \approx \delta_1 - \delta_2 \approx A \frac{10^6}{T^2} + B.$$

Расчеты верны в предположении, что достигнуто равновесие изотопного обмена кислорода и система не нарушена дополнительными воздействиями.

Кроме того, определение значений $\delta^{18}\text{O}$ в соединении со значениями δD , например при гидротермальных процессах, позволяет выявить влияние метеорных вод на процессы образования месторождений и другие послемагматические процессы.

Таким образом, на основе вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в комбинации с другими изотопными отношениями удается получать сведения о генезисе горных пород, температурном режиме геохимических процессов, генезисе месторождений полезных ископаемых.

Обмен веществом в системе кора—мантия. Геохимия изотопов дочерних элементов долгоживущих естественных радионуклидов и особенно геохимия изотопов Nd и Sr, как и исследование изотопного состава кислорода в земной коре, позволили получить существен-

Таблица 5

Соотношение между концентрациями естественных радиоактивных элементов и их дочерних элементов в горных породах гранитного состава, метеоритах и в верхней мантии

Элементное отношение	Гранитная горная порода	Метеориты	Верхняя мантия
Sm/Nd	0,20	0,35	0,317
K/Ca	2,11	0,10	0,01
Rb/Sr	0,67	0,18	0,029
U/Pb	0,18	0,026	0,061
Th/Pb	0,90	0,13	0,242

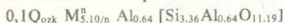
ные результаты по динамике и механизму обмена веществом между корой и мантией, а также по общему развитию земной коры.

Как показано в табл. 5, переход магм из верхней мантии в кору связан с существенными изменениями соотношения между концентрациями естественных радиоактивных элементов Sm, Rb, K, U и Th и концентрациями их дочерних элементов Nd, Sr, Ca, Pb.

Из этого следует, что временная эволюция изотопных отношений дочерних элементов в мантии отличается от эволюции в коре. Это делает возможным датирование времени перехода вещества из верхней мантии в кору и с помощью первичных изотопных отношений — выявление различий в происхождении мантии и коры. Это особенно верно для случая Sm-Nd системы, поскольку переход из мантии в кору является единственным геохимическим процессом, нарушающим соотношение концентраций между материнским и дочерним элементами. Полученные результаты позволяют заключить, что:

- 1) огромные материковые ядра возникли до рубежа 3×10^9 лет назад;
- 2) рост континентов на протяжении всей истории Земли связан с последовательностью более или менее глобальных событий, сопровождавшихся высокой магматической активностью, которая была обусловлена поднятием магм из верхней мантии;
- 3) в течение процесса дифференциации в отдельных областях верхней мантии произошло обеднение литофильными элементами, по крайней мере в областях, находящихся под рифтовыми зонами океанов. Это обеднение необходимо учитывать при моделировании взаимодействий между корой и мантией.

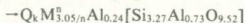
Важные результаты по соотношению взаимодействия вещества коры и мантии дала геохимия изотопов кислорода [20]. Изотопный состав кислорода в земной коре можно исследовать с помощью модели, согласно которой континенты возникают вследствие взаимодействия между корой океанов, поднимающейся в рифтовых зонах, и корой, погружающейся на зонах субдукции. С помощью этой модели эволюция континентальной коры может быть описана следующей реакцией:



материковые ядра примерно 4×10^9 лет тому назад



поднимающиеся рифтовые базальты



настоящая континентальная кора



остаток коры океана, ассимилированный верхней мантией.

Здесь

$Q_{ozk} = 2,51 \times 10^{18}$ т и $Q_k = 10,66 \times 10^{18}$ т — содержание кислорода океанической и континентальной кор;

г и s — коэффициенты, которые описывают динамику тектоники плит (см. ниже); w, x, y, z — указатели ассимилированного верхней мантией остатка океанической коры.

Из-за электронейтральности — $w = 2y - x - 12 - 3z$. Величина n представляет собой средний заряд катионов, кроме Al и Si, содержащихся в коре.

Из этой модели следует, что избыток ^{18}O в континентальной коре по сравнению с верхней мантией можно объяснить двумя геохимическими процессами. Поднимающиеся из верхней мантии магмы выносят преимущественно ^{18}O , а не ^{16}O ; и океаническая вода, захваченная в зоны субдукции и выделяющаяся при погружении блока, также приводит к преимущественному выносу из пород верхней мантии в континентальную кору ^{18}O .

Математическое моделирование этого процесса показывает, что второй из процессов явно преобладает и что тектоника плит и рост континентальной коры на протяжении длительного периода существования Земли происходили со скоростью, сравнимой с современной, независимо от того, является ли причиной роста континентальной коры погружающаяся океаническая кора или верхняя мантия под континентами.

С помощью модели дифференционной кристаллизации по содержаниям MgO и MnO в типичных продуктах дифференциации силикатных магм (габбро, промежуточные горные породы, граниты и кварцевые монцитоны) может быть получен результат, свидетельствующий о том, что магмы из двух упомянутых источников отличаются друг от друга по содержаниям MgO и MnO. Кроме того, источником преобладающей части континентальной коры в зонах субдукции является погружающаяся океаническая кора.

Ниже приведены расчетные значения для г, s, x, y, z и для среднего времени t возобновления океанической коры в том случае, если масса океанической коры на протяжении всей истории Земли была такой же, как теперь, и что тектоника плит начала работать 4×10^9 лет тому назад.

Результаты модели ^{18}O

г	21,3
s	17,3
x	3,34
y	11,27
z	0,69
t	$188 \cdot 10^6$ (годы)

Перспективы. Изотопные методы, включая радиогеохронологию, стали решающим средством выяснения как фундаментальных геологических проблем, так и проблем региональной геологии и разведки месторождений. Они представляют собой инструмент, который, с одной стороны, позволяет проследить за глобальными процессами в их временном развитии, с другой — дает исследователю, работающему в области геологии, возможность во многих случаях описывать геологические процессы не только качественно, но и количественно. Решающим фактором для получения надежных результатов является комбинированное применение различных изотопных методов, а также элементно-геохимических и петрографических методов на одном и том же геологическом объекте.

Точность измерения вариаций легких стабильных изотопов возрастает в той мере, в какой можно уверенно связывать определенные отклонения изотопического состава с определенными геологическими процессами. Для этого необходимо развивать теорию изотопических эффектов в геологических процессах, измерять "чистые" изотопические эффекты в случае проведения модельных экспериментов и использовать полуэмпирические подходы для определения соотношения между значением δ , химическим составом и геологическим процессом.

Что касается техники измерения, то автоматизация применения химического метода подготовки проб и прямое соединение с масс-спектрометром были существенно усовершенствованы. Это направление и в будущем будет развиваться, хотя другое направление, которое еще не дало столь больших результатов, кажется более важным. Это так называемый изотопный анализ *in situ*, при котором совсем можно было бы отказаться от химической обработки проб и анализировать минимальные площади поверхности пород.

Принципиально эта проблема решена с помощью использования масс-спектрометров, работающих на основе вторичных ионов, лазерных микроанализаторов и искровых масс-спектрометров, но до настоящего времени полученные воспроизводимость и точность результатов еще недостаточны.

В области радиогеохронологии имеющиеся до сих пор методы были существенно улучшены путем основных измерений. Это относится прежде всего к методам K/Ar , $^{39}Ar/^{40}Ar$ и K/Ca . Были также найдены новые пары материнских—дочерних нуклидов для определения возраста, например $^{176}Lu/^{176}Hf$.

Ожидать дальнейших успехов в геохронологии следует не в области применения новых материнских—дочерних пар нуклидов, запас которых ограничен и почти полностью исчерпан, а в области нахождения тех условий, при которых полученные результаты измерения можно интерпретировать уверенно и точно. Это относится и к возрасту, и к начальным изотопным отношениям дочернего элемента в случае применения метода изохрон.

Л и т е р а т у р а

1. Arden J.W. — Nature, 1977, vol. 259, N 5631, p. 788.
2. Clauer N. — Chem. Geol., 1979, vol. 27, N 3, p. 67.
3. Clayton R.N., Grossmann L., Mayeda T.K. — Science, 1973, vol. 182, p. 485.
4. Clayton D.D. — Icarus, 1977a, vol. 32, p. 255.

5. Clayton D.D. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977b, vol. 35, p. 398.
6. Clayton D.D. — Moon and Planets, 1978, vol. 19, p. 109.
7. Dostal K.-P., Nagel M., Pabst D. — Ztschr. Naturforsch. A, 1977, Bd. 32, S. 345.
8. Garlick G.D. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, vol. 1, p. 361.
9. Garlick G.D. — In: Handbook of geochemistry. B. etc., 1969.
10. Gerstenberger H., Kaemmel T., Hasse T. et al. Prepr. ZfI-14. 1982.
11. Friedmann J., O'Neil J.R. — In: Data of geochemistry. 6th ed. Wash., 1977.
12. Gorokhov J.M., Clauer N., Varshavskaya E.S. et al. — Precambrian Res., 1981, vol. 16, p. 55.
13. Gorokhov J.M., Kutuyavin E.P., Volodicev O.J. et al. — Sovet. geol., 1981, N 3, p. 67.
14. Gorokhov J.M., Dagelaiskij V.B., Morozova J.M., et al. — Geol. rudnykh mestorozdenij, 1981, N 3, p. 67.
15. Holden N.E. — Pure and Appl. Chem., 1980, vol. 52, p. 2349.
16. Lewis R.S., Srinivasan B., Anders E. — Science, 1975, vol. 190, N 1251.
17. McCulloch M.T., Wasserburg G.J. — Science, 1978, vol. 200, N 1003.
18. Niemeier S., Lugmair G.W. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, p. 211.
19. O'Nions R.K. — In: Thermal ion mass spectrometry and the petroleum industry, vacuum generators technical information, 1980, p. 37.
20. Schütze H., Wetzel K. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982.
21. Schütze H. — Chem. Erde, 1980, Bd. 39, S. 321.
22. Schütze H. — ZfI-Mitt., 1982, N 53.
23. Taylor H.P., jun. — Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 19, N 1.
24. Taylor H.P., jun. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, p. 177.

УДК 550.42

В.И. Виноградов

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ

Изотопные методы исследования — методы геохимические. Как известно, в задачи геохимии входит прежде всего изучение распространенности атомов и путей их миграции — истории жизни атомов. Любое изотопное исследование (применительно к геологии), с какой бы целью оно ни ставилось, в первую очередь направлено на изучение распространенности изотопов в изучаемом объекте. На следующем этапе выясняются возможные причины обнаруженной распространенности. Поскольку в изотопном составе элементов часто фиксируются определенные моменты их жизни, их миграционной истории, то в некоторых случаях удастся эти моменты восстановить. На заключительном этапе исследования полученные результаты согласуются с известными геологическими представлениями, иногда уточняя или определяя их.

На первом этапе наиболее сложным и трудоемким оказывается сам изотопный анализ. Геохимия предъявляет исключительно высокие требования к качеству изотопных измерений. Многие виды изотопных анализов требуют дорогой экспериментальной техники и высокой квалификации исполнителей. Причем, сама эта работа, связанная с затратами очень больших, иногда чрезмерно больших усилий, является достаточно рутинной и, во всяком случае, не творческой, поскольку принципиально проблемы химической обработки проб и экспериментальной измерительной техники в основном решены.

Это означает, что для успешной работы изотопных лабораторий наряду с современным техническим оснащением требуется непосредственная научная заинтересованность сотрудников лаборатории в конечном результате исследования — в геологической интерпретации изотопных данных.

Второй этап изотопных исследований требует специфических знаний геохимического поведения изотопных пар элементов. Нет и, по-видимому, не может быть каких-то строго определенных изотопных значений, однозначно определяющих те или иные геологические понятия. Каждый раз для интерпретации изотопных данных нужна определенная логика мышления, основанная на анализе и сопоставлении обширного материала, известного на сегодняшний день. Естественно, что такой путь не застрахован от ошибок и противоречий, поскольку мы имеем дело со сложнейшей природной системой — планетой Земля.

Третий этап исследования имеет свои трудности. Прежде всего они связаны с естественным разрывом в системах знаний, а часто и в стиле мышления изотопистов-геохимиков и геологов разных специальностей. Существование этих объективных трудностей, а часто и легкомысленно потребительское отношение к результатам изотопных анализов сдерживает иногда развитие чрезвычайно перспективных изотопных методов исследования; преодоление этих трудностей является, видимо, одной из важнейших проблем геологии.

Материал по геохимии изотопов, накопленный к настоящему времени усилиями многих исследователей, позволяет сформулировать некоторые общие проблемы геологии. Во всех рассматриваемых здесь случаях основой для постановки проблемы явились именно изотопно-геохимические данные. В некоторых случаях их уже сегодня можно согласовать с геологическими представлениями, в других потребуется изменение существующих представлений. Не исключена, конечно, и эволюция или изменение излагаемых здесь взглядов по мере накопления новых изотопных данных и разработки новых моделей их интерпретации.

Ранняя дегазация Земли. Этап ранней дегазации вещества Земли доказывается в первую очередь данными по изотопному составу таких циклических элементов, как сера, углерод и кислород. На некоторых этапах циклического круговорота этих элементов с участием биосферы происходит перераспределение их изотопов; в резервуарах накопления в изотопном составе элементов фиксируются признаки их участия в циклическом круговороте.

Наиболее важный этап в миграционном цикле серы, на котором происходит значительное изотопное фракционирование, связан с восстановлением сульфата океанической воды до сероводорода. Восстановление идет за счет окисления органического вещества при участии сульфатредуцирующих бактерий. Процесс этот по своим масштабам имеет планетарное значение. В результате оставшийся в растворе (в морской воде) сульфат обогащается тяжелым изотопом серы, и степень этого обогащения зависит от параметров круговорота серы. В число таких параметров входят объемы разных форм серы, находящейся в круговороте, функционально связанных, по-видимому, с объемами других компонентов морского солевого комплекса; активность процессов сульфатредукции, функционально

обусловленная общей активностью биосферы планеты, и др. Изменение любого параметра круговорота серы должно немедленно отразиться в изотопном составе серы океанического сульфата.

Были проведены многочисленные специальные исследования изотопного состава сульфатной серы древних океанов. Оказалось, что в течение почти всего геологического времени этот состав выдерживался на одном и том же уровне. Резкий перелом приходится на возрастную рубеж около 3 млрд. лет, соответствующий примерно низам разреза архейских образований Алданского и Южно-Африканского щитов. Это означает, что по крайней мере в течение 3 млрд. лет на Земле существовали устойчивые параметры круговорота серы и, следовательно, сохранялся постоянным объем серы в поверхностных оболочках Земли.

Характерным резервуаром углерода и кислорода в осадочной оболочке Земли оказываются карбонатные отложения. Образование карбонатов происходит в изотопном равновесии по углероду и кислороду с растворенной в океанической (морской) воде углекислотой, связанной в свою очередь равновесием с CO_2 атмосферы и кислородом воды. Вследствие этого карбонатный материал, отлагающийся в условиях равновесия из морской воды, обладает устойчивым и очень характерным изотопным составом и углерода, и кислорода. Как и в случае с серой, изотопный состав карбонатного вещества является планетарной константой, функционально связанной в конечном счете и с количеством углекислоты, находящейся в циклическом круговороте, и с объемом гидросферы. Оказывается, что этот характерный изотопный состав углерода и кислорода карбонатов выдерживается на постоянном уровне в течение всего обозримого времени, вплоть до самых древних из известных на сегодняшний день метаосадочных карбонатов Гренландии.

Эти и некоторые другие факты (см. подробнее [2, 3, 4]) служат убедительным доказательством ранней стадии дегазации Земли и формирования газово-водной оболочки планеты в современном ее объеме и, вероятно, в составе около 3 млрд. лет назад или даже ранее. Отсюда автоматически следует вывод, что продолжающаяся дегазация мантии по своим масштабам ничтожна, а реально наблюдаемые выходы вулканических газов связаны с ремобилизацией и циклическим круговоротом вещества верхних оболочек Земли.

Ранний этап дифференциации земного вещества. Ранняя дегазация Земли сопровождалась или вызывалась процессом ранней дифференциации земного вещества. Лучшее всего этот процесс фиксируется в изотопном составе стронция.

Начальное изотопное отношение стронция в момент образования Земли ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) оценивается величиной 0,69894 [1, 18, 55]. В ходе времени это отношение в Земле постоянно увеличивается за счет радиоактивного распада ^{87}Rb . Соответственно, в каждом замкнутом объеме породы скорость изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во времени зависит от количества ^{87}Rb или, точнее, от отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, в общем эквивалентного отношению Rb/Sr . Чем это отношение выше, тем скорее возрастает в рассматриваемой системе отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что определяется общим уравнением:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda T} - 1).$$

Без больших погрешностей его можно упростить до вида:

$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_T \approx ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 + 2,9 \cdot \text{Rb}/\text{Sr} \cdot \lambda T,$$

где $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0$ — начальный изотопный состав стронция в системе; $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_T$ — изотопный состав стронция в системе по прошествии T лет;

T — время в годах;

$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ — постоянная распада ${}^{87}\text{Rb}$.

Если существуют какие-то замкнутые объемы пород с одинаковым начальным изотопным отношением стронция в них и с разными отношениями Rb/Sr , то через T лет точки, соответствующие рубидий-стронциевым системам этих пород в координатах ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ и ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, расположатся на прямой линии. Эта линия называется изохроной; и угол ее наклона есть функция возраста, а точка пересечения с вертикальной осью, где откладываются значения изотопного состава стронция, отвечает начальному изотопному отношению стронция в системе.

Исходя из этого, можно представить себе, какое изотопное отношение стронция должно быть в толеитовых базальтах срединных хребтов, если бы они представляли собой замкнутую систему в течение всего времени существования Земли. Среднее отношение ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ в них принимается равным 0,03 [26], что соответствует отношению Rb/Sr около 0,01. Развитие изотопного отношения стронция во времени в такой системе приводит к значению 0,7010 на сегодняшний (нулевой) момент времени, которое существенно ниже самого низкого реально измеренного значения ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,7022$ в толеитовых базальтах срединных хребтов. Последнее значение в рамках рассматриваемой модели отвечает отношению $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,017$, т.е. вдвое более высокому, чем реально наблюдаемое.

Сказанное вполне согласуется с представлениями о том, что толеиты срединных хребтов представляют собой наиболее деплетированное вещество мантии, потерявшее среди прочих, так называемых несовместимых элементов и щелочи. Изотопные данные позволяют оценить время такого деплетирования. Ключ к оценке дают сведения о начальных изотопных отношениях стронция разновозрастных, особенно древних пород. В любом случае все породы Земли, в том числе и породы кислого ряда, следует производить из некоторого первичного вещества с низкими отношениями Rb/Sr , а значит и с низкими отношениями ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$. К настоящему времени проведено уже много изохронных определений возраста древних пород. Многие из них имеют очень низкие начальные изотопные отношения стронция.

Если эти изотопные отношения нанести на график в координатах $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})$ — время и аппроксимировать их прямой линией, то она пересекается с линией развития изотопного отношения в хондритах на уровне первых сотен миллионов лет существования Земли. Это означает, что дифференциация земного вещества, по крайней мере в отношении щелочных элементов, произошла на самых ранних этапах развития планеты [33, 36]. Вывод о ранней дифференциации земного вещества остается в силе независимо от того, принимается хондритовая модель исходного состава Земли или нет.

К выводу о весьма ранней дифференциации земного вещества и образованию истощенной (деплетированной) мантии в первые 100—

200 млн. лет жизни планеты приводят и данные по изотопному составу неодима [47]. Логика рассуждений здесь совершенно такая же. Отличие от стронция состоит в том, что дифференциация исходного вещества Земли должна была сопровождаться преимущественной потерей легких редкоземельных элементов, и в остатке (рестите) по мере процесса деплетирования должно было нарастать отношение Sm/Nd . Соответственно, чем раньше и полнее прошла дифференциация вещества, тем более высокое изотопное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ должно зафиксироваться в рестите.

Изотопные признаки взаимодействия вещества земной коры и мантии. Существование очень низких первичных отношений изотопов стронция в древних породах демонстрирует вероятность того, что во всех изученных океанических базальтах Rb-Sr системы нарушены, видимо, за счет привноса в них радиогенного стронция. Истинные изотопные отношения стронция в океанической мантии должны быть ниже самого низкого из известных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7022$ и могут быть близки к значениям 0,701 или даже к более низким.

Можно предполагать несколько причин такого нарушения, и одна из них связана с глубинной конвекцией океанических вод. Впервые идея о глубинной конвекции поверхностных вод за счет тепловых очагов современных вулканических аппаратов была высказана советским гидрогеологом, специалистом в области минеральных вод А. М. Овчинниковым [8]. Он рассматривал вулканические аппараты как очаги разгрузки подземных вод. Однако "самыми благоприятными для гидротермальных процессов являются интрузии, проникающие в водонапорные системы" [8, с. 48]. Впоследствии обширные исследования изотопного состава кислорода и стронция установили признаки взаимодействия термальных вод глубинной циркуляции с породами самых различных интрузивных тел [71]. Такие же признаки высокотемпературного взаимодействия с пресными или морскими водами обнаружены практически во всех изученных проявлениях пород офиолитовой ассоциации [32, 48, 62, 63, 74], в породах океанических островов [31, 50], в базальтах океанского дна [10].

Детальные исследования изотопного состава кислорода вулканитов Исландии, проведенные по керновому материалу из скважин глубинного бурения, показали, что практически все породы острова, вскрытые до глубины 2—3 км, изменены при взаимодействии с нагретыми метеорными водами. Характерно, что признаки взаимодействия с пресной водой видны и в неизмененных базальтах. Это объясняется либо взаимодействием их с гидротермально измененными породами, либо непосредственно с водами на стадии магматического расплава [34].

Геофизические обоснования глубинной конвективной циркуляции океанических вод [37] и изотопно-геохимические следствия такой циркуляции [10, 61] приводят к очень важному, еще не полностью осознанному выводу. Все без исключения магматические породы океанической коры прошли стадию высокотемпературного взаимодействия с морской водой; следовательно, вся океаническая кора в той или иной степени изменена в результате такого взаимодействия.

Картина усложняется тем, что базальты океанического дна подвергаются еще и низкотемпературному воздействию морской воды. Правда, в последнем случае результаты такого взаимодействия могут быть зафиксированы петрографически (минералогически). Обширные

данные по изотопному составу водорода и кислорода океанических базальтов, вскрытых скважинами глубоководного бурения, определенно свидетельствуют, что практически все базальты океанического дна прошли через вещественное высоко- или низкотемпературное взаимодействие с океаническими водами [30]. Поэтому сегодня у нас нет возможности получить совершенно неизменные образцы пород океанической коры. Вот почему все наблюдаемые изотопные аномалии в породах океанической коры следует объяснять прежде всего с позиций взаимодействия мантийного и корового (сиалического) вещества.

Дело в том, что в геохимическом, вещественном смысле океаническая вода есть прямое продолжение сиалической коры. В изотопном составе элементов, растворенных в морской воде, четко фиксируется континентальная природа этих элементов [21, 22, 56, 57]. Уточнение масштабов и геохимических следствий глобального процесса взаимодействия океанической воды с породами и глубины конвективной циркуляции вод представляет собой важнейшую геохимическую проблему ближайшего времени.

Все ярче признаки взаимодействия вещества коры и мантии обнаруживаются в островных дугах. Как известно, изотопные отношения стронция в вулканитах островных дуг варьируют в широких пределах от нижнего значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,703 (среднее $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ около 0,7037), причем не отмечается никакой зависимости изотопного состава стронция от типа пород. Как толеитовые базальты островных дуг с очень низкими, так и щелочные и кислые породы с высокими отношениями Rb/Sr имеют в пределах индивидуальных островов или островных дуг одни и те же изотопные отношения стронция. При этом для щелочных и кислых пород островных дуг изотопные отношения стронция оказываются намного ниже, чем можно было бы ожидать, судя по отношениям в них Rb/Sr. Это означает, что не существует долговременных магматических резервуаров щелочных (и кислых) пород. Свой химический и изотопный состав они приобретают незадолго до или в момент своего извержения. Следовательно, нужно искать механизм образования этих пород с учетом изотопных данных.

Большинство исследователей связывают такие механизмы опять-таки с процессами взаимодействия мантийных пород с материалом сиалической коры. В качестве такого материала могут выступать морская вода, осадочный чехол океанического ложа, продукты гальмиролиза океанических базальтов или, наконец, сиалический материал блоков континентальной коры.

Идея взаимодействия измененных пород океанической коры и собственно мантийных пород при образовании вулканитов Марианской островной дуги, наверное, впервые была наиболее четко сформулирована А. Мейером [49] на основании данных по изотопному составу свинца и стронция. Но и ранее изотопный состав свинца в вулканитах островных дуг интерпретировался с позиций внедрения океанических осадков вдоль зоны субдукции [16, 68].

Изотопные признаки взаимодействия вещества коры и мантии при формировании вулканитов островных дуг отмечались многими исследователями при изучении практически всех островных дуг. Но, пожалуй, наиболее четко эти признаки проявлены в островных дугах Индонезии по соотношениям изотопов свинца, неодима и стронция [73] и особенно по соотношению изотопов кислорода и стронция [46].

Вулканы островных дуг Индонезии могут явиться модельным примером формирования разных типов пород за счет ассимиляции сиалического материала. Принимается, что в некоторых случаях наблюдаемые закономерности в распределении изотопов могут быть объяснены захватом по зонам субдукции базальтов сиалического дна, претерпевших низкотемпературные взаимодействия с морской водой. Тогда кажется вполне логичным допущение, что и захват самой воды может привести к тем же самым следствиям. Нетрудно предположить, что в районах островных дуг осуществляется такая же глубинная конвекция океанических вод, как и в срединных хребтах. Наиболее вероятными областями питания гидротермальных систем океанических дуг явились бы тогда океанические желоба, и пониженные тепловые потоки вдоль них нашли бы простое объяснение. Циркуляцией океанических вод по зонам Беньофа можно было бы объяснить и многие другие явления, которые связывают с поддвижением плиты по этой зоне.

Естественно, что эффект ассимиляции коровых пород обнаруживается по линейным зависимостям в изотопном составе кислорода и стронция не только в пределах океанов, но и на континентальных блоках земной коры [29, 72].

Очень четко влияние сиалического материала на состав вулканитов видно в Южных Андах, где обнаруживается систематическое возрастание значений $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с севера на юг от +5,2 и 0,704 до +10 и 0,710 соответственно [27]. К выводу о влиянии материала континентальной коры на состав кайнозойских вулканитов Северной Америки приводит обширный материал по изотопному составу стронция [44].

Планетарный подход к анализу изотопных данных по неодиму и стронцию позволяет сделать вывод, что все гранитоиды моложе 1—2 млрд. лет образовались при обязательном участии рециклического материала сиалической коры. В составе более древних гранитоидов степень этого участия меньше или оно вовсе не обнаруживается [12, 75].

С другой стороны, есть безусловные доказательства существования блоков континентальной коры древнее 3,5—3,7 млрд. лет. Вещество древней континентальной коры могло неоднократно в геологической истории участвовать в процессах смешения с мантийным материалом в гранитообразовании. Естественно полагать, что чем большее количество циклов перемешивания произошло, тем в большей степени будут стерты изотопные метки древнего сиалического вещества и приобретены метки мантийного материала. Известно, что в процессе гранулитового метаморфизма породы сиалической коры наряду с другими элементами теряют уран и рубидий и по соотношениям U/Rb и Rb/Sr приближаются к значениям, характерным для деплетированной мантии. Даже самарий-неодимовая система испытывает некоторые нарушения при гранулитовом метаморфизме [24]. Поэтому вывод об образовании древних гранитоидов за счет непосредственной дифференциации мантийного вещества [12] нельзя считать безусловным, хотя проблема времени и способов формирования гранитной оболочки Земли может быть решена изотопными методами, и это — одно из перспективных направлений будущих исследований.

Сходство состава мантии под океанами и континентами. Представление о характере мантии, степени ее деплетированности можно получить, опираясь на данные по изотопному составу стронция и неодима. Как уже говорилось, наиболее ярко представляют вещество

деплезированной мантии толеитовые базальты срединных океанических хребтов. Для них характерны низкие изотопные отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702$) и высокие отношения изотопов неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513$). Поскольку все породы земной коры в той или иной степени загрязнены сиалическим материалом, истинные изотопные отношения в исходном материале деплезированной мантии должны быть меньшими или равными для стронция и большими или равными для неодима, чем, соответственно, самое низкое и самое высокое отношение из реально обнаруженных в толитах.

Способ установить распространенность и степень деплезированной мантии в той или иной точке Земли заключается в нахождении первичных изотопных отношений элементов в породах — производных мантии. Такие попытки предпринимались неоднократно, но довольно долгое время получаемые результаты не отражали существа дела, поскольку породы мантийного генезиса легко контаминируются веществом коры. Только начиная примерно с середины 70-х годов стали специально подбирать материал с учетом его возможной контаминации, применять специальные способы отмычки образцов перед их анализом, проводить массовые анализы, допускающие последующую экстраполяцию получаемых значений. В результате усилий многих лабораторий мира сегодня картина достаточно очевидна.

Прежде всего представляют интерес результаты изучения офиолитов. Во всех без исключения случаях можно утверждать, что вне зависимости от возраста выдвигения офиолитов и их географического положения они представляют собой вещество древней деплезированной мантии [6, 9, 38, 39, 42, 48, 60, 62]. Вещество деплезированной мантии представляют также и изученные лерцолитовые массивы Средиземноморья [13, 58].

Сведения о составе мантии под континентальной корой удастся получить при детальном исследовании продуктов траппового вулканизма и провинций щелочных пород. Особое внимание было уделено изучению деканских траппов. Изотопный состав стронция в них варьирует в больших пределах — от 0,704 до 0,715, и некоторые авторы склонны приписывать эти вариации негомогенности мантийного источника [14, 41].

Однако вероятность загрязнения трапповых базальтов коровым веществом слишком велика, и реальность ее вытекает из данных по изотопному составу стронция. Изучение изотопной системы Nd—Sr—Pb [11] доказывает, что источник континентальных базальтов Декана и Тасмании имеет столь же деплезированный характер, как и источник толеитовых базальтов срединных океанических хребтов. Вывод о деплезированном источнике кайнозойских континентальных базальтов западных районов США [44, 45] и плейстоценовых вулкаников Вестфалии [65] также определенно следует из данных по изотопному составу стронция и неодима.

Аналогичный вывод был сделан нами при изучении сопряженных с трапповым магматизмом щелочных пород северо-западной окраины Сибирской платформы [3, 5]. Совместное исследование изотопного состава кислорода и стронция в минералах щелочных пород обнаружило линейную корреляцию в координатах $\delta^{18}\text{O}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Такая корреляция отражает процесс смешения материала коры и мантии при образовании щелочных пород, причем мантийная составляющая характеризуется изотопным составом стронция 0,703 или ниже. Данное

обстоятельство позволяет заключить, что мантия под этой частью Сибирской платформы столь же деплетирована в отношении щелочных элементов, как и мантия под океанами.

Подобные примеры, хотя еще и немногочисленные на сегодняшний день, иллюстрируют очень важное положение: состав мантийного вещества, видимо, в значительной степени однороден по всему земному шару. Вещество мантии представляет собой деплетированный остаток после этапа ранней глобальной дифференциации. Его антиподом, видимо, является вещество сиалической коры. На границе кора—мантия и в пределах континентов происходят различные по своим механизмам процессы циклического взаимодействия мантийного и сиалического вещества, которые могут вызывать вторичные неоднородности верхней мантии.

Мантийные неоднородности. Исходя из заключения о значительной однородности мантии под океанами и континентами, вероятность обнаружения существенных химических и изотопных неоднородностей мантии невелика. Поэтому в подконтинентальной мантии обнаружить такие неоднородности вообще маловероятно. Условия для взаимодействия мантийного вещества с сиалическим здесь благоприятнее, и характер взаимодействия может быть узко локальным. На этом фоне исходные неоднородности мантийного вещества не будут различимы.

Поэтому основные сведения по мантийным неоднородностям черпаются из данных по океаническим базальтам — донным и островным. В ряде работ [15, 23, 43, 52, 53, 64] было показано географически неравномерное распределение изотопов стронция, свинца, неодима донных и островных базальтов. Однако в подавляющем большинстве случаев реально наблюдаемые неоднородности в распределении изотопов в породах океанов и океанических островов рассматриваются как вторичные, возникшие в результате смешения пород океанической и континентальной коры. Пропорции этого смешения могут быть самыми различными. Что касается источников сиалического материала и механизмов перемешивания, то изотопные данные редко дают непосредственные ответы на эти вопросы. Во всяком случае, нет никаких серьезных ограничений для объяснения неоднородностей доступного для наблюдений мантийного материала процессами его взаимодействия с сиалическим веществом коры.

Тем не менее есть две категории фактов, в той или иной мере согласующихся с представлениями о первичной горизонтальной и вертикальной неоднородностях мантии. Первая категория связана с изучением изотопного состава свинца и стронция, другая — стронция и неодима в базальтах океанов. В серии работ [20, 54, 66, 69] показано, что породы океанического дна и островов образуют на графиках в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ прямолинейные зависимости. Аппроксимирующие линии трактуются как изохроны, и наклон их отвечает возрасту около 1,5—2 млрд. лет.

Аналогичные результаты были получены при изучении изотопного состава стронция. Образцы океанических толеитов и щелочных базальтов располагаются на изохронной плоскости ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) вдоль прямых линий с наклоном, также отвечающим возрасту 1,5—2 млрд. лет [19].

Признание возрастного смысла линейных корреляций на изохрон-

ных диаграммах для свинца и стронция приводит к очень важным выводам. Во-первых, это означает, что до уровня 1,5—2 млрд. лет назад в мантии происходили процессы интенсивного перемешивания вещества. Во-вторых, на уровне 1,5—2 млрд. лет назад интенсивность перемешивания резко сократилась, и с тех пор сохраняются неоднородности мантийного вещества.

Однако сейчас с накоплением нового фактического материала правомерность возрастной интерпретации данных вызывает все большие сомнения, да и линейная аппроксимация данных в изохронных координатах по мере их накопления становится все менее очевидной [67].

Если бы изотопные системы свинца и стронция в мантии развивались как закрытые, то наблюдалась бы корреляция в изотопном составе этих элементов. Показано, что такой корреляции нет [23], за исключением базальтов Срединно-Атлантического хребта. Но и в этом случае изотопные отношения свинца не отвечают модельным представлениям о развитии мантии и не согласуются с распределением редких элементов, если исходить из их соотношений в хондритах. Поэтому приходится делать вывод, что уран-свинцовая система в верхней мантии эволюционировала как открытая [28].

Наиболее убедительным доказательством закрытости мантии и ее первичной неоднородности оказываются сегодня данные по соотношению изотопов неодима и стронция. Почти в одно время в разных лабораториях была обнаружена обратная прямолинейная зависимость отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах океанов и островов [25, 51, 59]. Объясняется такая зависимость одновременным обеднением некоторого исходного вещества Земли при его дифференциации рубидием относительно стронция и неодимом относительно самария. Таким образом, предполагается, что в земной мантии существуют не только максимально истощенные толеитовые базальты океанических хребтов, но и менее или совсем не деплетированные разности пород. Смещение этих крайних по степени деплетированности пород и обуславливает наблюдаемую линейную зависимость $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Принимая, что сегодняшние отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd в недеплетированной мантии равны хондритовым — 0,511836 и 0,1967 [39, 40], можно построить линию развития неодимовых отношений в породах недеплетированной мантии. Оказывается, что минералы из включений гранатовых лерцолитов в кимберлитах ложатся на эту прямую [17, 70]. Это тоже служит очень серьезным аргументом в пользу существования недеплетированной мантии.

Важно отметить еще, что в противоположность стронцию концентрация неодима в океанической воде ничтожно мала. Поэтому нельзя объяснить смещение изотопного состава неодима в базальте прямым взаимодействием породы с морской водой. Тем не менее в некоторых случаях наблюдаются отклонения изотопных отношений неодима океанических островов от мантийного тренда. Наиболее четко это зафиксировано в вулканиках о-ва Гренада из группы Малых Антильских островов [35], в вулканиках Индонезийской группы островов Банда и Сунда [73] и многие другие. Такие случаи легко объясняются участием в магмаобразовании континентального материала. Не подчиняется общим закономерностям и поведение изотопов неодима в базальтах п-ова Рейкьянес, Исландия [76], что не находит пока своего объяснения.

Что касается самой "мантийной последовательности" (mantle array) изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, то ее возникновение тоже связано с процессами перемешивания. Многие исследователи полагают, что мантийная последовательность определяется смешением вещества глубиной (> 200 км) недеплетированной и верхней деплетированной мантии, т.е. мантийная последовательность отражает существование первичной (очень древней) неоднородности мантии. В последнее время появляется все больше данных и больше сторонников идеи, что неоднородности мантии связаны с взаимодействием вещества в системе кора—мантия, т.е. являются вторичными, и мантийная последовательность изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обязана именно этим вторичным неоднородностям. Правда, в этом случае коровая компонента смеси представлена не чистым континентальным материалом, а скорее начальными продуктами континентализации океанической коры.

Заключение. На основании рассмотренного материала можно сформулировать в обобщенном виде три главные проблемы, осмысление которых окажет, видимо, значительное влияние на развитие представлений в разных подразделениях геологической науки.

1. Проблема ранней дифференциации земного вещества. В результате этого или этих процессов уже на начальном этапе геологического развития нашей планеты — в первый миллиард или даже в первые сотни миллионов лет ее существования — сформировалось в своем конечном объеме вещество континентальной коры и газоводная оболочка Земли. Остаток от выплавления материала сиалической коры представляет собой вещество деплетированной мантии, принципиально сходной по своему составу как под континентами, так и под океанами.

2. Проблема вещественного взаимодействия в системе кора—мантия. С этим взаимодействием связана вся дальнейшая эволюция земного вещества. Геологические доказательства наращивания объемов континентального материала во времени должны, следовательно, рассматриваться и как доказательство комплементарно связанного с континентализацией процесса океанизации вещества сиалической коры.

Оба процесса могут идти только при условии постоянно продолжающегося и циклически повторяющегося перемешивания вещества коры и мантии. Изотопные исследования дают непосредственные доказательства реальности процессов перемешивания вещества коры и мантии. Существуют, по-видимому, и иные механизмы такого перемешивания, кроме признаваемой ныне субдукции. Один из важнейших механизмов перемешивания связан, видимо, с глубинной конвективной циркуляцией поверхностных вод, с процессами преобразования вещественного состава пород под влиянием циркулирующих вод. Побочной ветвью такого взаимодействия является формирование рудоносных гидротермальных растворов. При этом очень важным в научном отношении оказывается следующее обстоятельство. Концентрирование рудных компонентов в гидротермальном растворе происходит за счет их кларковых содержаний в породах.

3. Проблема энергетики вещественного взаимодействия вещества кора—мантия. Эта проблема связана с решениями вопроса и общего источника (или источников) энергии, и способов ее передачи. Изотопные данные не дают никаких доказательств существования глубинных (мантийных, ювенильных) теплоносителей. Основной вынос глубинного тепла на земную поверхность обусловлен глубинной циркуляцией

поверхностных вод. Возникает вопрос о причинах глобального распределения тепловых аномалий: связаны ли они лишь с условиями циркуляции вод и вызванными ими перемещениями тепла из очагов магматизма, или сами условия циркуляции обусловлены глобальными особенностями распределения нагретых магматических масс. Этот вопрос представляется одним из наиболее важных в будущих геологических исследованиях.

Л и т е р а т у р а

1. Бор-Минг Я., Найкуист Л. Э. Эволюция коры в системе ранняя Земля—Луна. Ограничения, вытекающие из Rb-Sr исследований. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 63—87.
2. Виноградов В.И. Изотопный состав элементов и проблема дегазации мантии и формирование газовой-водной оболочки Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 23—30.
3. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 191 с.
4. Виноградов В.И. Ранние стадии развития осадочной оболочки Земли по изотопным данным. — Геохимия, 1982, N 5, с. 621—628.
5. Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Буякайтэ М.И., Кулешов В.Н., Драгавцева Т.А., Макарова Н.И. Изотопные признаки участия корового вещества в составе щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: IX симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М.: Наука, 1982, т. 1, с. 84—86.
6. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала/Под ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградова. М.: Наука, 1983. 184 с.
7. Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 356—366.
8. Овчинников А.М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. — В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 45—52. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 191).
9. Abde-Monem A.A., Al-Sharti A.A., Raddain A.A. Rb—Sr geochronology and Sr-isotopic evidence for crustal evolution, West-Central Arabian shield, Saudi Arabia. — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 1—2.
10. Albarede F., Michard A., Minster J.F., Michard G. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific rise at 21°N. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 55, N 2, p. 229—236.
11. Allegre C.J., Dupre B., Richard P. et al. Continental versal suboceanic mantle. II. Nd—Sr—Rb isotopic comparison of continental tholeites with mid-ocean ridge tholeites, and the structure of the continental lithosphere. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 57, N 1, p. 25—34.
12. Allegre C.J., Othman D.B. Nd—Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis. — Nature, 1980, vol. 286, p. 335—342.
13. Allegre C.J., Polve M. Orogenic lherzolite complexes studied by $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: A clue to understand the mantle convection process? — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 51, N 1, p. 71—83.
14. Alexander P.O., Paul D.K. Geochemistry and strontium isotope composition of basalts from the Eastern Deccan volcanic province, India. — Miner. Mag., 1977, vol. 41, N 318, p. 165—172.
15. Anderson D.L. Isotopic evolution of the mantle: The role of magma mixing. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 57, N 1, p. 1—12.
16. Armstrong R.L. Isotopic and chemical constraints on models of magma genesis in volcanic arcs. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 12, N 1, p. 137—142.
17. Basu A.R., Tatsumoto M. Nd-isotopes in ultrabasic-basaltic rocks and mantle evolution. — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 17—18.
18. Bor-Ming J., Chi-Yu Scin. On the age of the onvervacht Swaziland sequence, South Africa. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 6, p. 873—885.
19. Brooks C., James D.E., Hart S.R., Hofmann A.W. Rb—Sr mantle isochrons: Annual report of the Director department of terrestrial magnetism. — Carnegie Inst. Yb., 1976, vol. 75, p. 176—207.
20. Chase C.G. Oceanic island Rb: Two stage history and mantle evolution. —

- Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 52, p. 277—184.
21. *Chow T.J., Patterson C.C.* Lead isotopes in manganese nodules. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, vol. 17, N 1/2, p. 21—31.
 22. *Chow T.J., Patterson C.C.* The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, vol. 26, N 2, p. 263—308.
 23. *Cohen R.S., O'Nions R.K.* The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean-ridge basalts. — *J. Petrol.*, 1982, vol. 23, N 3, p. 299—324.
 24. *DePaolo D.J., Manton W.I., Grew E.S., Halpern M.* Sr—Nd, Rb—Sr and U—Th—Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. — *Nature*, 1982, vol. 298, N 5875, p. 614—618.
 25. *DePaolo D.J., Wasserburg G.J.* Nd isotopic variations and petrogenetic models. — *Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3, p. 249—252.
 26. *DePaolo D.J., Wasserburg G.J.* Petrogenetic mixing models and Nd—Sr isotopic patterns. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 4, p. 615—627.
 27. *Deruelle B., Hermon R.S., Moorbathi S.* Petrogenesis of andean lavas of South America from combined Sr—O isotope relationships. — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 77—78.
 28. *Dupre B., Allegre C.J.* Pb—Sr—Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. — *Nature*, 1980, vol. 286, N 5768, p. 17—22.
 29. *Ferrara G., Martinez M.P., Tonarini S., Ture B.* Oxygen and strontium isotopic correlation in volcanic rocks from Mt. Vulsini district (Northern Latium, Italy). — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 95—96.
 30. *Friedrichsen H., Hocrnes S.* Stable isotope exchange between oceanic crust and ocean water. — In: Short pap. 4th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., US. Snowmass-At-Aspen (Col.), 1978, p. 123—125.
 31. *Grant N.K., Powell J.L., Burkholder F.R.* et al. The isotopic composition of strontium and oxygen in lavas from St. Helena, South Atlantic. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 2, p. 209—223.
 32. *Gregory R.T., Taylor H.P.* An oxygen isotope profile in a section of cretaceous crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for ^{18}O buffering of the oceanic by deep (5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-oceanic ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, p. 2737—2755.
 33. *Hart S., Brooks C.* The geochemistry and evolution on early precambrian mantle. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 61, N 2, p. 109—129.
 34. *Hattori K., Muehlenbache K.* Oxygen isotope ratios of the Icelandic crust. — *J. Geophys. Res. B*, 1982, vol. 87, N 8, p. 6559—6565.
 35. *Hawksworth C.J., O'Nions R.K., Arculus R.J.* Nd and Sr isotope geochemistry of Iseled arc volcanics Grenada, Lesser Antilles. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, N 2, p. 237—248.
 36. *Hurst R.W.* Sr evolution in the West Greenland—Labrador craton: A model for early Rb depletion in the mantle. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 1, p. 39—44.
 37. *Hyndman R.D., Herzen R.P., Erickson A.J.* Heat flow measurements in deep crustal holes on the Mid-Atlantic Ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 23, p. 4053—4060.
 38. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.L.* Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source of midocean ridge basalts. — *J. Geophys. Res. B*, 1979, vol. 84, N 13, p. 7429—7445.
 39. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* The mean age of mantle and crustal reservoirs. — *J. Geophys. Res. B*, 1979, vol. 84, N 13, p. 7411—7427.
 40. *Jacobsen B.B., Wasserburg G.J.* Sm—Nd isotopic evolution of chondrites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, N 1, p. 139—155.
 41. *Kurasawa H., Aramaki Sh., Desmukh S.S.* Strontium isotope geochemistry of volcanic Suita from Decan traps and Western Japan arcs: Implications for the origin of continental and arc volcanics. — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 199—200.
 42. *Lanphere M.A., Collman R.G., Hesson C.A.* Sr isotopic study of the Samail ophiolite, Oman. — *J. Geophys. Res. B*, 1981, vol. 86, N 4, p. 2709—2720.
 43. *Lanphere M.A., Dalrymple G.B., Clague D.A.* Rb—Sr systematics of basalts from the Hawaii—Emperou volcanic chain. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1980, vol. 55, p. 695—706.
 44. *Leeman W.P.* Tectonic and magmatic significance of strontium isotopic variations in cenozoic volcanic rocks from the Western United States. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1982, vol. 93, N 6, p. 487—503.
 45. *Lugmair G.W., Macdougall J.D.* Ocean ridge and continental flood basalt sources. How do they differ? — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 220—221.

46. Magaritz M., Whitford D.J., James D.E. Oxygen isotopes and the origin of high-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr andesites. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, N 2, p. 220—230.
47. McCulloch M.T. Identification of Earth's earliest differentiates. — In: 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Jap. Nikko, 1982, p. 244—245.
48. McCulloch M.T., Gregory R.T., Wasserburg G.T., Taylor H.P. A neodimium, strontium and oxygen isotopic study of the cretaceous Samail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater hydrothermal alteration of oceanic crust. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 46, N 2, p. 201—211.
49. Meijer A. Pb and Sr isotopic data on the origin of volcanic rocks from the Mariana island — arc system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 9, p. 1358—1369.
50. Muehlenbachs K., Anderson A.T., Sigvaldason G.E. Low-¹⁸O basalts from Iceland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 4, p. 577—588.
51. O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evenler N.H. Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in oceanic basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 34, N 1, p. 13—22.
52. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Secula variation in the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 21, N 1, p. 13—21.
53. O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gronvold K. Nature and development of basaltic magma sources beneath Iceland and Reykjanes Ridge. — J. Petrol., 1976, vol. 17, N 3, p. 315—338.
54. Oversby V.M., Gast P.W. Lead from oceanic islands. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 11, p. 2097—2114.
55. Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 5, N 6, p. 361—376.
56. Piegras D.J., Wasserburg G.J., Neodimium isotopic variations in seawater. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 50, N 1, p. 128—138.
57. Piegras D.J., Wasserburg G.J., Dasch E.J. The isotopic composition of Nd in different ocean masses. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 45, N 2, p. 223—236.
58. Richard P., Allegre C.J. Neodimium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, N 1, p. 65—74.
59. Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer: An application to oceanic basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 2, p. 269—278.
60. Saleeby J., Chen J.H. Preliminary report of initial lead and strontium isotopes from ophiolitic and batolithic rocks south-western Foothills Sierra Nevada, California. — In: 4th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., US. Snowmass-At-Aspen (Col.), 1978, p. 375—376.
61. Spooner E.T.C. The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 2, p. 167—174.
62. Spooner E.T.C., Chapman H.J., Smeewing J.D. Strontium isotope contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 7, p. 873—890.
63. Spooner E.T.C., Beckinsala R.D., England P.C., Senior A. Hydrotation ¹⁸O enrichment and oxydation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria, Italy. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 7, p. 857—871.
64. Stern R.J. Strontium isotopes from circum-pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: Regions variations and implications for magmagenesis. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1982, vol. 93, N 6, p. 477—486.
65. Stosch H.G., Carlson R.W., Lugmair G.W. Episodic mantle differentiation: Nd and Sr isotope evidence. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, N 2, p. 263—271.
66. Sun S.S., Hanson G.N. Evolution of the mantle geochemical evidence from alkali basalt. — Geology, 1975, vol. 3, N 6, p. 297—302.
67. Sun S.S., Nesbitt R.W. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 44, N 1, p. 119—138.
68. Tatsumoto M. Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes. — Science, 1966, vol. 153, N 5740, p. 1094—1101.
69. Tatsumoto M. Isotopic composition of lead im oceanic basalt and its implication to mantle evolution. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, N 1, p. 63—87.
70. Tatsumoto M. Samarium-neodimium systematics in kimberlites and in minerals of garnet lherzolite inclusions. — Science, 1979, vol. 25, N 4404, p. 398—401.
71. Taylor H.P. The oxygen isotope geoche-

- mistry of igneous rocks. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1968, vol. 19, N 1, p. 1—71.
72. *Taylor H.P.* The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 47, N 2, p. 243—254.
73. *Whitford D.J., Jezek P.A.* Isotopic constraints of the role of subducted sialic material in Indonesian island — arc magmatism. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1982, vol. 93, N 6, p. 504—513.
74. *Wit M.J., Stern C.R.* A model for ocean-floor metamorphism seismic laering and magnetism. — *Nature*, 1976, vol. 264, N 5587, p. 615—619.
75. *Wooden J.L.* Rb—Sr isotopic studies of the archean rocks of the Eastern Lac Seul and Kenora Areas, English River Subprovince, Ontario. — In: *Proc. 1978 archean geochem. conf. Univ. Toronto. Toronto, 1978, p. 131—149.*
76. *Zindler A., Hart S.R., Frey F.A., Jakobson S.B.* Nd and Sr isotope ratios and rare earth element abundance in Reykjanes peninsula basalts: Evidence for mantle heterogeneties beneath Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, N 2, p. 249—262.

УДК 551.24

Ю. Г. Леонов

ПРОБЛЕМЫ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ И ВРЕМЕННОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

О тенденциях развития науки в будущем можно говорить в разном ключе. Но отталкиваться в большинстве случаев, если не всегда, приходится от проблем сегодняшнего дня, от намечающихся или даже уже сложившихся направлений исследования. К числу таких направлений — не новых, но актуальных сейчас и имеющих большую перспективу в будущем, — относится и та корреляция тектонических событий, о которой идет речь в данной статье.

В последние годы термин "корреляция" применяется в геологии довольно широко; особенно часто он встречается в работах, связанных с Международной программой геологической корреляции (МПК). Корреляцией называют исследования разного направления. Не пытаюсь их перечислить, отмечу только, что тот аспект корреляции, о котором говорится здесь и который для краткости будет называться просто тектонической корреляцией, заключается в установлении распределения во времени (т.е. по вертикали) и в пространстве (т.е. по латерали) тектонических движений, магматизма и других проявлений эндогенной активности с особым акцентом при этом на их латеральных соотношениях.

Тектоническая корреляция тесно связана со стратиграфической. Стратиграфия (включая геохронологию) дает шкалу относительного и абсолютного времени и позволяет тем самым проводить хронологическую параллелизацию геологических объектов. Но методами стратиграфии устанавливаются в основном соотношения между компонентами разрезов горных пород: толщ горных пород, перерывов и т.д. В общем случае за рамками стратиграфических задач остается анализ тех тектонических, магматических, термальных событий и процессов, которыми определяется строение разрезов. Ведь даже такая задача, как сравнение и типизация формаций, подразумевает привлечение не только

литологических и стратиграфических, но и тектонических приемов исследования.

Изучение тектонических и вообще эндогенных событий и процессов, зафиксированных в разрезах, представляет собой задачу тектонического исследования, соответственно, когда говорится о тектонической корреляции, имеется в виду, по крайней мере в идеале, корреляция не толщ горных пород, перерывов и других морфологических особенностей, а стоящих за ними явлений, событий, процессов. При этом я не случайно сказал "в идеале", поскольку на практике далеко не всегда легко перейти от особенностей разреза к их однозначной тектонической интерпретации.

Таким образом, хотя и очевидно, что тектоническая корреляция беспомощна без корреляции стратиграфической, она к ней не сводится. Тектоническая корреляция — это синтез стратиграфической корреляции и тектонического анализа.

Можно привести много примеров такого рода исследований: корреляция тектонических движений, имевших место в эпохи олистостромообразования, корреляция фаз (эпох) складчатости, этапов формирования разрывов и многое другое [6]. Эти и аналогичные им исследования могут быть осуществлены, только опираясь на возможно более совершенную стратиграфическую базу; однако они обязательно должны включать и специфический тектонический анализ. Что же касается родоначальника тектонической корреляции, то им в какой-то мере следует считать Г. Штилле с его работами по изучению орогенических фаз.

Значение тектонической корреляции для геологии определяется тем, что для любых выводов, касающихся общих закономерностей тектонического развития, для построения любой модели тектонического развития, которая могла бы претендовать на корректность, будь то глобальная или более частная модель, необходимо учитывать ход событий во времени и их латеральные взаимоотношения. Иными словами, надо представлять, что происходит раньше, что позже, что одновременно (в пределах той точности, которую реально могут обеспечить стратиграфия и геохронология). А это как раз и есть то, что дает тектоническая корреляция.

Этот самый общий тезис можно проиллюстрировать несколькими примерами вполне конкретных, крупных и актуальных проблем, в решении которых видное или даже определяющее место принадлежит тектонической корреляции.

К их числу относится, например, проблема соотношения движений на континентах и в океанах, в частности, вопрос о том, как и в каких хронологических рамках проявляются в океане орогенические процессы, процессы складчатости, соответствующие фазам складчатости на континентах. Мировой океан изучается сейчас интенсивно. Поступающие данные показывают, что определенное соответствие с континентальными процессами имеет место. Есть основания считать, что даже в центральных частях океанов, как и на континентах, идут процессы не только растяжения, но и сжатия, со скучиванием и формированием складчатой структуры [5]¹. Кроме того, обнаруживается хронологи-

¹См. также статью Ю.М. Пушаровского в настоящем сборнике.

ческое соответствие по крайней мере некоторых крупных событий в океанах с внешне однотипными проявлениями тектонической активности на континентах. Примером могут служить движения пиренейской фазы складчатости в конце эоцена—начале олигоцена. Они широко проявились в континентальной части земного шара и фиксируются также в океанах. Проявление тектоники сжатия и даже метаморфизм этого возраста отмечены в некоторых районах Северной Атлантики, особенно отчетливо в хребтах Палмер и Экваториальном [2]. Интересные данные, которые еще ждут своей тектонической интерпретации, имеются по Индийскому океану. Здесь на значительной площади распространен перерыв (устанавливаемый по данным глубоководного бурения), охватывающий конец эоцена—начало олигоцена или более длительный интервал, начиная с позднего эоцена [9]. Сведения сходного характера имеются и по другим океанам. Однако все они пока еще в достаточной степени не обобщены. Чтобы на их основании сделать обоснованные заключения относительно тектонической сущности, хронологии, латеральных связей и значения происходивших событий, необходимы исследования корреляционной направленности.

Изучение глобальных импульсов типа орогенических фаз (эпох) — еще одна крупная задача тектонической корреляции. Кое-что в этом направлении уже сделано. Например, в некоторых работах [6] проанализированы фазы конца силура—девона. А.Л. Книппер недавно обобщил материалы по австрийской фазе середины мела в альпидях. В этих публикациях показана правомерность выделения глобальных (в масштабе пока только континентов) орогенических фаз или, во всяком случае, фаз очень широкого площадного распространения. Но планомерных исследований подобного рода пока что проведено очень мало. Поэтому если сам вывод о существовании глобальных фаз кажется не лишенным основания, то чуть ли не все их особенности требуют изучения: их продолжительность, характер проявления в разной тектонической обстановке, латеральная изменчивость и т.д. Особенно хочется подчеркнуть необходимость изучения характера проявления и длительности фаз в разных интервалах геохронологической колонки. Помимо того, что события разного возраста вообще могут отличаться друг от друга, следует считаться также и с неодинаковой точностью стратиграфических методов определения их возраста и корреляции: в общем случае более грубый анализ возможен для палеозоя и относительно более тонкий — для мезозоя и кайнозоя; причем максимальная точность может быть достигнута для позднего кайнозоя, особенно плиоцена — квартера, где "разрешающие" возможности стратиграфических методов особенно высоки. А из этого следует, что при анализе материалов по мезозою—кайнозою можно надеяться уловить более кратковременные события, чем для более древней истории.

Изучение латеральной сопряженности разных проявлений тектонической и магматической активности, выполняемое в рамках тектонической корреляции, имеет прямое отношение к проверке геотектонических построений, моделей, гипотез глобального значения. Рассмотрим для примера две современные концепции, в которых принимаются противоположные допущения относительно соотношения между глобальными проявлениями процессов сжатия и растяжения с образованием

соответствующих классов (парагенезов) структур. С одной стороны, это концепция тектоники плит, в которой принимается сопряженность (латеральная) сжатия и расширения, с другой — концепция пульсаций, которая исходит из чередования во времени глобальных эпох сжатия и расширения [4]. Одним из наиболее последовательных способов проверки истинности каждой из этих конкурирующих концепций должно быть возможно более тщательное выяснение хода указанных полярных процессов сжатия и растяжения во времени. Следует признать, однако, что подобного анализа, тем более с последовательным использованием стратиграфических данных, практически не проводилось. Те же попытки, которые в этом направлении предпринимались (например, автором на материале силура—девона), дали не слишком обнадеживающие результаты в отношении возможности четкого разделения во времени процессов сжатия и растяжения, свидетельствуя тем самым не в пользу пульсаций, а в пользу латеральной сопряженности этих процессов (чтобы сравнить изображения событий силура—девона см. статью Е.Е. Милановского в настоящем сборнике и рис. 6. в книге "Проблемы..." [6]). Однако напомним еще раз: последнее

И, наконец, еще один, последний пример приложения тектонической корреляции — изучение закономерностей распределения на поверхности земного шара разных форм проявления современной тектонической активности. Эта задача несколько выходит за традиционные геологические рамки, так как подразумевает использование не только геологических, но также геофизических и геодезических (инструментальных) данных. Воссоздание картины современной активности, во-первых, имеет самостоятельное значение как путь к построению модели современной геодинамики Земли; во-вторых, это может дать дополнительные возможности для сравнения современной эпохи с тектонически активными эпохами прошлого. Если удастся, с одной стороны, достаточно корректно увязать между собой геологические и инструментальные данные о процессах сегодняшнего дня, с другой — разработать методiku их сопоставления с событиями геологического прошлого, то, исходя из актуалистических предпосылок, легче будет реконструировать палеогеодинамическую обстановку, сведения о которой отличаются большей фрагментарностью.

В Геологическом институте АН СССР при участии ряда других организаций начаты работы по изучению современной тектонической активности на территории Советского Союза с анализом таких показателей, как: современные движения земной поверхности по геодезическим и геологическим данным; напряженное состояние в коре (и частично в подкоровых слоях) по сейсмологическим данным (механизм очагов) и по данным метода разгрузки; энергия и размещение землетрясений; тепловой поток и др. Но полное решение этой проблемы и тем более переход к исследованиям глобального масштаба — дело будущего, хотя бы потому, что успех здесь сильно зависит от степени и равномерности изученности территории с точки зрения всех необходимых параметров.

Рассмотренные примеры, не исчерпывая, естественно, всех возможностей тектонической корреляции, иллюстрируют ее применение к

решению разных, несомненно кардинальных задач, которые стоят перед геологией сейчас и безусловно сохраняют свое значение в будущем.

Полезно сказать также о некоторых важных обстоятельствах, которые следует учитывать при исследованиях по корреляции и от которых в большой степени зависит качество результатов. Остановлюсь на трех из них.

Во-первых, это максимально внимательное отношение к стратиграфической части исследования. Здесь, кроме очевидных соображений о необходимости грамотного использования существующих стратиграфических схем, следует подчеркнуть роль объективного определения возраста и продолжительности изучаемых событий в каждом конкретном случае, т.е. определения того интервала, в котором заключено событие. Неверно было бы думать, что говорить об этом — значит ломиться в открытые ворота. Можно привести сколько угодно работ, в том числе специально посвященных вопросам корреляции, в которых продолжительность события (например, складчатости или поднятия, выраженных несогласиями) либо вообще игнорируется (например, [7]), либо определяется на основании очень неточного, условного возраста пород выше и(или) ниже несогласия, либо, наконец, отождествляется с границей смежных подразделений стратиграфической шкалы в тех случаях, когда палеонтологические данные дают возраст этих подразделений не точнее чем в целом. Между тем если в нижележащих породах встречаются ископаемые, скажем, эоцена, а в вышележащих — олигоцена, то это еще не значит, что перерыв датируется границей эоцена и олигоцена. Он может соответствовать большей части эоцена и большей части олигоцена и именно в таком объеме должен, если нет уточняющей информации, фигурировать в тектоническом анализе.

Во-вторых, особое место в корреляционном анализе отводится изучению пород синтетектонического происхождения, которые удастся связать с определенными видами тектонических процессов. Преимущество этих пород перед всеми формами несогласий заключается в том, что при наличии ископаемых их можно, как и любые другие отложения, датировать непосредственно и поэтому нередко более точно, чем несогласия. Не перечисляя всех подобных образований, сошлюсь на один из ярких примеров — толщи с олистостромами, значительная часть которых (но не все!) образуется в ходе перемещения тектонических покровов. Перспективность их изучения для корреляции показана во многих работах [3, 6, 8].

В-третьих, успех корреляционных исследований во многом зависит от правильной интерпретации тектонической сущности коррелируемых явлений. Так, например, в случае упоминавшихся выше олистостромовых толщ необходимо отличать толщи, образующиеся при движении покровов (которых, как уже говорилось, большинство), от толщ иного генезиса — обвальных толщ, возникающих при разваливании воздымающихся массивов горных пород, и др., которые также нередко встречаются в разрезах. Совершенно ясно, что спутать эти толщи — значит допустить принципиальную ошибку в трактовке тектонической обстановки их формирования.

Тезис о необходимости интерпретации тектонической сущности коррелируемых объектов в полной мере относится и к такой информа-

тивной группе данных, как цифры радиометрического (изотопного) возраста горных пород. Они, как известно, много могут сказать о тектонических и тектоно-термальных событиях и их хронологии, а потому являются неотъемлемой составной частью тектонической корреляции. Но все это лишь при условии, что удастся разобраться в том, что выражают эти цифры в каждом конкретном случае. Слишком же прямолинейный, упрощенный подход к ним таит в себе, как давно известно, возможность ошибок и геохронологического, и тектонического плана.

Даже такой, казалось бы, очевидный объект, как несогласия и перерывы в разрезах, требуют внимательного отношения. Более принято рассматривать их как выражение поднятия и размыва, т.е. соотносить их с этапами орогенной или синорогенной подвижности. Существует, однако, и другая точка зрения, согласно которой перерывы — это свидетельство эпох относительного покоя, тогда как выражением поднятия служат, напротив, мощные толщи синтектонических отложений (например, [6], гл. 5). И тот и другой варианты интерпретации, вероятно, отражают действительно существующие соотношения, но вопрос в том, где находятся рассматриваемые несогласия. В пределах самой области поднятия и эрозии эти процессы в разрезах фиксируются перерывами. В то же время за пределами областей поднятия, в латерально сопряженных с ними бассейнах аккумуляции, этим же событиям действительно могут отвечать мощные толщи кластических осадков, спокойным периодам — маломощные отложения, а в предельных случаях (преимущественно при осадконакоплении в континентальных условиях) — даже горизонты размыва. Тектонический смысл таких перерывов будет совершенно другой. Возможно, что существует еще и третий вид несогласий — несогласия нетектонического происхождения, возникающие за счет эвстатических колебаний уровня моря [1]. Понятно, что при тектонической корреляции важно различать все эти виды несогласий.

В заключение подчеркну еще раз, что тектоническая корреляция представляет собой достаточно определенное направление геологических исследований. Это направление не вполне новое, но только сейчас, пожалуй, начинают ясно осознаваться его специфические черты (прежде всего, это сочетание стратиграфических и тектонических исследований), круг решаемых таким образом задач, а тем самым и его значение для геологии. Как было показано на ряде примеров, с тектонической корреляцией связано решение многих крупных проблем и она имеет большие перспективы; следовательно, работы в этом направлении должны развиваться.

Л и т е р а т у р а

1. Васильковский Н.П. Эвстатика и нетектоногенные несогласия. — Тихоокеанская геология, 1982, № 5, с. 31—37.
2. Лавров В.М., Бараш М.С. Тектонические фазы в развитии Среднего Атлантического хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 5—12.
3. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 344).
4. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли). — Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—16.

5. *Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, N 5, с. 3—17.
6. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений/ Под ред. А.В. Пейве, Ю.Г. Леонова. — Тр./ГИН АН СССР, 1980, вып. 340.
7. *Шван В.* Хронология меловых и третичных геотектонических событий в Балканской области. — Геотектоника, 1981, N 3, с. 67—78.
8. *Щерба И.Г.* Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1983, N 5, с. 90—106.
9. *Davies T.A., Kidd K.B.* Sedimentation in the Indian Ocean through time. — In: Indian ocean geology and biostratigraphy/Ed. I.R. Heirtzfer et al. Wash., p. 61—86.

УДК 551.24.05

Г. Шваб, К.-Б. Юбитц, Г.-Ю. Тешке

СВЯЗЬ МЕЖДУ ДИНАМИКОЙ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА И МЕЖПЛИТНОЙ ТЕКТОНИКОЙ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В связи с поисками и разведкой месторождений углеводородов за последние годы значительно расширились сведения о строении и истории развития Среднеевропейской впадины. В обобщающих работах формирование осадочных бассейнов Западной и Средней Европы рассматривается во взаимосвязи с процессами развития земной коры в поле напряжения между Атлантическим океаном и Средиземноморской мобильной зоной, т.е. зоной сочленения Африканской и Евразийской плит земной коры [1, 5, 7].

Важнейшим процессом в истории развития Среднеевропейской впадины и составляющих ее более мелких впадин (Северо-Германско-Польская впадина, Среднепольский трог и Североморский бассейн; рис. 1) является процесс формирования бассейна, разделяющийся на два периода. Первый из них — период погружения, контролируемый разломами (пермь—нижний мел), — на территории Северо-Германско-Польской впадины делится на стадию внутрикратонного главного погружения (нижняя пермь—поздний триас) и стадию тектонической дифференциации с образованием обособленных трогов (рэт—ранний мел), связанных с нарушениями (рис. 2). Этому периоду в Северноморском бассейне соответствуют стадии межконтинентального погружения и рифтогенной разломной тектоники, а в Среднепольском трого — стадия киммерийского грабенообразования.

В конце раннего мела начинается период нового регионального погружения, по времени связанного с эвстатическим затоплением континентального шельфа. За этим периодом с конца позднего мела следует новый этап интенсивной тектонической активности. Он приводит в восточной части Среднеевропейской впадины к воздыманию блоков фундамента (связанному со структурной инверсией) и к широкоплощадной стабилизации, а точнее, кратонизации. В западной части

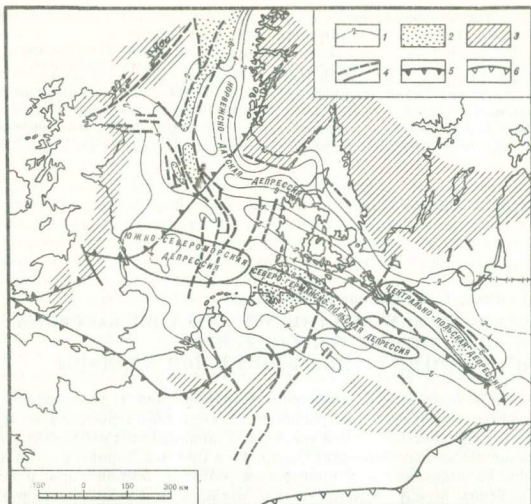


Рис. 1. Структурная схема Среднеевропейской впадины

1 — изогипсы подошвы перми (км); 2 — зоны основного прогибания; 3 — области выхода фундамента на поверхность; 4 — основные нарушения; 5 — внешняя граница палеозойа; 6 — внешняя граница альпид

впадины в этот этап формируется трогообразная "пострифтогенная" кайнозойская Североморская впадина.

Такое развитие впадины соответствует общей динамике развития крупных кратонных осадочных бассейнов в понимании А. Перродона [3]: за "стадией молодости" с образованием быстро погружающихся бассейнов, что было вызвано расширением земной коры, следует "зрелая стадия", которой соответствует расчленение впадины на отдельные структурные единицы под влиянием подчиненных по значению тектонических полей напряжений (тектоническая дифференциация). В позднем мелу и в кайнозое данный цикл развития повторяется в более ослабленной форме в зоне консолидированной коры, примыкающей к Альпийско-Карпатскому тектогену.

Этот процесс в значительной степени подчиняется вертикальным движениям земной коры (поднятие и погружение блоков земной коры, включая явления тектонической инверсии в позднемеловом — кайнозойском цикле развития). Латеральные перемещения блоков, напротив, не имеют структурообразующего характера и в значительной мере

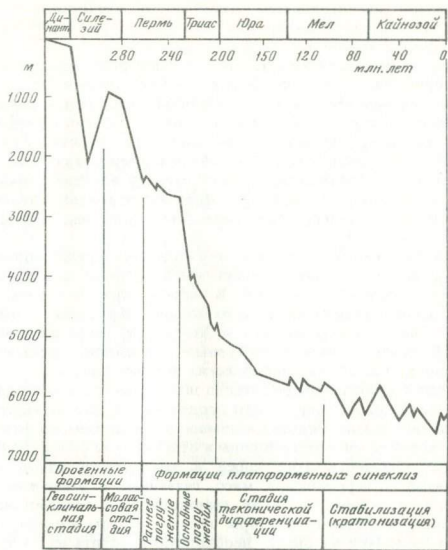


Рис. 2. Кривая прогибания северной части ГДР

Северная часть ГДР взята в качестве основы для выделения отдельных стадий развития бассейна Северо-Германско-Польской впадины

проявляются лишь в сколовых нарушениях в зонах разломов северо-западного простирания как реакция относительного смещения дрейфующих навстречу друг другу Евразийской и Африканской плит земной коры. В связи с этим заслуживает внимания приуроченное к дрейфу континентальных блоков ротационное движение поля напряжений Среднеевропейской впадины, в результате которого имел место переход от ортогональной тектоники расширения (во время заложения и главного погружения области) к диагональной сколовой тектонике на этапе тектонической дифференциации в развитии платформенного чехла [4].

Важнейшими структурными элементами фундамента, определяющими развитие эпивариссийской впадины (в том, что касается унаследованности структурного плана и направленности движений), являются зоны погружений линейного типа. В восточной части впадины к ним относятся линия Торнквиста—Тейссейра и сопровождающие ее линейменты (Одрский, Эльбский; [6]). В западной части впадины — это

меридионально ориентированные грабенные структуры, которые, вероятно, возникли в результате континентального рифтового процесса в связи с развитием Атлантики [7].

Таким образом, развитие Среднеевропейской впадины представляет собой историю-тектонический процесс, на который влияют как эндогенные явления, осложненные гетерогенностью фундамента, так и силы, действовавшие в латеральном направлении. На литолого-формационный характер пород, слагающих разрез впадины и отражающих в своем составе направленный процесс, который привел через указанные стадии к современной тектонической картине, оказали влияние также экзогенные и эндогенные факторы. Эти факторы отражают глобальный режим движений (эпейрогенические трансгрессивно-регрессивные циклы).

На основе анализа процесса образования Среднеевропейской впадины в настоящее время могут быть сделаны выводы о его кинематике (расширение — скол). В связи с этим на первом плане дальнейших комплексных научных работ предусматривается изучение причинных связей между развитием Атлантики, средиземноморской тектоники столкновения, структурным строением фундамента и формированием бассейна с динамических позиций (рис. 3).

В последнее время было предложено значительное число физических моделей, отражающих особенности процессов погружения внутрикратонных впадин. В этих моделях взаимно увязан целый ряд факторов: реологическое поведение земной коры и отдельных ее слоев, изменения во времени плотности этих слоев в зависимости от процессов метаморфизма и перемещения масс, связанные с этим изменения температурного режима, а также гравитационное воздействие осадочных толщ. Отдельные факторы играют в этом моделировании различную роль. При их оценке необходимо исходить из того, что в процессе погружения они находятся в сложном взаимодействии, зависящем не в последнюю очередь и от конкретных регионально-тектонических условий, под влиянием которых шел процесс формирования впадины.

Учитывая воздействие латеральных сил, необходимо модернизировать имеющиеся модели и представления относительно значения процесса формирования бассейна и стадийности этого процесса в свете идей плитной тектоники. Для изучения поздних стадий развития значительную пользу может дать анализ современного распределения напряжений. Наряду с замерами *in situ* новое значение начинает приобретать интерпретация данных триангуляции [2]. Несмотря на сложное строение, Среднеевропейская впадина в этом отношении весьма благоприятна в связи с различиями в геологической истории отдельных бассейнов, развитых в ее пределах, а также — с особенностями ее расположения относительно активных подвижных зон земной коры, что позволяет выявить влияние последних на процесс формирования впадины. Можно наметить следующие задачи дальнейших исследований по динамике развития бассейна:

1) экстраполяцию закономерностей формирования бассейна, выявленных для позднепалеозойско-мезозойско-кайнозойского этапа разви-

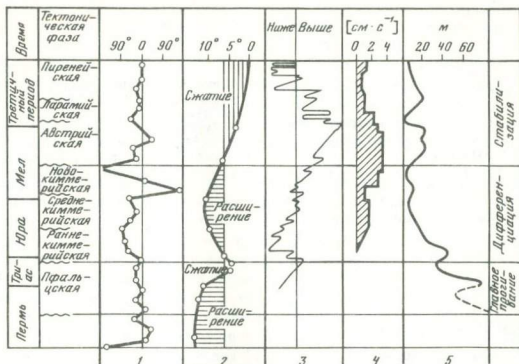


Рис. 3. Ход развития некоторых процессов в обрамлении Западно-Европейской платформы

1 — относительное изменение направлений палеополлюсов Евразийской континентальной плиты (изменение положения полюсов в градусах); 2 — изменение расстояния между Евразийской и Африканской континентальными плитами (по Фромму и др.); 3 — относительные глобальные колебания уровня моря (по Ваилу); 4 — средние значения спрингнга центральной части Атлантики (по Ларзону и Питману); 5 — средние скорости осадконакопления в Северо-Германско-Польской впадине (сравнительная кривая)

тия Среднеевропейской впадины, на раннепалеозойский и докембрийский этапы с учетом принципа эволюции (изменение эндогенных и экзогенных процессов в земной коре в ходе развития Земли), а также разработку общей тектонической модели развития наложенных осадочных бассейнов (кратонные впадины, грабены и полуграбены как тектонические структуры растяжения);

2) выявление причинных связей между формированием бассейна и эндогенными процессами в коре и мантии, особенно учитывая связи между этапами образования наложенных впадин, впадин океанов и зон столкновения плит земной коры;

3) использование этих связей для выявления условий пространственно-временных закономерностей формирования и распределения полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Jubitz K.-B., Schwab G., Teschke H.-J. Geologische Entwicklungstrends am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel — ein Überblick. — Ztschr. geol. Wiss., 1981, Bd. 9, N 10, S. 1113—1137.
2. Knoll P., Thomas K., Bankwitz P. Spannungsverteilung im südosten der Deutschen Demokratischen Republik, abgeleitet aus

direkten Untertagemessungen und rezenten Krustenbewegungen. — Bergbautechnik, 1978, Bd. 8, N 7, S. 366—370.

3. Perrodon A. Concepts, modeles et logique des bassins sédimentaires. — Bull. Cent. rech. eplor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1977, vol. 1, p. 111—130.

4. Schwab G., Söllig A., Teschke H.-J. Zur Entwicklung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der Mitteleuropäischen Senke. — Ztschr. geol. Wiss., 1979, Bd. 7, N 3, S. 315—335.
5. Schwab G., Benek R., Jubitz K.-B., Teschke H.-J. Intraplattentektonik und Bildungsprozess der Mitteleuropäischen Senke. — Ztschr. geol. Wiss., 1982, Bd. 10, N 3, S. 397—413.
6. Teschke H.-J. Entwicklung und tektonischer Bau des südwestlichen Randbereiches der Osteuropäischen Tafel. — Schr.-R. geol. Wiss., 1975, Bd. 4, S. 1—151.
7. Ziegler P.A. Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. — In: Petroleum and continental shelf in North-West Europe. L., 1981, p. 3—39.
8. Ziegler P.A. Faulting and graben formation in western and central Europe. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1982, vol. 305, p. 113—143.
9. Znosko J. Tektonischer Rahmen und geodynamische Genese permischer Bildungen in der VR Polen. — Ztschr. angew. Geol., 1979, Bd. 25, N 10, S. 447—458.

УДК 551.21

Й. Ванек, В. Гануш

КОНВЕРГЕНТНЫЕ ОКРАИНЫ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ — ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

В определении путей развития геологической науки имеются два аспекта: первый связан с выявлением общих закономерностей эволюции научного знания, в том числе и геологического, второй — с определением конкретных задач, стоящих перед геологией сегодня и имеющих значение в ближайшем будущем. Мы коснемся одной из проблем, связанных с определением конкретных задач, от решения которых, как нам кажется, зависит и развитие геологического знания в целом. Такой проблемой является проблема соотношения и взаимосвязи сейсмической и вулканической деятельности, занимающих в формировании лика Земли первостепенное значение. Рассмотрим лишь один из аспектов этой проблемы.

Характерными чертами конвергентных окраин литосферных плит являются повышенная сейсмическая и вулканическая активность. Возникает вопрос, существует ли связь между этими двумя физически различными явлениями. В ряде наших работ показано, что распределение очагов землетрясений, позиция и геохимия активного вулканизма на конвергентных окраинах плит очень специфичны. Цель нашей работы — подвести итог исследованиям в некоторых регионах Тихого океана и показать, что, изучая закономерности распределения сейсмической и вулканической активности, можно говорить о вероятном генетическом родстве между обоими явлениями.

Морфология зон Заварицкого—Вадати—Беньофа и глубинная структура конвергентных окраин литосферных плит. Субдукция литосферных плит — один из основных процессов, который принимается сейчас глобальной тектоникой. Существование зон субдукции было принято многими авторами в течение последних двух десятилетий. С точки зрения сейсмологии существование зон субдукции подтвер-

ждается наличием областей аномального распространения сейсмических волн, а также специфическим распределением очагов землетрясений в области конвергентных окраин плит. Пологопадающая глубинная сейсмическая зона, представляющая собой сейсмически активную часть зоны субдукции, обыкновенно обозначается как зона Заварицкого—Вадати—Беньофа. Мы, в согласии с Б. Изаком и др. [21], предполагаем, что детальное изучение распределения очагов землетрясений может принести ряд новых фактов для познания морфологии глубинной структуры зон субдукции.

Детальное изучение морфологии активных зон Заварицкого—Вадати—Беньофа на конвергентных окраинах плит в некоторых регионах Тихого океана показало более сложное распределение очагов землетрясений, чем ожидалось бы по простым моделям субдукции. Было обнаружено, что распределение очагов землетрясений в погружающихся литосферных плитах характеризуется существованием четкой асейсмичной области, глубина которой от места к месту варьирует в пределах 50 км. Эта область была обнаружена в зоне субдукции Анд [9, 11, 16] и подтверждена в зоне Заварицкого—Вадати—Беньофа островной дуги Тонга—Кермадек [12, 13, 14, 17], Мексики и Центральной Америки [10, 15, 18], островной дуги Вануату [20], Камчатки и Курильских островов.

Для реконструкции зон Заварицкого—Вадати—Беньофа использовались данные Международного сейсмологического центра (МСЦ). Определения МСЦ, основанные на всемирной сети станций, показывают минимальные случайные и систематические ошибки в локализации землетрясений по всем имеющимся сейсмологическим данным. Точность данных МСЦ, согласно бюллетеням [25], достаточна для изучения геометрического распределения землетрясений в областях конвергентных окраин плит.

В пределах каждого исследованного региона были построены разрезы, приблизительно перпендикулярные к оси данного глубоководного желоба. Графики, показывающие глубину распределения очагов землетрясений в зависимости от расстояния от оси желоба, были построены для каждого разреза с учетом магнитуды землетрясений (рис. 1—6).

Промежуточную асейсмичную область можно уверенно проследить по всей протяженности зон субдукций в большинстве изучаемых регионов, что отражено на продольных разрезах, показывающих распределение очагов землетрясений в проекции на вертикальную плоскость, параллельную оси желоба. В качестве примера (как показано на рис. 7) служит часть продольного разреза островной дуги Тонга—Кермадек между параллелями 15 и 22° ю.ш., а для Южной Америки между параллелями 22 и 29° ю.ш. (рис. 8). Как глубина, так и мощность асейсмичной области изменяется вдоль зоны субдукции. Глубина верхней границы асейсмичной области изменяется от 80 до 195 км в андийской области Южной Америки, от 70 до 155 км в районе Тонга, от 80 до 150 км в районе Кермадек, от 100 до 170 км в Центральной Америке, от 60 до 150 км в регионе архипелага Вануату, от 60 до 100 км на Камчатке и от 60 до 160 км на Курильских островах. Преобладающая

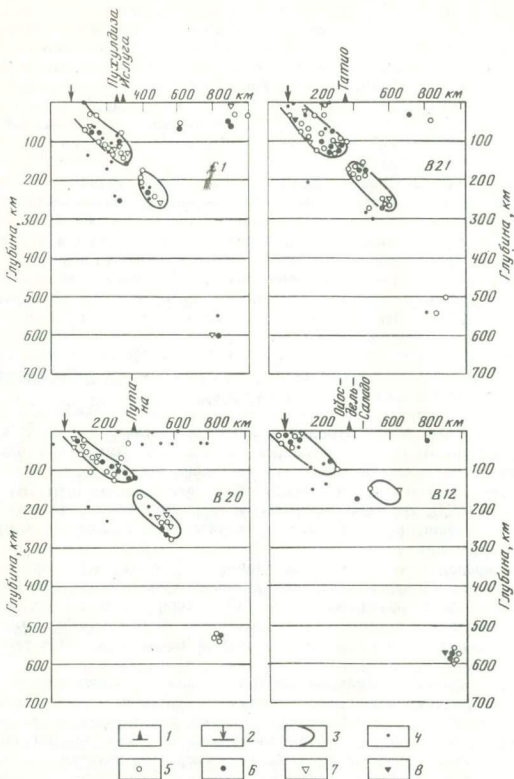


Рис. 1. Профили C1, B21, B20, B12, секущие Андийскую зону субдукции, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния от Перуанско-Чилийского желоба

1 — вулканы; 2 — позиция желоба; 3 — зона Заварицкого—Вадати—Беньофа; магнитуда (m): 4 — $\leq 4,0$; 5 — 4,1—4,5; 6 — 4,6—5,0; 7 — 5,1—6,0; 8 — 6,1—7,0

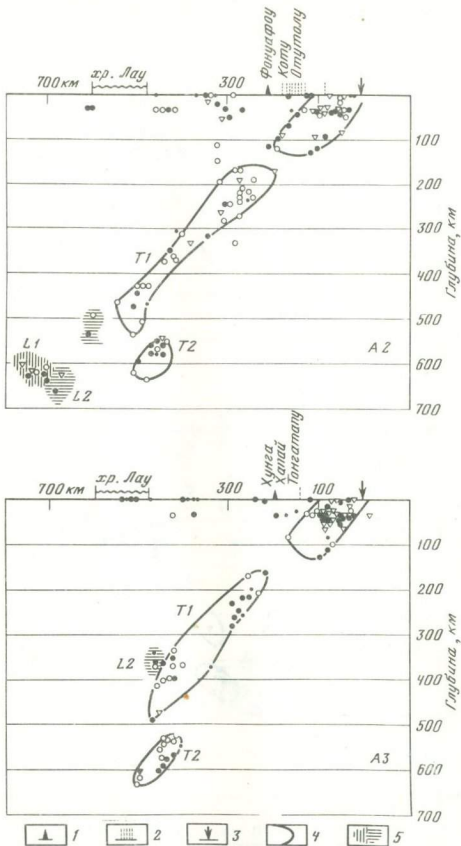


Рис. 2. Профили А2, А3, секущие зону субдукции Тонга, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния до желоба Тонга—Кермадек

1 — активные вулканы; 2 — коралловые острова и рифы с сопровождающими подводными поднятиями; 3 — позиция желоба; 4 — зона Заварицкого—Вадати—Беньофа (Т₁ и Т₂); 5 — зоны 1 и 2 активизированной палеосубдукции Лау (L)

Остальные условные обозначения см. на рис. 1

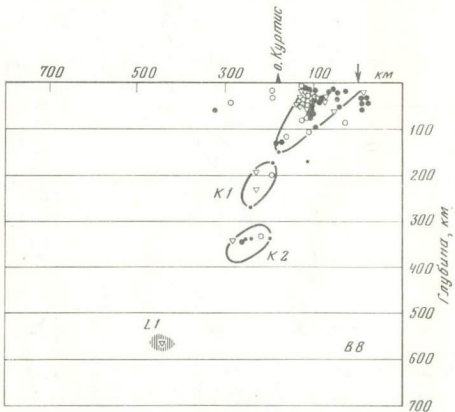
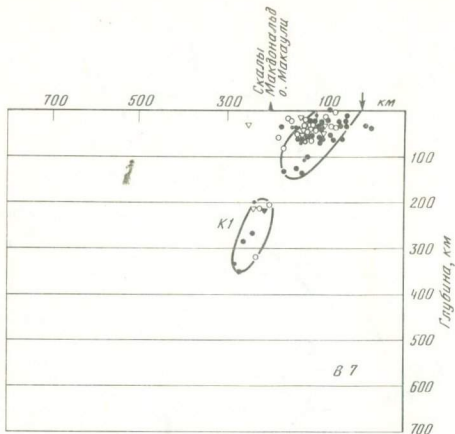


Рис. 3. Профили В7, В8, секущие зону субдукции Кермадек, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния от желоба Тонга—Кермадек
Условные обозначения очагов см. на рис. 1 и 2

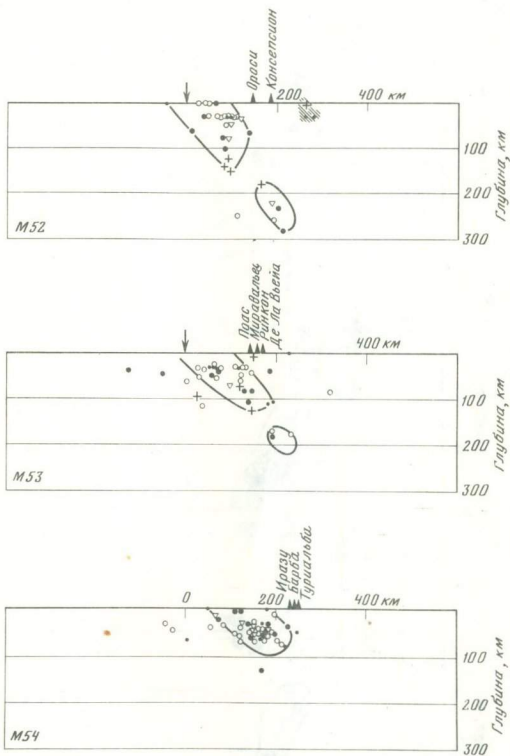


Рис. 4. Профили M52, M53, M54, секущие Центральноамериканскую зону субдукции, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния от Центральноамериканского желоба

Условные обозначения см. на рис. 1 и 2; крестами показаны очаги по: [26]

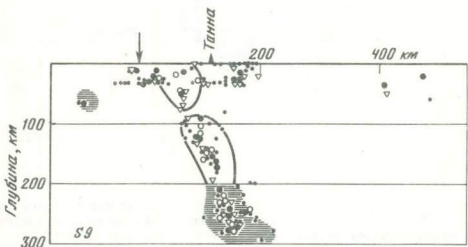
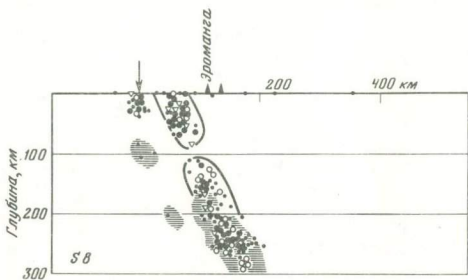
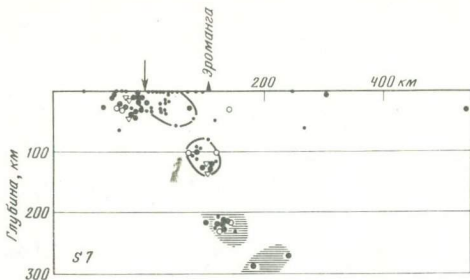


Рис. 5. Профили S7, S8, S9, секущие зону субдукции Вануату, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния до Новогвинецкого жёлоба
Условные обозначения очагов см. на рис. 1 и 2

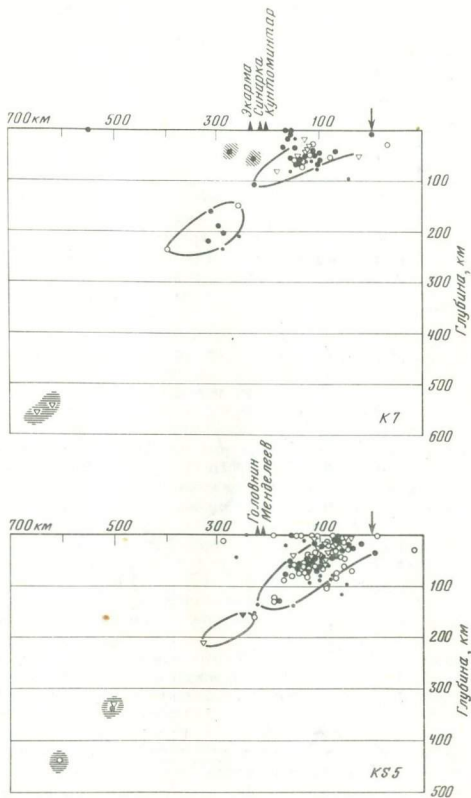
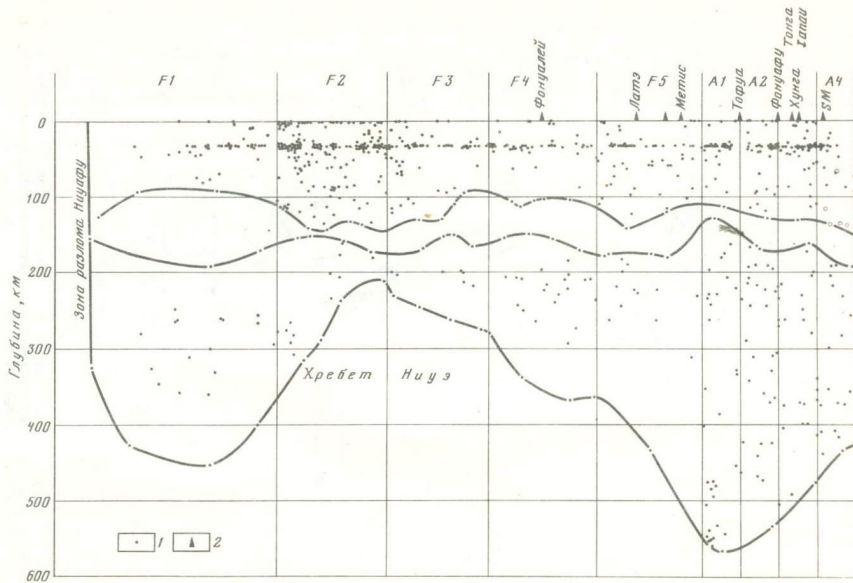


Рис. 6. Профили K7, KS5, секущие зону субдукции региона Камчатка—Курильские острова, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния от желоба Камчатки и Курильских островов
Условные обозначения см. на рис. 1 и 2



мощность асейсмичной области по вертикали достигает 20—40 км в андийском регионе, около 20 км в Центральной Америке, 15—30 км в районе Тонга, 30—70 км в регионе Кермадека, 15—25 км в регионе Вануату, 20—70 км на Камчатке и 20—60 км на Курильских островах.

В большинстве регионов можно наблюдать повышенную сейсмичность в верхней плите над зоной Заварицкого—Вадати—Беньофа (рис. 9; см. рис. 1, 2, 4—6). Подробный анализ распространения очагов этих землетрясений показывает, что их распределение не случайно. Оно имеет тенденцию аккумулироваться в четкие линейные зоны, которые можно интерпретировать как сейсмически активные разломы, возникающие в верхней плите в результате процесса субдукции (см. рис. 9).

Вулканизм, связанный с зонами субдукции. Щелочно-известковый вулканизм занимает существенное место в активном вулканизме, связанном с конвергентными окраинами плит. Можно показать, что активный щелочно-известковый вулканизм проявляется только в регионах конвергентных окраин литосферных плит [2, 6] в связи с зонами субдукции. Андезитовые вулканы обыкновенно образуют линейные пояса, размещающиеся непосредственно над зоной субдукции и параллельно оси желоба.

Связь активного вулканизма с наличием глубокопроникающих сейсмических зон известна уже из работ К. Вадати [29] по глубинному распределению японских землетрясений. Эта общая связь была подтверждена позже и в других регионах Тихого океана. Однако до сих пор не уделялось достаточного внимания корреляции активного андезитового вулканизма с особенностями распределения очагов землетрясений в зонах субдукции. При изучении морфологии андийской зоны Заварицкого—Вадати—Беньофа обнаружена коррелятивная связь между имеющимися активными андезитовыми вулканами в Андийской Кордильере и промежуточной асейсмичной областью [9, 11].

Для исследования этих связей в других регионах, где также наблюдалось существование промежуточной асейсмичной области, использовались данные по активному вулканизму, взятые из каталога активных вулканов мира [1, 5, 7, 8, 26]. Во всех исследованных регионах была подтверждена пространственная корреляция между андезитовыми вулканами и положением промежуточной асейсмичной области (см. рис. 1—6).

Существование промежуточной асейсмичной зоны указывает на возможное частичное плавление погружающейся океанической плиты. Частичное плавление, происходящее, вероятно, по всей мощности плиты, можно считать первичным источником магмы для активного щелочно-известкового вулканизма. Пониженная вязкость, возникшая вследствие частичного плавления литосферного материала, исключает аккумуляцию напряжения как необходимого условия сейсмической активности.

Рис. 7. Строение зоны Заварицкого—Вадати—Беньофа П1 в северной части региона Тонга
1 — очаги землетрясений; 2 — активные вулканы. Проекция на вертикальную плоскость параллельна оси желоба Тонга—Кермадек

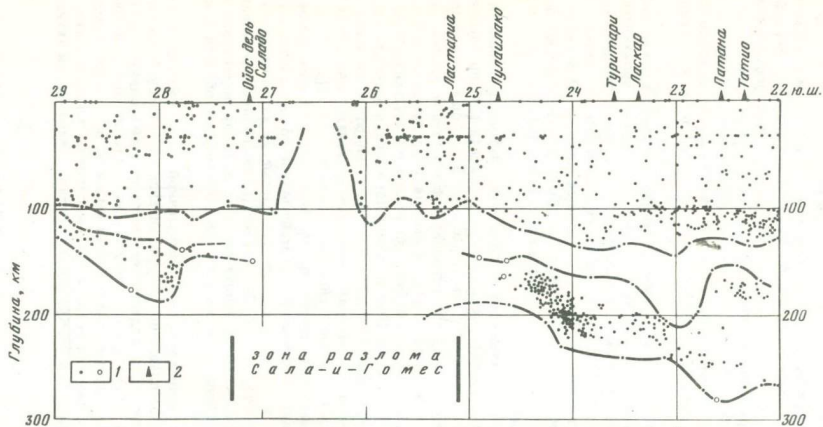


Рис. 8. Строение зоны Заварицкого—Вадати—Беньофа между 22 и 29° ю.ш. о голо желоба Сала-и-Гомес
1 — очаги землетрясений показаны точками и кружками; 2 — активные вулканы. Проекция на вертикальную плоскость параллельна оси Перуанско-Чилийского желоба

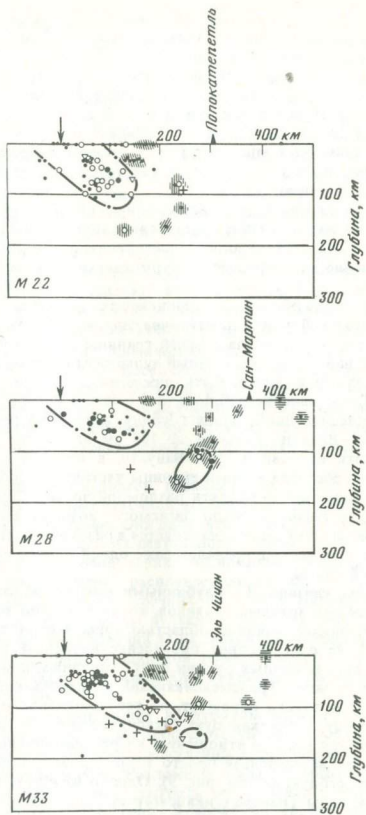


Рис. 9. Профили М22, М28, М33, секущие зону субдукции Мексики, показывают распределение очагов землетрясений в зависимости от расстояния до Центральноамериканского жлоба

Условные обозначения см. на рис. 1, 2, 4. Зоны разломов в континентальном клине даны тонкими черточками

Существование промежуточной асейсмичной области можно считать общей особенностью зон Заварицкого—Вадати—Беньофа в тех регионах, где процесс субдукции достиг определенной глубины, которая обусловлена локальным состоянием вещества в погружающейся плите. Такие условия существуют по всей длине островной дуги Тонга—Кермадек и в Центральной Америке, где наблюдается непрерывная асейсмичная зона [12, 13, 14, 15]. Напротив, асейсмичная область андийской зоны субдукции прервана в нескольких местах [11, рис. 4, 5, 7] (см. рис. 8); в этих же местах отсутствует также и активный андезитовый вулканизм.

Анализ показывает, что асейсмичная область является необходимым условием проявления андезитового вулканизма. Поэтому можно считать, что проявление андезитового вулканизма имеет диагностическое значение для определения существования промежуточной асейсмичной зоны.

Специфическая обстановка возникает тогда, когда глубина нижней границы зоны субдукции достаточна для частичного плавления, но субдукция еще не достигла нижней границы асейсмичной области. В этом случае наблюдается активный вулканизм вопреки тому, что асейсмичная зона еще не может быть определена по распределению землетрясений. Такое явление наблюдалось в самой южной части Анд, где можно проследить наибольшие глубины активного проявления зоны Заварицкого—Вадати—Беньофа до 100 км или менее [11], и в центральной части островной дуги Вануату, в которой погружающаяся плита еще не достигла нижней границы частично расплавленной зоны вследствие тормозного эффекта разломной зоны d'Entrecasteaux [20].

Явно, что глубина предполагаемого возникновения первичной щелочно-известковой магмы изменяется в различных регионах и колеблется от места к месту в пределах даже одной конвергентной окраины той или иной плиты.

Вулканизм, связанный с глубинными зонами разломов. Узкие линейные пояса андезитовых вулканов, которые можно коррелировать с промежуточной асейсмичной областью зоны Заварицкого—Вадати—Беньофа, — не единственное проявление вулканической активности в регионах конвергентных окраин плит. Типичным примером другого типа может служить Трансмексиканский вулканический пояс, отдельные вулканы которого образуют, по всей вероятности, непрерывную широтную зону, пересекающую Мексику около 19° с.ш. [24]. Этот пояс расположен косо по отношению к Среднеамериканскому желобу, и активные вулканы нельзя просто коррелировать с положением активной зоны субдукции (см. рис. 9). Однако можно показать, что все активные вулканы Трансмексиканского вулканического пояса связаны с глубинными, сейсмически активными зонами разломов, которые наклонены к юго-западу и которые расположены параллельно Среднеамериканскому желобу [10]. Разломы этого типа могут, по всей вероятности, играть роль главных проводящих (питающих) каналов активных вулканов Мексики.

Трансмексиканский вулканический пояс не является исключением. Подобные глубинные, сейсмически активные зоны разломов, связан-

ные с процессом субдукции, можно также наблюдать и на Камчатке. Две разломные зоны этого типа установлены в континентальном клине параллельно с Камчатским желобом. К разломной зоне, находящейся ближе к желобу, приурочены активные вулканы: Шевелуч, Ключевская Сопка, Безымянный, Плоский Толбачик, Кизимен, Джензурский, Веер, Опала и Алаид. В разломной зоне, удаленной от желоба, расположены активные вулканы — Ичинский и Хангар [28, рис. 1]. Кроме того, некоторые вулканы, активные в голоцене, распространены в местах выхода на земную поверхность обеих разломных зон.

Есть еще один тип активного вулканизма, который наблюдается вблизи конвергентных окраин плит. Вулканы этого типа связаны с глубинными трансформными разломами, расположенными в местах тектонического вклинивания зон субдукции. Например, о-в Ниуафу в северной части желоба Тонга [19] или острова Хантер и Матью в южной части зоны субдукции Вануату [20]. Имеющиеся химические анализы [22, 23] не позволяют коррелировать базальты Ниуафу с щелочной серией вулканов центральной части Тихого океана (в частности, развитой на островах Уоллис [23]) или с андезитовой серией островной дуги Тонга [4]. Химический состав базальтов Ниуафу сходен с составом толеитов Восточного Тихоокеанского хребта [3].

Заключение. Изучение геометрии распределения сейсмической и вулканической деятельности в зонах конвергентных окраин литосферных плит позволило различить три главных типа активного вулканизма, связанного пространственно и генетически с процессом современной субдукции.

1. Вулканы линейных поясов, параллельных желобам, можно связывать с наличием промежуточной асейсмичной области в зоне Заварицкого—Вадати—Беньофа. Они находятся непосредственно над асейсмичной зоной, и продукты их деятельности принадлежат преимущественно щелочно-известковой серии. Асейсмичная зона, которая рассматривается как частично расплавленная область погружающейся плиты, представляет собой источник первичной магмы. Корреляция асейсмичной зоны с активным вулканизмом этого типа была проведена в ходе наших исследований зоны Заварицкого—Вадати—Беньофа в Центральной Америке, Андийской Южной Америке, на Камчатке, Курильских островах, о-ве Хоккайдо, архипелаге Вануату и в регионе Тонга—Кермадек.

2. Вулканы, принадлежащие к глубоким сейсмически активным разломным зонам, связанным с процессом субдукции верхней литосферной плиты, невозможно непосредственно коррелировать с промежуточной асейсмичной зоной. Разломные зоны наклонены в направлении зоны субдукции и могут сыграть роль главного питающего канала для вулканов этого типа. Химический состав вулканических продуктов менее постоянный, чем в предыдущем случае, и чаще всего указывает на принадлежность к щелочно-известковой серии. На их состав существенно повлияло проникновение первичной магмы сквозь породы верхней литосферной плиты. Вулканическая деятельность этого типа известна в конвергентных окраинах литосферных плит в Мексике и на Камчатке.

3. Процесс субдукции связан также с вулканической активностью по глубинным трансформным разломам, ограничивающим тектонические зоны активной субдукции. Вулканы этого типа изучены в северной части дуги Тонга и в южной части зоны субдукции Вануату. Предварительные данные по химическому анализу их вулканических продуктов указывают на определенное сходство этих продуктов с толевыми базальтами.

Таким образом, следует подчеркнуть важность углубленного изучения коррелятивных связей, казалось бы, разнородных процессов, в данном случае сейсмичности и магматизма. Установление пространственно-временных связей различных геологических явлений — одна из актуальных задач геологии ближайших десятилетий.

Литература

1. *Casertano L.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt XV. Chilean continent. Roma: Intern. Assoc. Volcanol., 1963.
2. *Dickinson W.R.* Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. — *Revs Geophys. and Space Phys.*, 1970, vol. 8, p. 813—860.
3. *Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 76, p. 719—734.
4. *Ewart A., Brayan W.B., Gill J.B.* Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific. — *J. Petrol.*, 1973, vol. 14, p. 429—465.
5. *Fisher N.H.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt V. Melanesia. Napoli: Intern. Volcanol. Assoc., 1957.
6. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. B. etc.: Spring-Verl., 1981.
7. *Gorshkov G.S.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt VII. Kurile Islands. Napoli: Intern. Volcanol. Assoc., 1958.
8. *Hantke G., Parodi I.A.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt XIX. Colombia, Ecuador and Peru. Roma: Intern. Assoc. Volcanol., 1966.
9. *Hanüs V., Vanek J.* Intermediate aseismicity of the Andean subduction zone and recent andesitic volcanism. — *J. Geophys.*, 1976, vol. 42, p. 219—223.
10. *Hanüs V., Vanek J.* Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico. — *Geofis. intern.*, 1977—1978, vol. 17, p. 14-53.
11. *Hanüs V., Vanek J.* Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate. — *Tectonophysics*, 1978a, vol. 44, p. 65—77.
12. *Hanüs V., Vanek J.* Structure of the Wadati-Benioff zone in the Tonga region. — *Čas. miner. a geol.*, 1978b, sv. 23, s. 5—23.
13. *Hanüs V., Vanek J.* Geodynamic interpretation of the earthquake distribution in the subduction zone of the Kermadec region. — *Stud. geophys. et geod.*, 1978c, vol. 22, p. 259—275.
14. *Hanüs V., Vanek J.* Morphology and volcanism of the Wadati-Benioff zone in the Tonga-Kermadec system of recent subduction. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1979a, vol. 22, p. 659—671.
15. *Hanüs V., Vanek J.* Morphology of the Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and active fracture zones in Central America. — *Stud. geophys. et geod.*, 1979b, vol. 23, p. 218—234.
16. *Hanüs V., Vanek J.* Structure of the Wadati-Benioff zone in Andean South America. — In: *Geodynamic investigations in Ghecoslovakia*. Br., 1979c, p. 31—34.
17. *Hanüs V., Vanek J.* System of subduction in the South-West Pacific. — In: *Geodynamic investigations in Czechoslovakia*. Br., 1979d, p. 35—40.
18. *Hanüs V., Vanek J.* Wadati-Benioff zone and induced fracturing of the continental wedge of Middle America. — In: *Geodynamic investigations in Czechoslovakia*. Br., 1979e, p. 41-44.
19. *Hanüs V., Vanek J.* Northern part of the Tonga region: A complicated subduction closure. — *J. Geophys.*, 1979f, vol. 46, p. 385—395.
20. *Hanüs V., Vanek J.* Deep structure of the Vanuatu (New Hebrides) island arc: Intermediate depth collision of subducted lithospheric plates. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1983, vol. 26.
21. *Isacks B.L., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics. —

- J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 5855—5899.
22. *Lacroix A.* Composition minéralogique et chimique des laves des volcans des îles de l'Océan Pacifique. — Acad. Sci. Paris Mém., 1941, vol. 63, p. 1—97.
 23. *Macdonald G.A.* Petrography of the Wallis Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, vol. 56, p. 861—872.
 24. *Mooser F.* The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics. — Geofis. intern., 1972, vol. 12, p. 55—70.
 25. Regional catalogue of earthquakes, 1964—1979. Edinburgh; Newbury: Intern. Seismol. Centre.
 26. *Richard J.J.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt XIII. Kermadec, Tonga and Samoa. Roma: Intern. Assoc. Volcanol., 1962.
 27. *Newhall Ch., Latter J.H.* Volcanoes of the world, 1981.
 28. *Vlodavetz V.I., Piip B.I.* Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt VIII. Kamchatka. Napoli: Intern. Volcanol. Assoc., 1959.
 29. *Wadati K.* On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhoods. — Geophys. Mag., 1935, vol. 8, p. 305—326.

УДК 551.24

*Е. Фонсека, В.Н. Зелепугин, Р. Кабрера,
М. Эредиа, Х.Л. Крамер, Г. Пантелеон*

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (на примере острова Куба)

В вышедшем в 1978—1979 гг. фундаментальном трехтомном труде под редакцией К. Берка и Ч. Дрейка "Геология континентальных окраин" [2] разобраны различные аспекты геологического строения и геодинамики этих геологически очень сложных областей. На примерах континентальных окраин различных континентов в работе показаны проблемы изучения глубинного строения этих областей, их тектоники, осадконакопления в различных частях сопряженных с ними морских бассейнов, подчеркнута роль изучения древних континентальных окраин для познания современного геосинклинального процесса и наоборот — значение изучения современных и молодых континентальных окраин для расшифровки строения древних геосинклинальных областей, дан сравнительный анализ офиолитов различных регионов, обобщен материал по перспективам природных ресурсов континентальных окраин.

Перечисленные выше проблемы имеют прямое отношение к Кубе, поскольку она расположена на юго-восточной окраине Северо-Американского континента. Участок континентальной окраины, где находится Куба, отличается большой сложностью. С одной стороны она расположена в зоне современной пассивной окраины, частью которой является Багамская платформа (к которой и примыкает Куба), с другой — испытала влияние Тихоокеанской активной окраины, в результате чего появилась островная дуга Больших Антильских островов [1], западную часть которой составляет Куба. Геодинамический режим, в котором формировались структуры острова, определялся также положением последнего в краевой части межматерикового моря, где происходило взаимодействие океанической коры и двух мобильных

континентов — Северной и Южной Америки [13]. Кроме того, на стадии образования океанической коры данный регион составлял западную часть позднеюрского-неокомского океанического бассейна Мегатетиса [16]. Таким образом, в формировании структуры Кубы должны были найти отражение разнообразные геодинамические обстановки. Куба является одним из немногих ключевых районов, на примере которого можно приблизиться к решению таких проблем, как структурное положение и характер развития альпийских (юрско-меловых) эвгеосинклинальных областей, отношение метаморфизма к тектоническому развитию региона, образование гранитно-метаморфического слоя островных дуг, роль и характер горизонтальных движений в орогении и т.д. Некоторые из этих проблем были поставлены и частично решены в работах А.Л. Книппера [5], давшего характеристику офиолитов отдельных регионов Кубы и сопоставившего их с океанической корой, М.Л. Сомина и Г. Мильяна [14], охарактеризовавших метаморфические образования Кубы, М. Итуральде-Винента [19], предложившего новую модель тектонического развития Кубы, основанную на рифтогенном происхождении офиолитового комплекса, а также авторов сборника "Тектоника и геодинамика Карибского региона" [15], где в историческом развитии показана связь геологии Кубы с геологией сопредельных районов.

Упомянутые выше разнообразные геодинамические режимы нашли отражение в геологической структуре Кубы. В северной части Кубы простирается полоса карбонатных, карбонатно-эвапоритовых отложений верхнеюрского—маастрихтского возраста, относимых к Багамской платформе. Эта зона лишена каких-либо проявлений магматизма (рис. 1). Южнее протягиваются узкие пояса тонкополосчатых карбонатных пород с прослоями мергелей, кремней, турбидитов верхнеюрского—сеноманского возраста, представляющие собой образования континентального склона и глубоких морских впадин. Эта зона амагматична. По характеру тектонического режима и типу осадков она может быть отнесена к миогеосинклинали [12].

Далее на юг расположен офиолитовый пояс Кубы, южнее которого находятся островодужные вулканиты нижнемелового—кампанского возраста, дифференцированные от базальта до липарита, но с преобладанием пород среднего—основного состава. К этой зоне приурочена также гранитоидная верхнемеловая ассоциация, представленная телами гранодиоритов, кварцевых диоритов, плагиигранитов, сиенитов. На востоке Кубы развиты образования более молодой, палеогеновой, островной дуги, частично наложенной на меловую. Они представлены дифференцированными вулканитами, с которыми ассоциируют тела диоритов — плагиигранит-порфи́ров. В районах развития островодужных комплексов отмечены дайковые и малые тела разнообразных порфи́ров, преимущественно диорит-порфи́ров и диабазов, эоценового возраста. Перечисленные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и ассоциирующие с ними гранитоиды слагают эвгеосинклинальную зону Кубы [12].

Южнее мелового островодужного комплекса в центральной и восточной частях Кубы расположены метаморфиты (преимущественно

зеленые сланцы и амфиболиты) домелового или юрско-мелового возраста [14]. В пределах массивов этих пород отмечены мелкие тела диабазов, габбро-диабазов и серпентинитов, относящихся к офиолитовой ассоциации, а также дайки и малые тела кварцевых порфиров, диоритов, кварцевых диоритов предположительно эоценового возраста.

Из всего многообразия проблем, стоящих перед исследователями на данном участке континентальной окраины, мы остановимся на двух: 1) на особенностях строения комплексов пород, сопоставляемых с океанической корой и свидетельствующих об их первичной неоднородности и о сложности выведения их на дневную поверхность, 2) на особенностях эндогенной металлогении, связанных с характером тектонического развития и магматизма.

Одним из важнейших структурных элементов современных и древних континентальных окраин являются офиолитовые пояса. Значение изучения офиолитов для понимания геологических структур эвгеосинклинальных областей и их реконструкции подчеркивалось А.В. Пейве и др. [10], А.Л. Книппером [5, 6], Р.Г. Колманом [7], А.С. Перфильевым [11], Н.А. Штрейсом, М.С. Марковым, А.А. Моссаковским [17] и многими другими учеными. Основные выводы, к которым приходят эти исследователи, сводятся к следующему: 1) офиолитовая ассоциация представляет собой древнюю океаническую кору, 2) породы офиолитовой ассоциации находятся в аллохтонном залегании, 3) положение древних континентальных окраин определяется положением офиолитовых поясов.

В целом все это правомерно и для офиолитов Кубы. Однако в данной статье хотелось бы остановиться на особенностях строения офиолитовой ассоциации острова, показывающих значительную дифференцированность офиолитового пояса по простиранию, что подразумевает сложность его формирования.

Офиолитовый пояс Кубы при ширине его от 3 до 30 км протягивается в соответствии с вытянутостью острова с северо-запада на юго-восток более чем на 1000 км (см. рис. 1). Как и большинство офиолитовых поясов мира, он приурочен к границе мио- и эвгеосинклинальных зон. По простиранию пояс образуют отдельные звенья, заключенные в пределах основных геологических блоков, на которые делится остров. С запада на восток выделяются блоки: Пинар-дель-Рио, Гавана-Матансас, Лас-Вийас, Камагуэй, Ольгин, Ориенте, разделенные впадинами, выполненными палеоген-неогеновыми морскими осадками.

Пинар-дель-Рио. В этом блоке офиолитовая ассоциация проявлена главным образом в эвгеосинклинальной зоне Байа-Онда. Здесь в ее составе выделены следующие комплексы: 1) серпентинизированные и меланжированные ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации (мощность 1500 м), 2) полосчатые и амфиболитовые габбро, габбро-диабазы, троктолиты (100—800 м), 3) диабазы (0—50 м), 4) афировые недифференцированные базальты (900 м). Данные комплексы имеют друг с другом тектонические контакты. При этом разрез их не отличается постоянством, и в одних случаях начинается с базальтов, завершаясь серпентинитами (южная часть офиолитового пояса),

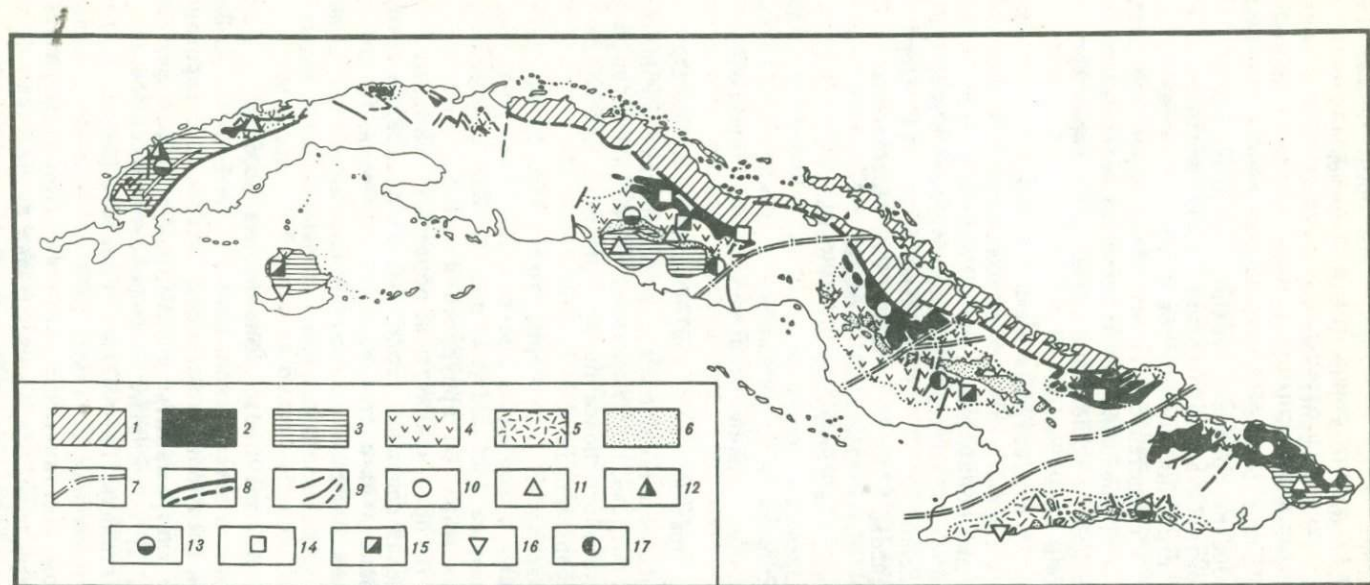


Рис. 1. Схема размещения основных донеогеновых структур и типов эндогенных месторождений Кубы (составил Р. Кабрера)

1 — эвапорито-карбонатные платформенные и карбонатно-кремнистые формации континентального склона (J₃—K); 2 — офиолитовая ассоциация (древняя океаническая кора); 3 — сланические блоки метаморфических пород, слабо метаморфизованные терригенно-карбонатные породы, метаморфизованный осадочно-вулканогенный комплекс (J₍₇₎—K₁); 4 — осадочно-вулканогенный меловой (домастрихтский) комплекс; 5 — осадочно-вулканогенный

палеогеновый комплекс; 6 — меловые и палеогеновые гранитоиды; 7 — основные гравиметрические градиенты; 8 — основные разломы; 9 — разломы второго порядка; месторождения: 10 — магматические хромитовые, 11 — массивные медноколчеданные, 12 — полиметаллические, 13 — жильные медные, 14 — вкрапленные золоторудные и кварцево-золоторудные, 15 — жильные золоторудные; 16 — вольфрамовые рудопроявления; 17 — медно-молибденовые вкрапленные рудопроявления

что дало основание А.А. Моссаковскому и Х.Э. Альбеару [9] предположить перевернутый разрез офиолитов в лежащей опрокинутой складке, в других — начинается серпентинитами и заканчивается базальтами (северная часть офиолитового пояса). Средние комплексы местами отсутствуют, и базальты непосредственно тектонически контактируют с ультрамафитами. Все это свидетельствует о том, что данная ассоциация представляет собой в настоящее время серию тектонических чешуй, расположение которых друг относительно друга местами отвечает классическому разрезу офиолитов [10]; местами их последовательность в разрезе нарушена. Охарактеризуем вкратце верхние члены офиолитовой ассоциации, описание которых представляет новый материал для кубинской геологии.

Комплекс диабазовых даек развит очень незначительно, образуя небольшие по мощности (до 100 м) линзовидные в плане тела протяженностью не более 5 км (обычно серия тел в первые сотни метров), приуроченные к контактам габброидов или серпентинитов с базальтами. Внутреннее строение этого комплекса хорошо видно в одном из обнажений к западу от массива Кахальбана, где рой параллельных даек диабазов прорывает полосчатые габбро-амфиболиты. В интервале 30 м в габбро заключено около 20 даек мощностью от 10—20 см до 2 м, сложенных тонко-мелкокристаллическими и среднекристаллическими диабазами. Наряду с ними отмечены единичные поперечные дайки, которые главным образом секут первые, но местами, в свою очередь, секутся дайками основного роя, что свидетельствует о близком времени их образования.

Офиолитовые базальты были впервые выделены нами [18, 22]. Этот комплекс постоянно пространственно ассоциирует с серпентинитами и образует сравнительно узкую (1—2,5 км) субширотную полосу. Границы комплекса, как правило, тектонические. Комплекс сложен афировыми зеленокаменно-измененными базальтами, характеризующимися подушечной, шаровой или глыбово-подушечной отдельностью, и агломератовыми лавобрекчиями базальтов. Последние преобладают. С базальтами комплекса постоянно ассоциируют кремнистые породы, пелитоморфные известняки, аргиллиты. Толща базальтов и ассоциирующих с ними осадочных пород смята в регионе в изоклинальные складки с крутыми падениями осевых плоскостей складок. Наиболее полный разрез комплекса составлен в 10—15 км к юго-западу от г. Байа-Онда по р. Лас-Посас. Общая мощность по данному разрезу 930 м. Из них на долю базальтов приходится 45% объема толщи, на кремни — 26%, на известняки — 19%, на аргиллиты, алевролиты — 10%. Возраст комплекса по фауне фораминифер из ассоциирующих с базальтами известняков определен как апт—альб [22]. Однако в ряде случаев известняки в разрезе имеют с базальтами тектонические контакты. Поэтому вопрос о возрасте базальтов нельзя считать решенным. Требуется датировка радиолярий из кремнистых прослоев. Возможно, базальты являются доаптскими по аналогии с регионом Лас-Вийас.

По соотношению щелочей ($K_2O/(N_2O + 0,7 K_2O)$), устойчиво низкому отношению Fe_2O_3/FeO (0,4—0,7), а также по перечисленным выше

геологическим характеристикам базальты комплекса относятся к формации натриевых базальтов [8], начинающей ряд вулканогенных эвгеосинклинальных формаций. Комплекс натриевых базальтов Пинардель-Рио обнаруживает большое сходство с раннесилурийским мугоджарским комплексом Урала, а также с базальтами офиолитовой ассоциации Папуа Новой Гвинеи и Ньюфаундленда.

В целом в составе офиолитовой ассоциации блока Пинардель-Рио присутствуют все необходимые составляющие классического разреза офиолитов [10], сопоставляемого с океанической корой. При этом наибольшее развитие в регионе получили нижний и верхний слои разреза, меньшее — второй слой (полосчатые габбро и габбро-амфиболиты) и совсем незначительное — третий (рой параллельных даек диабазов).

Гавана—Матансас. В блоке Гавана—Матансас разрез офиолитов в общих чертах аналогичен предыдущему. Верхнее структурное положение здесь занимают апогарцбургитовые серпентиниты, ниже которых расположены габбро, диабазы и базальты. Отличия во внутреннем строении офиолитовой ассоциации данного блока по сравнению с Пинардель-Рио заключаются: 1) в большей дифференциации комплекса габброидов и в появлении в его пределах, с одной стороны, троктолитов, с другой — небольших тел плагиоклазитов и кварцевых диоритов, 2) в более ясной выраженности комплекса диабазовых даек, мощность которого, по данным бурения, составляет свыше 200 м, 3) в меньшей мощности (не более 400 м) базальтов и в почти полном отсутствии ассоциирующих с ними осадочных пород.

Лас-Вийас. В блоке Лас-Вийас офиолиты распространены в трех структурно-формационных зонах: Санта-Клара, Маникарагуа и Эскамбрай. Рассмотрим лишь офиолиты зоны Санта-Клара, где они имеют наиболее полный разрез. Здесь снизу вверх залегают: 1) ультрамафитовый комплекс, сложенный серпентинизированными и меланжированными гарцбургитами, реже пироксенитами и аподунитовыми серпентинитами (мощность 1—2 км), 2) габброидный комплекс, представленный оливиновыми габбро, троктолитами, полосчатыми амфиболитизированными габбро, плагиогранитами (мощность условная 100—1000 м), 3) диабазовый, сложенный сериями параллельных даек тонко-мелкокристаллических и среднекристаллических диабазов (700—1500 м), 4) базальтовый, представленный афировыми зеленокаменно-измененными недифференцированными базальтами с редкими маломощными прослоями кремней и аргиллитов (до 600 м). Между первыми тремя комплексами контакты тектонические, между третьим и четвертым существует зона постепенного перехода мощностью до 300—400 м, в которой снизу вверх постепенно растет роль базальтов: от 10—20% в нижней ее части до 60—70% в верхней. Условно возраст базальтов — неоком, так как они лежат в разрезе ниже апт-альбских и предположительно готеривских островодужных вулканитов. В целом породы офиолитовой ассоциации тектонически контактируют со всеми прочими образованиями.

Таким образом, в составе офиолитовой ассоциации в блоке Лас-Вийас присутствуют все необходимые составляющие классического раз-

реза офиолитов. Однако по сравнению с блоком Пинар-дель-Рио характер разреза несколько изменился: 1) в ультрамафитовом комплексе отсутствуют массивные перидотиты, 2) габброидный комплекс имеет меньшее относительное развитие по площади, но он более дифференцирован, 3) очень большое развитие получили диабазовый комплекс параллельных даек, 4) относительно снизилась роль базальтового комплекса. Кроме того, для офиолитового разреза в данном блоке характерна нормальная последовательность комплексов ассоциации.

Камагуэй. В блоке Камагуэй офиолитовая ассоциация состоит из трех комплексов: 1) ультрамафитового (мощность условная 1300 м), 2) габброидного (мощность условная 500 м), 3) диабазового (0—100 м). По данным М.Л. Сомина [14], ультрабазит-габбровая часть офиолитов лучше всего сохранила признаки первичной "стратифицированности". Разрез офиолитов имеет нормальное залегание. Нижняя его часть представлена расслоенными дунитами и гарцбургитами, к подошве которых приурочена хромитовая минерализация. Степень меланжирования и серпентинизации ультрабазитов в центральной части блока невелика и значительно увеличивается к его краевым частям. Ультрамафиты вверх по разрезу сменяются полосчатыми троктолитами и габбро. Среди последних отмечаются слои анортозитов. Верхняя часть разреза сложена сильно редуцированным диабазовым комплексом. Контакты между комплексами тектонические. Итак, данный разрез офиолитов от соседнего блока Лас-Вийас отличается очень незначительным развитием диабазового слоя и полным отсутствием базальтов.

Ольгин. В блоке офиолитовый разрез представлен двумя нижними комплексами: 1) ультрамафитовым, сложенным интенсивно меланжированными серпентинитами с редкими реликтами перидотитов (мощность условная 100 м), и 2) габброидным, развитым незначительно и состоящим из мелких изолированных тел амфиболизированных габбро, габбро-диабазов, диоритов и кварцевых диоритов, заключенных в серпентинитовый меланж (мощность условная 100 м). При этом до сих пор не выяснено, представляют ли они собой останцы подошвы габбрового слоя или являются крупными блоками в меланже. Поэтому выделение габброидного комплекса достаточно условно. Таким образом, офиолитовый разрез блока Ольгин от соседнего блока Камагуэй отличается: 1) отсутствием диабазового слоя, 2) значительной редуцированностью габбрового слоя, 3) высокой степенью меланжирования и серпентинизации ультрамафитов.

Ориенте. В блоке Ориенте офиолитовая ассоциация состоит из трех комплексов: 1) ультрамафитового, представленного гарцбургитами, дунитами, лерцолитами, серпентинитами (мощность 1000—1500 м), 2) габбрового, сложенного габбро, оливковыми габбро, троктолитами, анортозитами (мощность около 500 м), 3) диабазового, представленного серией параллельных даек (мощность 500 м). Для блока характерен неполный перевернутый разрез офиолитов, верхнее структурное положение в котором занимают ультрамафиты. От соседнего к западу блока Ольгин он отличается: 1) наличием диабазового слоя параллельных даек, 2) значительным развитием габбрового слоя,

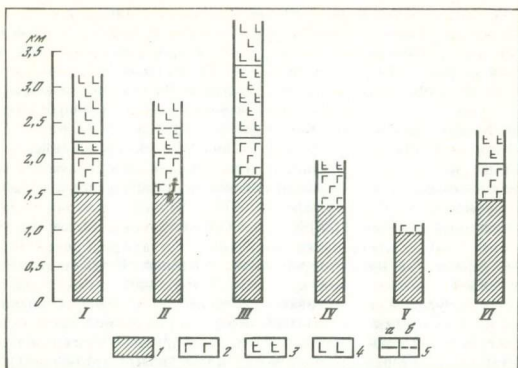


Рис. 2. Сопоставление схематических разрезов офиолитовой ассоциации по регионам Кубы

Регионы Кубы (с запада на восток): I — Пинар-дель-Рио, II — Гавана—Матансас, III — Лас-Вильяс, IV — Камагуэй, V — Ольгин, VI — Ориенте

Комплексы офиолитовой ассоциации: 1 — ультрамафитовый, 2 — габброидный, 3 — диабазовый, 4 — базальтовый; 5 — границы между комплексами: а — с установленной мощностью, б — с предполагаемой

3) присутствием крупных массивов слабосерпентинизированных ультрамафитов.

Итак, в пределах офиолитовой ассоциации с запада Кубы, где находится наиболее полный офиолитовый разрез, на восток (исключая крайний восточный блок Ориенте¹) уменьшается роль верхних членов офиолитового разреза вплоть до полного их исчезновения (рис. 2). Эту особенность можно объяснить либо увеличением степени эродированности выходов океанической коры в этом направлении, либо тектоническим срывом верхней ее части на востоке. Если действительно первое предположение и процессами эрозии уничтожено свыше 1000 м разреза, представленного базальтами, диабазами и отчасти габброидами, то следовало бы ожидать существенное увеличение к востоку мощности маастрихт-палеогеновой молассы и изменения ее состава в сторону повышения основности. Однако ни того, ни другого не происходит. Поэтому наиболее приемлемым следует считать второе предположение. Действительно, как видно из приведенного выше описания, контакты между отдельными комплексами ("слоями") офиолитовой ассоциации, как правило, тектонические. При этом некоторые средние слои, заключенные внутри офиолитового разреза (диабазовый в Пинар-дель-

¹ Блок Ориенте отличается своим глубинным строением и, видимо, является чужеродным образованием в структуре острова. Это нашло отражение на карте гравитационного поля [3], где ему соответствует резко выраженная положительная аномалия.

Рио, габбровый в Лас-Вийас), значительно редуцированы. По существу офиолитовый разрез каждого блока представляет собой серию шарьированных тектонических пластин, в той или иной мере нарушающих первичный разрез океанической коры. Движения, послужившие причиной шарьирования, носили дифференцированный характер. В западных блоках они привели к более или менее равномерному перемещению всех составляющих океанической коры.

Таким образом, на материале офиолитового пояса Кубы, дифференцированности его разрезов по простираению видно отражение общей идеи о дифференциальном перемещении литосферных плит в связи с первичной тектонической расчлененностью коры и плит.

Остановимся вкратце на сравнительной петрохимической характеристике офиолитов различных районов Кубы. Для этого используем диаграммы $A-F-M$ и $CaO-Al_2O_3-MgO$ (рис. 3). На диаграммах вместо четырех последовательных офиолитовых комплексов показано три. Диабазовый и базальтовый, как очень близкие по химическому составу и генезису, рассматриваются совместно. Для сравнения выбраны следующие регионы: Пинар-дель-Рио, Лас-Вийас, Камагуэй—Ольгин (объединены ввиду незначительного количества анализов по району Ольгин), Ориенте.

Ультрамафитовые комплексы всех регионов обнаруживают большое сходство, практически попадая в одно поле составов на обеих диаграммах. При этом выясняется, что ультрамафиты Кубы относятся к двум генетическим группам по Р. Колману [7]: метаморфическим перидотитам и ультраосновным кумулятам. Поля габброидов и диабазов—базальтов значительно оторваны от ультрамафитов (рис. 3,б) и попадают в поле основных кумулятов по Р. Колману [7]. Такая разорванность, вероятно, свидетельствует об отсутствии единой магматической серии офиолитов и наличии таковой среди пород основного состава.

При сопоставлении габброидных комплексов обращает на себя внимание щелочная направленность дифференцированного тренда габброидов Камагуэя (рис. 3,а). Это обстоятельство интересно тем, что данная щелочная направленность сохраняется и для постофиолитовых (островодужных) вулканитов Камагуэя, среди которых в основании островодужной серии нами выделяется формация трахибазальтов-трахитов. Эта же направленность проявлена и в интрузивном магматизме Камагуэя, где среди интрузивных пород выделяется габбро-сиенитовая формация [21]. Таким образом, магматическая индивидуальность блока Камагуэй начинает проявляться еще в продуктах офиолитовой серии на этапе образования океанической коры. В таком случае нельзя пространственно разрывать формирование офиолитовых и молодых магматических серий. В связи с изложенным следует прежде всего предположить гетерогенное строение океанической коры; кроме того, говоря о горизонтальных движениях тектонических пластин, составляющих океаническую кору, мы должны считать, что в них с той же амплитудой перемещения участвовала и вулканогенная толща, сформированная на океанической коре, либо перемещения пластин были незначительны и островодужные вулканиты сформировались на месте их залегания.

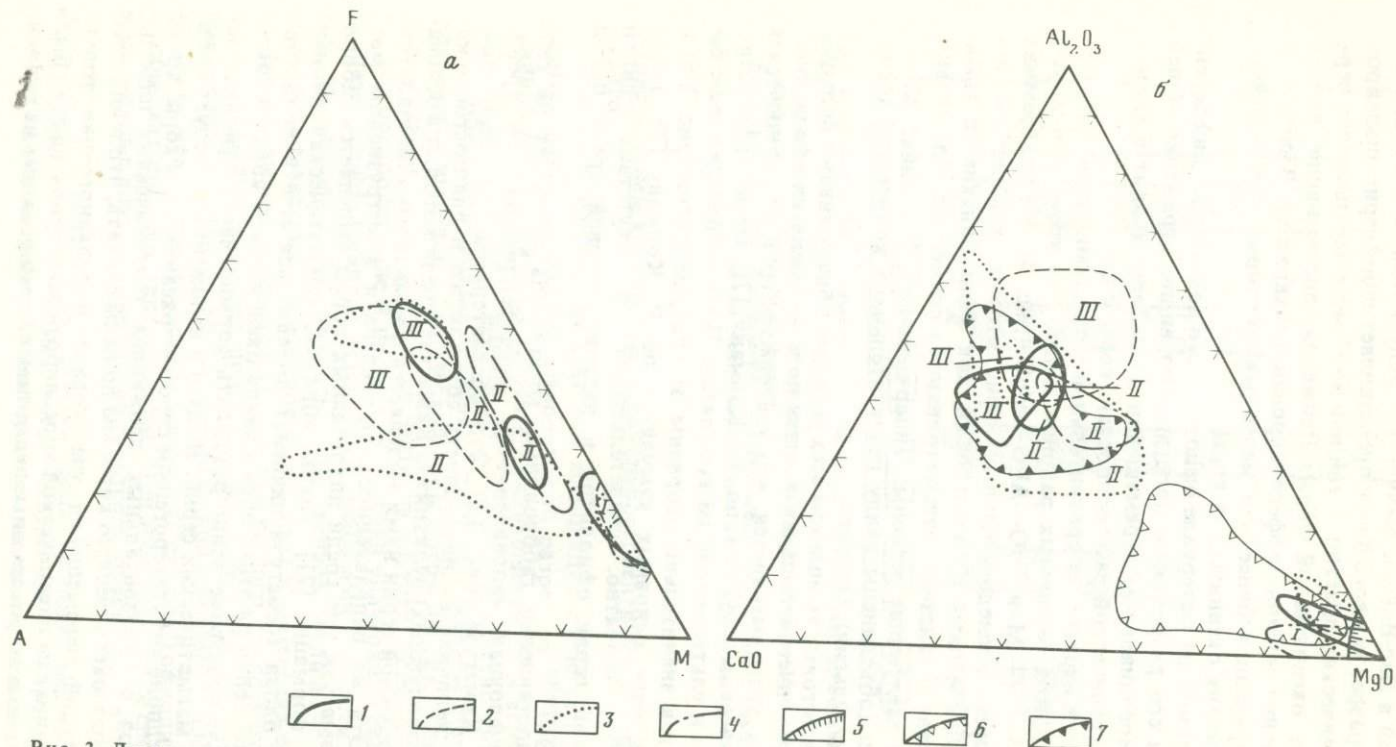


Рис. 3. Диаграммы соотношений: *a* — A—F—M ($K_2O + Na_2O$) — ($FeO + 0,9Fe_2O_3$) — (MgJ), *б* — CaO — Al_2O_3 — μ_{50} для офиолитов Кубы

Составы пород офиолитовых комплексов Кубы: I — перидотиты, гарцбургиты, дуниты, верлиты (в том числе в разной степени серпентинизированные); II — габбро, амфиболитизированные габбро, полосчатые габбро, троктолиты, оливковые габбро; III — диабазы, базальты

Контуры полей составов пород офиолитовых комплексов различных районов Кубы: 1 — Пинар-дель-Рио, 2 — Лас-Вийас, 3 — Камагуэй—Ольгин, 4 — Майари—Баракоа; поля составов пород офиолитовых комплексов, по Р.Колману: 5 — метаморфические перидотиты, 6 — ультраосновные кумуляты, 7 — основные кумуляты

Вероятно, отмеченная гетерогенность в строении и составе офиолитового пояса по его простиранию отвечает существовавшей ранее сегментированной природе данной части Северо-Американской континентальной окраины. На это для Карибского региона и некоторых других районов указывали М. Карр и др. [4], выделявшие по сейсмическим данным и вулканизму поперечные к простиранию окраин сегменты протяженностью в несколько сотен километров, что соизмеримо с рассмотренными выше блоками.

Приведенный материал по офиолитам Кубы вскрывает лишь часть тех проблем, которые стоят в регионе перед исследователями при изучении офиолитовой ассоциации. В числе других задач, требующих решения, следует отметить следующие.

1. Определение возраста офиолитовой ассоциации. Как следует из изложенного, до сих пор нет точной возрастной датировки офиолитовых базальтов. В западной части Кубы их возраст апт—альб (возможно, неоком), в центральной части по положению в разрезе, вероятно, неоком (возможно, и более древний). Вряд ли на расстоянии 400 км по простиранию офиолитового пояса может быть различие в возрасте офиолитовых базальтов. Отсутствуют также данные о возрасте габброидного и ультрамафитового комплексов.

2. Разработка для картирования критериев расчленения ультрабазитов на метаморфические и кумулятивные по Р. Колману [7], что необходимо для расшифровки внутреннего строения офиолитового пояса.

3. Выделение офиолитовых комплексов среди метаморфических образований зон Маникарагуа и Эскамбрай (южная часть Центральной Кубы), сопоставление их с офиолитами главного пояса на севере Кубы, определение их возраста. Вполне вероятно, что офиолиты южных зон могут принадлежать меланократовому кристаллическому фундаменту Кубы, являясь выходами древних офиолитов.

4. Петрологическое изучение пород офиолитовой ассоциации с целью определения физико-химических условий их образования и характера метаморфического преобразования.

5. Определение положения офиолитов в структурном разрезе земной коры Кубы. До настоящего времени неизвестно, продолжают ли офиолиты на юг острова, подстилая вулканогенные породы островодужной ассоциации. В пользу позитивного решения этого вопроса свидетельствует интерпретация геологами-нефтяниками сейсмических данных (устное сообщение В.С. Шеина) и обнаружение пород офиолитовой ассоциации ниже островодужных вулканитов на глубине свыше 4200 м скважиной Хатибонико 78 (Центральная Куба). Если офиолиты действительно подстилают островодужный комплекс, требуется установить, на каких породах они залегают: на зеленых сланцах гор Эскамбрай или на кристаллическом фундаменте.

6. Определение положения корней офиолитовых аллохтонов и бассейнов, в которых они образовались. Ориентировка офиолитовых пластин в офиолитовом поясе Кубы показывает, что их большая часть, за исключением блока Пинар-дель-Рио, двигалась, с юга на север, со стороны Карибского моря (в Пинар-дель-Рио — в обратном направле-

нии). В таком случае океаническая кора главной части офиолитового пояса Кубы могла сформироваться за пределами основного океанического бассейна — при расширении межматерикового (океанического) Карибского моря. Подобный путь образования для некоторых офиолитовых комплексов рассматривался ранее [20].

7. Металлогенические перспективы комплексов офиолитовой ассоциации (никель, хром, медь, золото).

Касаясь последней проблемы, рассмотрим ее несколько шире, учитывая перспективы и других магматических комплексов. Эндогенная рудная минерализация Кубы представлена тремя генетическими типами: магматическим, контактово-метасоматическим и гидротермальным.

Магматические месторождения хрома, никеля¹, кобальта, платиноидов встречаются исключительно в пределах массивов ультрамафитов. Наибольшее значение в этой группе имеют месторождения хромита, образующие неправильные линзовидные залежи массивных, nodularных и вкрапленных руд.

Контактово-метасоматические месторождения железа, меди, молибдена связаны с эндо- и экзоконтактами интрузивных (преимущественно гранитоидных) массивов.

Гидротермальные месторождения, наиболее многочисленные на Кубе, развиты во всех донеогеновых породах, за исключением формаций континентального склона и платформы. По условиям образования, составу руд и вмещающих пород среди них выделяются различные генетические типы: жильные месторождения меди в песчано-сланцевых толщах, жильные медные в вулканогенно-осадочных породах, линзообразные залежи массивного пирита с медью среди терригенно-карбонатных пород, линзообразные тела массивного пирита со свинцом и цинком в песчано-сланцевых породах, жильные медно-золотые месторождения в вулканогенных породах, вкрапленные золотые в ультраосновных породах, медно-порфировое оруденение в гранитоидах. Наиболее крупные среди них жильные медные месторождения приурочены к зонам крупных разломов в вулканогенных породах (Эль-Кобре, Сан-Фернандо) и в песчано-сланцевых толщах (Матаамбре).

Для большинства гидротермальных месторождений Кубы в настоящее время доказана пространственная связь с магматическими породами и тектоническими зонами. Вполне вероятно, что данные месторождения парагенетически связаны с глубинной магматической активностью эоценового времени, свидетельством чего являются развитые в рудных полях дайки и малые интрузивные тела этого возраста. Однако для доказательства генетической связи требуются детальные исследования с использованием количественных оценок возраста оруденения и геохимического родства руд и магматических тел.

При сопоставлении металлогении Кубы с металлогенией соседних районов Центральной Америки и Карибского бассейна выявляются существенные различия. Они определяются главным образом типом фундамента, на котором развивались тектоно-магматические процессы, а также последовательностью формирования островных дуг. Отсутствие

¹ Промышленные месторождения никеля относятся к экзогенному типу, будучи связанными с железо-никелевыми латеритами.

на Кубе, например, крупных месторождений медно-порфировых руд обусловлено недостаточно полной магматической дифференциацией, что является следствием развития островной дуги на океанической коре. Оценка дальнейших перспектив поиска рудных месторождений на Кубе во многом зависит от совершенства конкретных тектонических построений.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые Кубы/ Под ред. Ю.М. Пушаровского М.: Наука, 1967. 19 с.
2. Геология континентальных окраин: В 3-х т./ Под ред. К.Берка, Ч. Дрейка. М.: Мир, 1978—1979.
3. *Ипатенко С.П., Диас Косепьон Э.* и др. Гравиметрическая карта Кубы масштаба 1:500000. М., 1969.
4. *Карр М.Дж., Стойбер Р.Е., Дрейк Ч.Л.* Сегментированная природа некоторых континентальных окраин. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 120—131.
5. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр./ ГИН АН СССР; Вып. 267).
6. *Книппер А.Л.* Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 120—138.
7. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979, 262 с.
8. Магматические формации СССР. Т. 1./ В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. 319 с.
9. *Моссаковский А.А., Альберт Х.Ф.* Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олигоценом и моласс. — Геотектоника, 1978, N 3, с. 100—118.
10. *Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.* Офиолиты, современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, N 6, с. 4—14.
11. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 328).
12. *Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пушарифа М.* Тектоническая карта Кубы. Масштаб 1:1250000. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
13. *Пушаровский Ю.М.* Проблемы тектоники и геодинамики Карибского региона. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 7—12.
14. *Сомин М.Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 220 с.
15. Тектоника и геодинамика Карибского региона/ Под ред. Ю.М. Пушаровского М.: 1979. 144 с.
16. *Хаин В.Е.* Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, с. 13—16.
17. *Штрейфс Н.А., Марков М.С., Моссаковский А.А.* Тектоника складчатых сооружений. — В кн.: Тектоника в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 29—94.
18. *Fonseca E., Zelepuguin V.* Asociación de basaltos sódicos en la region occidental de Cuba (provincia de Pinar del Rio). — In: Resumes Primer simp. Soc. Cubana Geol. Habana, 1981, p. 77.
19. *Iturralde-Vinent M.* Nuevo modelo interpretativo la evolución geologica de Cuba. — Acad. cienc. Cuba. Rev. cienc., 1981, N 3, p. 36—59.
20. *Carig D.E.* Remnant arcs. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 1057—1068.
21. *Mari T., Eguipco O., Pérez M.* Hallazgo de gabroides con feldes-pato potásico (sub-alcálico) en el anticlinorio de Camagüey y su significado petrologico. Habana, 1982, p. 32—45. (Ser. Geol. CIG; N 4).
22. *Zelepuguin V., Fonseca E., Diaz de Villavila L.* Asociaciones vulcanogenas de la provincia de Pinar del Rio. Habana, 1982, p. 42—74. (Ser. Geol. CIG; N 6).

М.Г. Леонов

**«ФИКСИЗМ» ИЛИ «МОБИЛИЗМ»
(МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ФОРМИРОВАНИЕ
«ПРИМИТИВНОГО» МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ)**

В 1912 г. А. Вегенер выдвинул гипотезу о том, что материки перемещаются латерально и раньше имели иное положение по сравнению с современным. С того времени в общей геотектонике четко обозначились два направления: "фиксизм" и "мобилизм". Гипотеза Вегенера заставила во многом по-новому взглянуть на привычные закономерности и факты и привела к перевороту в умах исследователей и в геологической науке в целом. Гипотеза дрейфа континентов с течением времени находила все больше и больше убедительных доказательств своей правомерности; в настоящее время она трансформировалась на качественно новой основе в концепцию "тектоники литосферных плит", или "новую глобальную тектонику", которая привлекает к себе все больше и больше сторонников. В то же время среди геологов остается большое число ученых, придерживающихся мнения о примате вертикальных движений блоков земной коры и вещества мантии в процессе тектогенеза. Сторонники "фиксизма" приводят многочисленные доводы в пользу своей точки зрения, но многие явления геологической истории и строения Земли сторонники "фиксизма" и "мобилизма" трактуют совершенно различно. И проблема соотношения вертикальных и горизонтальных перемещений горных масс остается до настоящего времени нерешенной.

В самом противопоставлении признания или непризнания латерального перемещения материковых масс нет ничего плохого. В науке часто сосуществуют противоречивые концепции, и дело времени и усилий ученых найти в конце концов приемлемое решение. Но беда состоит в том, что оба эти направления были доведены до уровня "идеологии" и трансформировались в понятие об абсолютном примате в процессе тектогенеза вертикальных или горизонтальных движений, которые становились ответственными за все без исключения структурно-вещественные преобразования земной коры и мантии (по крайней мере, верхней). И с этого момента сосуществование двух научных гипотез, а вернее борьба их сторонников, не только не способствовало прогрессу геологической науки, но часто и тормозило его. Слишком много сил и энергии тратилось не на изучение объективно существующих закономерностей, а на подбор материала, подтверждающего одну гипотезу и опровергающего другую. При этом ради справедливости нужно подчеркнуть, что если "мобилисты", придавая ведущее значение латеральным перемещениям вещества Земли и тангенциальным силам, никогда не отрицали значения вертикальных (хотя и подчиненных горизонтальным) движений, то

ортодоксальные "фиксисты", исходя из теоретической концепции, начисто отвергали даже само существование структур горизонтального сжатия в любом их выражении. Такая ситуация была обусловлена многими причинами. Одной из главных причин было то, что практически не проводилось специальных региональных исследований, которые бы ставили своей целью выяснить реальные соотношения вертикальных и горизонтальных перемещений горных масс и зависимость этих движений друг от друга.

В предлагаемой статье мне хотелось бы попытаться разобрать проблему соотношения вертикальных и горизонтальных движений на примере обширного региона, прошедшего длительную и сложную историю развития, который, как мне кажется, даст возможность ставить этот вопрос не только в узко региональном, но и в принципиальном плане.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В структурно-геотектоническом отношении Южный Тянь-Шань (рис. 1) представляет собой юго-западную часть Урало-Монгольского пояса, которая на севере по Южно-Ферганскому и Иныльчекскому разломам граничит с более древними структурами Среднего Тянь-Шаня, а на юге обрамлена кристаллическими массивами Тарима—Южного Гиссара и находящимися между ними структурами Северного Памира. "Геосинклинальное" развитие Южного Тянь-Шаня происходило в герцинское время и привело к формированию складчатой области со сложным и неоднородным строением. Именно эти сложность и неоднородность вызвали к жизни различные, зачастую противоречивые представления о геотектоническом развитии Южного Тянь-Шаня.

Существуют различные подходы к пониманию истории геологического развития Южного Тянь-Шаня. Одни исследователи [2, 26] считают, что Южно-Тянь-Шаньская область заложилась на коре континентального типа, на платформенном основании. Другие геологи [4, 20], учитывая признанную сейчас аналогию между офиолитовой ассоциацией складчатых областей и корой современных океанов, приходят к выводу, что геосинклинальному развитию предшествовала океаническая стадия. Различаются, а это важно для нашего изложения, и структурно-геологические представления разных исследователей. Некоторые из них [14, 27] придерживаются мнения о ведущей роли вертикальных движений блоков земной коры, другие [4, 20, 26] связывают образование современной структуры Южного Тянь-Шаня со значительными горизонтальными перемещениями горных масс. В настоящее время, как мне кажется, уровню современных знаний соответствуют две модели развития Южного Тянь-Шаня. Обе они предложены Г.С. Поршняковым [26] и учитывают существование значительных шарьяжных перекрытий. Первая модель предполагает последовательное раздавливание вулканогенных прогибов синклинального строения с двусторонним поддвиганием и впачиванием земной коры

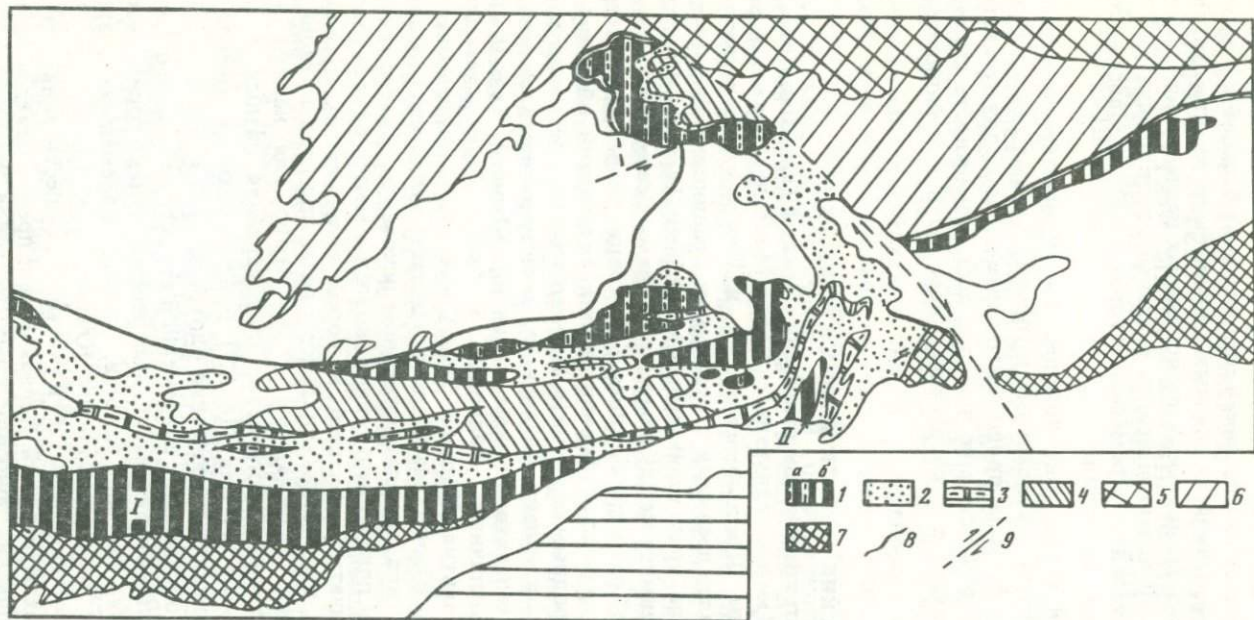


Рис. 1. Схема основных геотектонических элементов Южного Тянь-Шаня (с использованием материалов В.С. Буртмана, Г.С. Поршнякова)

1 — зоны выходов пород океанических вулканических поднятий: а — шарьированные на отложениях структурно-фациальных зон, б — корневые зоны; 2 — зоны выходов пород глубоководных прогибов и склонов

вулканических поднятий; 3 — выходы рифогенных известняков; 4 — выходы пород многоэпиклиналильного типа; 5 — каледониды; 6 — породы многоэпиклиналильного типа северного обрамления Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали; 7 — Таримский, Сулутерекский и Южно-Гиссарский массивы; 8 — северная граница Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали; 9 — Талассо-Ферганский сдвиг
I — район Фанских гор, II — Сугутский метаморфический блок

в осевых зонах. Вторая исходит из предположения об образовании "односторонних" покровов, корни которых лежат в зонах глубинных разломов, ограничивающих первичную палеозойскую геосинклиналь" [26, с. 204]. Г.С. Поршняков вначале придерживался первого варианта, но в последнее время [3] отдает предпочтение гипотезе "односторонних покровов". Эта гипотеза была развита В.С. Буртманом [4] и Г.И. Макарычевым [20], которые внесли в нее представление о существовании палеозойского океанического пространства на месте будущей геосинклинали. Но и они понимали общий ход процесса развития по-разному. В.С. Буртман отдавал предпочтение структурному фактору формирования континентальной коры, тогда как Г.И. Макарычев — направленной вещественной эволюции от коры океанического типа к коре континентальной. Существует разногласие у этих исследователей и по вопросу о направлении движения горных масс в палеозое. В.С. Буртман принимает движение покровов с севера на юг, из области, раздавленной массами Киргизского и Алайского континентов океанической сутуры, и тектоническое перебрасывание отложений одних структурно-формационных зон через другие. Г.И. Макарычев считает, что покровы двигались с юга на север, из области океанического пространства к его северному борту, без перебрасывания структурно-формационных зон друг через друга. При этом Г.И. Макарычев [20] выдвинул важный тезис о "зарождении островов гранитно-метаморфического слоя в конце океанической стадии".

Рассмотренные модели представляют собой важный шаг по пути разработки проблемы развития как Южного Тянь-Шаня, так и развития складчатых областей вообще. Но эти модели имеют и один существенный недостаток: они не учитывают строения и истории формирования зеленосланцевых толщ, которые составляют одну из характернейших черт Южного Тянь-Шаня и занимают по меньшей мере четвертую часть его площади. Представляется очевидным, что построить близкую к истине модель складчатой области, не рассматривая значительной части ее территории, весьма трудно. Поэтому мы и обратимся прежде всего к описанию этих зон. Одной из примечательных черт зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня является их пространственная приуроченность к раннегерцинским зонам основного вулканизма и синклинорным структурам [26]. Так, ягнобские сланцы слагают синклинорную структуру Зеравшано-Гиссарской зоны, сланцы сугутской серии залегают в ядре Терекдаванского синклинория Восточного Алая, зеленосланцевые толщи выполняют и центральную часть Охнинско-Талдыкского синклинория. Наиболее полно зеленосланцевые толщи представлены в пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон, к рассмотрению которых мы и перейдем.

Геологическое строение Ганза-Чимтаргинского массива. Ганза-Чимтаргинский массив (см. рис. 1) соответствует центральному участку Зеравшано-Гиссарской зоны [26] или средней части Центрально-Гиссарской зоны [14].

Стратиграфический разрез описываемого района имеет трех-

членное строение [6, 11, 14—16, 22, 25, 28, 31]. Внизу разрез вскрывает мощную (до 1,5 км) толщу сложного состава. Наиболее распространены кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и другие разновидности зеленых сланцев, которые известны в геологической литературе под названием ягнобских. Кроме того, присутствуют вулканиты основного, реже кислого и среднего состава, кварциты, мергелистые и глинистые темно-серые и черные известняки и доломиты, пелиты, редко гравелиты. Все разности пород в той или иной мере рассланцованы. В нижних частях толщи преобладают вулканогенные породы, вверх по разрезу увеличивается объем карбонатных. Эта часть разреза венчается так называемым "фавозитовым" горизонтом, представленным узловатыми глинистыми известняками и доломитами с кораллами. Нижний возрастной предел толщи не установлен, определения абсолютного возраста указывают на кембрийский—рифейский возраст наиболее древних горизонтов разреза [32].

Верхнесилурийско-девонская часть разреза представлена мощной карбонатной толщей, в которой можно выделить несколько горизонтов. Лудловский ярус сложен тремя горизонтами: амфипоровым, фолидофиллидовым и брахиоподовым. Общая мощность известняков и доломитов этой части разреза составляет 1000—1200 м. Известняки в основном рифового типа. Нижне-среднедевонские — это массивные светлые кристаллические известняки общей мощностью около 1000 м; они связаны с силурийскими постепенным переходом. Выше них залегают тонкослоистые детритусовые известняки с прослоями и линзами черных кремней. Органические остатки, собранные в этих породах, указывают на их эйфельский и живетский возраст, но возможно присутствие и верхнего девона—нижнего карбона [14].

Верхняя треть разреза представлена отложениями пушневатской свиты, которые налегают на подстилающие образования верхнего силура—девона местами нормально, местами с небольшим (20—30°) угловым несогласием. Нижняя часть свиты сложена кремнями, известняками, яшмовидными аргиллитами и туфоалевролитами. Эти слои стратиграфически перекрывают различные горизонты силурийско-девонского разреза вплоть до нижнелудловских. Выше залегают мощная толща флишеподобных тонкослоистых терригенных отложений с линзами и прослоями конгломератов и глыбовых брекчий. Возраст пушневатской свиты в настоящее время не может быть определен однозначно. Одни исследователи [22] считают ее живетско-нижнетурнейской, другие [14, 25] — верхнепалеозойской.

Но вся совокупность данных приводит к выводу, что нижняя стратиграфическая граница свиты скользит по разрезу по крайней мере с нижнего девона (возможно, верхнего силура) до среднего карбона, а верхняя, терригенная часть свиты состоит из двух сходных толщ (верхнедевонской—нижнекаменноугольной и верхнепалеозойской), сменяющих одна другую как в разрезе, так и по латерали.

Итак, породы, слагающие Ганза-Чимтаргинский массив, образуют трехчленный разрез [22]. Нижняя часть (нижний палеозой—лландове-

ри—венлок), сложена вулканогенными и вулканогенно-терригенными породами, в большинстве превращенными в зеленые сланцы; средняя (верхний силур—девон) представлена исключительно карбонатными (рифовые известняки) породами; верхняя часть, частично замещающая среднюю и надстраивая ее, образована кремнисто-карбонатными и терригенными толщами пород.

Важной особенностью средней части разреза является непрерывное формирование карбонатных отложений (главным образом рифовых известняков) только в центральной части зоны; при движении к ее периферии происходит фаціальное замещение карбонатных осадков кремнисто-карбонатными и терригенными отложениями пушневатской свиты.

Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива представляет собой сложно построенную крупную синклиналь, сформированную системой тектонических покровов, пластин и чешуй, надвинутых одна на другую и сложенных породами приведенного выше разреза (рис. 2, см. вкл.). Наложение пластин и чешуй происходит, как правило, по одним и тем же стратиграфическим горизонтам, а именно по сланцевым породам нижней трети разреза на разных его уровнях. Под надвигами же чаще всего оказываются породы пушневатской свиты. Покровы и пластины образуют пологие синклинальные структуры с волнистыми или плоскими днищами и падением пластов на крыльях под углами 10—40°. Более крутые падения (до 70—80°) наблюдаются в краевых южных и северных ограничениях зоны.

Каждая гипсометрически более высокая пластина имеет более простую форму и внутреннее строение по сравнению с подстилающими. Толщи известняков средней части разреза расчленены, растащены на отдельные будины, расположенные на одном простирании и трассирующие поверхности покровов или первоначально единый горизонт. Терригенные и вулканогенные разности пород смяты в складки, рассланцованы. В отдельных зонах тектоническое расчленение, разлинзование пород достигает такой высокой степени, что весь комплекс превращается в тектонический меланж, основной массой которого являются кварц-серицит-хлоритовые сланцы, превращенные зачастую в милониты. Складчатые дислокации развиты неравномерно, и стиль их неодинаков в разных структурных элементах. Отдельные пластины смяты в простые, пологие, иногда асимметричные синклинальные складки. Сложная мелкая складчатость проявлена локально и приурочена к горизонтам тонкослоистых пород, которые дисгармонично смяты по отношению к массивам. Среди этих дислокаций можно выделить два типа.

Складки первого типа, характерные для пород пушневатской свиты, резко асимметричны, с падением осевых плоскостей по направлению к центру общей структуры под углом 30—60°. Замки складок острые, развит осевой кливаж. Морфология складок свидетельствует о нагнетании пород пушневатской свиты в краевые области зоны перед фронтом тектонических покровов, которые перекрывают отложения лишь незначительно.

Складки второго типа свойственны тонкослоистым породам

нижней (существенно сланцевой) части разреза, а также горизонтам тонкослоистых карбонатных пород, заключенным между массивными известняками карбонатной части. Это изоклинальные лежащие складки с осевыми плоскостями, субгоризонтальными или параллельными поверхностям напластования пород, со сжатыми крыльями, а также с вытянутыми и разорванными замками.

Осовой кливаж практически отсутствует, зато развит будинаж, разлинзование, пластическое течение пород. Вообще разлинзование, будинаж, пластическое течение пород развиты в районе чрезвычайно сильно. Масштаб этих явлений различен. Пласты и пачки известняков средней части разреза растащены на огромные будины протяженностью до километра и более и толщиной до 200—300 м, отстоящие одна от другой на расстоянии, равном длине будины или двум-трем длинам. Пласты песчаников и алевролитов разорваны, кораллы в известняках превращены в длинные веретена, превышающие на 100—300% свою первоначальную длину. Обломки и гальки в гравелитах и конгломератах, зерна в песчаниках удлинены, превращены в сильновытянутые линзы и веретена. Развитие будинажа и сланцеватости происходит в плоскости напластования пород, а поверхности покровов и шарьяжей параллельны плоскостям напластования осадочных толщ и сланцеватости метаморфических.

Метаморфические сланцы, как уже говорилось, являются одной из наиболее характерных для района групп пород. Метаморфические породы представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-альбитовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами, местами с включениями глаукофана. В настоящее время доказано [17, 18, 31], что ягнобские сланцы сформированы по породам различного состава и возраста: нижнепалеозойским основным вулканитам (подавляющая часть), кремнисто-терригенным породам пушневатской свиты и в очень незначительной степени по породам верхнепалеозойского флиша. Зеленые сланцы могут быть приурочены к нижним горизонтам тектонических чешуй и покровов и к верхним горизонтам подстилающих покров отложений. В этом случае они метаморфизованы и рассланцованы на значительные мощности; метаморфизм и сланцеватость постепенно затухают по мере удаления от плоскости шарьирования. Но чаще изменения вещественного состава и структуры захватывают нижние горизонты вулканогенно-терригенной части разреза, в основном вулканиты. В этом случае площади метаморфитов достигают сотен квадратных километров, а мощность — километра и более. Степень метаморфизма меняется от места к месту: отдельные пятна пород остаются совершенно не измененными, иногда же породы превращены в милониты. Степень рассланцованности и степень вещественного преобразования пород взаимосвязаны, но в ряде случаев можно видеть, что рассланцеванию предшествовали зеленосланцевые изменения.

Большая часть зеленых сланцев сформирована по вулканогенным породам основного состава, в меньшей степени по вулканитам среднего и кислого состава, терригенным и кремнистым породам. Метабазальты, по которым сформирована большая часть ягнобских

сланцев, сопоставимы по химизму с базальтами океанических вулканических хребтов, их нормальными и субщелочными разностями [31].

Таковы общие черты геологического строения Ганза-Чимтаргинского массива, который представляет собой часть крупной тектонической зоны (см. рис. 1), протягивающейся в широтном направлении более чем на 500 км при ширине 30—40 км. Вся зона в целом имеет синклиналичную форму. На востоке, в районе структур Восточно-Алайского хребта, находится ее центриклинальное окончание, соответствующее Сугутскому метаморфическому блоку, который занимает осевую часть Терекдаванского синклинория [26].

Геологическое строение Сугутского метаморфического блока. Терекдаванский синклинорий (рис. 3, см. вкл.; см. рис. 1) имеет юго-юго-западное — северо-северо-восточное простираие. На юге структуры синклинория уходят под молодые отложения Алайской долины. В северо-северо-восточном направлении происходит воздымание его шарнира и центриклинальное замыкание структуры. Крылья синклинория сложены разнофациальными разрезами палеозоя, разделенными продольными разломами. Центральная часть синклинория выполнена мощными толщами основных и средних вулканитов и кремнисто-терригенных пород, превращенных в зеленые кварц-серицит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Верхние горизонты разреза центральной части представлены мраморизованными известняками и доломитами. Для структуры района примечателен конформный изгиб структурных линий в соответствии с формой ядерной части.

Метаморфические породы ядра Терекдаванского синклинория, слагающие собственно Сугутский блок, так же как и в Ганза-Чимтаргинском массиве, образуют сложно построенную чешуйчато-покровную структуру синклиналичной формы с запрокинутым западным крылом. К югу синклиналь становится более сжатой и переходит в наклоненную к западу крутую моноклинал, срезанную разломом. В составе пород собственно Сугутского блока выделено две серии пород: сугутская серия метаморфических сланцев и суукторская свита, сложенная сланцами и мраморизованными известняками и доломитами. В составе метаморфических пород выделяется несколько разновидностей. Главная группа сформирована по базальтам и габброидам, метаморфизованным в эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Они представлены эпидот-хлоритовыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми, кварц-полевошпат-актинолитовыми, альбит-хлоритовыми сланцами. Вторая группа пород (хлоритовые, кварц-серицитовые, альбит-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы) сформирована по песчано-глинистым и кремнистым отложениям.

Известняки суукторской свиты содержат ископаемую фауну силура—девона [26]; и вероятно, возраст метаморфических пород может соответствовать диапазону от нижнего палеозоя до верхнего силура—девона, о чем свидетельствуют уже упоминавшиеся остатки ископаемой фауны, сходство разрезов Сугутского блока с разрезами Фанских гор, непосредственные переходы метаморфизованных пород в неизменные разности фаунистически датированных отложе-

ний силура—девона, вклинивание метаморфических пород в толщи песчано-глинистых отложений силура—девона.

Вулканогенные породы Сугутского блока представлены базальтами, диабазами, реже пластовыми телами типа долеритов, габброидами. Все породы претерпели зеленокаменные изменения. Впоследствии породы были рассланцованы и превращены в зеленые сланцы в собственном смысле слова. Рассланцевание шло и параллельно с зеленокаменными изменениями, и позже, что хорошо видно при изучении сохранившихся реликтов зеленокаменных пород. Во многих местах рассланцевание привело к полному исчезновению первичных магматических структур и текстур. Сланцеватость практически всегда параллельна первичному напластованию пород. Среди метаморфических пород присутствуют линзовидные тела брекчированных, перетертых, милонитизированных серпентинитов, которые вытянуты по простиранию вмещающих толщ на десятки и сотни метров при мощности в метры или первые десятки метров. Серпентиниты имеют лепидобластовую или бластопорфировую петельчатую структуру и сложены антигоритом и хризотилом. По данным А.В. Яговкина, их химический состав близок к дунитам.

В толщах пород Сугутского блока чрезвычайно интенсивно развито пластическое течение, причем наибольшая деформация происходит в плоскости напластования толщ, что отчетливо фиксируется и в карбонатных, и в терригенных, и в кремнистых породах. Пласты кремней и песчаников разлинзованы, будинированы, рассланцованы; зерна и гальки в гравелитах и конгломератах удлинены по направлению напластования. Деформация достигает 1000% и распределена неравномерно, что приводит к послойному проскальзыванию одних горизонтов по отношению к другим. Развиваются пластовые надвиги, возникает расслоение разреза с формированием сложной системы тектонических чешуй и покровов. На границах чешуй и покровов образуются зоны тектонических брекчий и меланжей. Меланж представлен милонитово-сланцевой основной массой, в которую заключены обрывки, блоки и глыбы пород меланжируемого разреза, в том числе попадают в меланж и блоки серпентинизированных ультраосновных пород.

Замеры ориентировок различных структурных элементов, изучение крупных и мелких структур и замеры величины деформации (все данные вынесены на рис. 3) показывают, что деформация осуществлялась в двух планах. Во-первых, в породах фиксируется интенсивное (до 100—1000%) горизонтальное растяжение в плоскости напластования, причем максимальное удлинение совпадает с общим простиранием структуры. Во-вторых, наличие мелких и крупных складок и гофрировки, поперечных к общему простиранию зоны, вместе с приведенными данными по горизонтальному течению вещества указывают на пластическое нагнетание материала в направлении общего простирания структуры.

Весь комплекс наблюдений по проявлению метаморфизма и деформации в пределах Сугутского блока и Ганза-Чимтаргинского

массива приводит к выводу о формировании этих структур за счет действия вертикального сдвливания и горизонтального расползания горных масс. При образовании метаморфических толщ на первых этапах происходило их зеленокаменное изменение, которое было обусловлено действием соответствующих температур и литостатического давления. В определенный же момент на фоне существующих РТ-условий, начинает действовать одностороннее давление — стресс, который приводит к значительным структурным преобразованиям горных пород и к превращению их в комплекс собственно зеленых сланцев.

Модель геотектонического развития Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов. Как показывает изучение описанных структур, наиболее существенными закономерностями их геологического строения и развития, которые должны быть учтены при построении любой модели геотектонического развития этих зон, являются следующие:

1) трехчленное строение разреза, которое указывает на смену палеогеографической обстановки: образование вулканического сооружения на ранних этапах и его длительное и равномерное погружение в дальнейшем;

2) формирование в основании разреза мощных (до километра и более) толщ зеленых сланцев; последние сформированы в основном по базальтоидам, которые сопоставимы с нормальными или субщелочными разностями базальтов современных океанических вулканических гряд, а также по кремнисто-терригенным породам;

3) пространственная ассоциация, казалось бы, совершенно разнородных по условиям образования пород: зеленых сланцев, ультрабазитов, рифовых известняков;

4) общая изометричная синклиналиная структура, созданная сложной системой тектонических чешуй и покровов;

5) формирование этой структуры в условиях длительного вертикального стресса, о чем свидетельствуют развитие сланцеватости и будинажа в субгоризонтальной плоскости и субпараллельно напластованию толщ, параллельность поверхностей шарьяжей и покровов плоскостям напластования осадочных толщ и сланцеватости метаморфических, а также замеры величин деформации в горных породах, которые фиксируют максимальные сжимающие усилия по вертикали и растяжение в горизонтальной плоскости;

6) неравномерное по вертикали и латерали проявление метаморфизма и сланцеватости и латеральные взаимопереходы между метаморфизованными и неметаморфизованными разностями пород;

7) отсутствие корневых зон тектонических покровов.

Модель, представленная на рис. 4 (см. вкл.), увязывает на уровне современных данных все перечисленные закономерности геологического строения и развития региона в единое целое.

На раннем этапе (рифей—ранний палеозой) на коре океанического типа происходит рост вулканического поднятия, о чем свидетельствуют петрохимический состав вулканитов и присутствие серпентинизированных ультрабазитов и габброидов. На возникнове-

ние вулканической постройки, приподнятой над общим уровнем дна, указывает наличие гравитационных и вулканогенно-гравитационных микститов. В лландовери—венлоке на вершине вулканической постройки начинается формирование отдельных банок рифовых известняков и доломитов. Их появление фиксирует прекращение вулканической деятельности и начало длительного (вплоть до среднего, возможно, верхнего девона—нижнего карбона) равномерного опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению более чем двухкилометровой толщи преимущественно рифогенных известняков. Как показывает изучение структуры метаморфических толщ и их взаимоотношений с окружающими образованиями (главные особенности отмечены выше), это опускание связано с медленным и очень длительным (60—80 млн. лет) процессом пластического течения пород вулканического основания, которое сопровождалось метаморфизмом и рассланцеванием и привело к латеральному расползанию масс горных пород в условиях гравитационной неустойчивости.

Рост вулканической постройки начался на коре, сходной с корой современных океанов, вероятно, над мантийным диапиром, косвенным указанием на что может служить наличие серпентинизированных ультрабазитов и габброидов. Как показывает петрографическое изучение, вначале базальты подвергались зеленокаменным изменениям без развития сланцеватости. По достижении критической массы в нижней части вулканического основания, находящейся в условиях соответствующих давлений и температур, под действием вертикального стресса, вызванного весом горного сооружения, начинают проявляться процессы не только вещественного, но и структурного преобразования горных пород, которые и привели к образованию зеленых сланцев с ярко выраженной сланцеватой структурой. Существование *PT*-условий, необходимых и достаточных для проявления метаморфизма зеленосланцевой фации, а также начальных стадий амфиболитовой фации на глубинах 4—6 км, подтверждается многочисленными данными по нахождению этих пород в зонах современных срединно-океанических хребтов и разломов [1, 10, 22]. Процессы метаморфизма, сопровождаемые перекристаллизацией, облегчают формирование новой тектонической структуры, а структурные преобразования способствуют более интенсивному протеканию процессов метаморфизма.

В результате пластического течения основание вулканической постройки медленно расползается, а поскольку метаморфизм и рассланцевание в породах разного состава и различного строения проявляются неодинаково, то происходит тектоническое расслоение массива с образованием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и меланжей. В результате пластического перераспределения масс в верхние горизонты коры выводятся чешуи и блоки ультрабазитов и габброидов, местами развивается офиолитовый меланж. Структурно-вещественные изменения претерпевают и осадочные породы, перекрытые вулканитами. Расползание горного подводного массива приводит к медленному опусканию его кровли

и к постепенному наращиванию рифовой постройки. При этом известняки нижних горизонтов под действием веса вышележащих пород также испытывают пластическое течение и будинаж. Это подтверждается как их внутренней структурой, в которой запечатлены следы пластического течения, так и их взаимоотношениями с окружающими образованиями. В частности, карбонатный, преимущественно рифовый разрез наращивается непрерывно только в центре постройки. По мере же удаления от центра на все более и более древние горизонты, вплоть до нижнелудловских, ложатся глубоководные кремнисто-карбонатные отложения нижних горизонтов пушневатской свиты.

Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма выходят все новые, более высокие горизонты пород, которые в свою очередь подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и горизонтальному перераспределению. Метаморфизм захватывает при этом и карбонатные породы, превращенные в мраморизованные известняки и доломиты.

В результате рассмотренного процесса в пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня на коре, сходной с корой современных океанов, формируются линзы метаморфических пород. Линзы эти имеют неоднородное строение и сложную структуру. На поздних этапах своего развития, к рассмотрению которых мы еще вернемся, в период общего горизонтального сжатия такие линзы, сохраняя в общих чертах свое строение, оказываются как бы выжатыми в более высокие горизонты земной коры с формированием надвигов, покровов, гравитационных и тектоногравитационных микститов, складчатости.

Некоторые характерные черты общей структуры Южного Тянь-Шаня. Суммируя данные прежних исследований [4, 20, 26, 27 и др.] и личных наблюдений, можно наметить следующие черты строения складчатой зоны Южного Тянь-Шаня, важные для построения общей модели ее геотектонического развития.

1. Структура Южного Тянь-Шаня представляет собой чередование зон, выполненных различными формационными типами отложений и имеющих различный тектонический стиль. В поперечном сечении выделены [4, 26] следующие структурно-формационные зоны: Южно-Ферганская зона синклиорных структур, Каузанско-Сюрютюбинская зона антиклинальных структур, Охнинско-Талдыкская синклиальная зона, Андыгено-Кичикалайский антиклинорий, Сурметашская зона, Кульгеджилгинский антиклинорий и Зеравшано-Гиссарский—Восточно-Алайский синклиорий (М.Л.).

2. В поперечном сечении складчатой зоны Южного Тянь-Шаня происходит закономерное чередование зон горизонтального сжатия и зон горизонтального растяжения (вертикального сжатия). Первые характеризуются крутыми, до вертикальных, залеганиями пластов, интенсивно сжатыми складками с крутыми осевыми плоскостями, развитием осевого кливажа и антивергентным строением антиклинорного типа. Вторые представлены зонами синклиорного строения с широко развитыми надвигами и тектоническими покровами, с лежа-

чими складками, со структурами пластического течения и сланцеватостью, параллельными плоскостям напластования пород.

3. Различного типа структурные зоны выполнены и разными типами геологических образований. Для синклинорных структур характерно присутствие основных и ультраосновных вулканитов и пород офиолитовой ассоциации, зеленосланцевый метаморфизм и наличие рифовых известняков. Зонам антиклинорного типа свойственно присутствие кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатных отложений. Во многих случаях устанавливается их глубоководное происхождение. Антиклинорные зоны часто включают в себя и флишевые отложения, сформировавшиеся на поздних этапах палеозойской истории региона.

4. Происходит закономерное омоложение возраста флишевых толщ с севера на юг и соответственно удревнение основной складчатости в том же направлении [26].

5. Особенности строения разрезов и распределения структурных элементов приводят к выводу, что в пределах Южного Тянь-Шаня в палеозое существовала система прогибов и поднятий [26, 30]. Как можно видеть, зоны синклинорного строения, выполненные основными вулканитами, переработанными в значительной степени в зеленые сланцы, и ассоциирующие с ультрабазитами и рифовыми известняками, являлись зонами подводных вулканических поднятий, превращенных в процессе структурно-вещественной эволюции в сложно построенные синклинальные структуры, осложненные надвигами и тектоническими покровами. Зоны же, имеющие в современной структуре сложноскладчатое антивергентное строение, были, судя по наличию сокращенных карбонатных и кремнисто-терригенных разрезов, областями ровных глубоководных равнин, разделяющих цепи вулканических гор и островов. Исключением является Кичик-Алайский антиклинорий, который по особенностям осадконакопления, структуры и магматизма можно отнести к категории структур типа современных подводных плато. Возможно, эта зона имела в палеозое сиалический слой.

6. Наличие сложноскладчатой структуры, флишевых отложений, надвигов и тектонических покровов на границах зон, а также современное сочленение разрезов различных структурно-формационных зон по поверхностям разрывов (часто надвигов и покровов) и признаки значительного пластического течения вещества по простиранию заставляют предполагать (вслед за предшествующими исследователями [4, 20, 26] значительное поперечное сжатие всей Южно-Тянь-Шаньской складчатой области.

Модель геотектонического развития Южного Тянь-Шаня. Учитывая изложенный материал по строению складчатой области Южного Тянь-Шаня и новые данные по структуре и истории развития зон зеленосланцевого метаморфизма, представляется правомерным предложить следующую модель геотектонического развития описываемой территории (рис. 5, см. вкл.).

На ранних этапах (рифей?—ранний палеозой) на фоне существования обширного в целом единого бассейна с корой, сходной с

корой современных океанов [4, 20, 32], возникают вулканические поднятия, сложенные базальтоидами, сходными с базальтами современных океанических гор. Выделяются по крайней мере два пояса вулканических сооружений: северный соответствует современной Охинско-Талдыкской зоне, южный — Зеравшано-Гиссарской—Восточно-Алайской. Области вулканических хребтов разделены зонами накопления относительно глубоководных кремнисто-глинисто-карбонатных осадков. Внутри этого "океанического" пространства расположены зоны "подводных плато" с, вероятно, уже сформированным сиалическим слоем. Развитие вулканических поднятий идет в соответствии со схемой, изложенной в предыдущем разделе, и сводится к комплексу структурно-вещественных преобразований вулканического фундамента. Эти преобразования сопровождаются рассланцеванием и метаморфизмом вулканических, в меньшей степени осадочных пород и их латеральным растеканием, а также формированием сложной системы тектонических покровов, надвигов, зон брекчирования и меланжей. Расползание, вызванное пластическим течением горных пород в условиях гравитационной неустойчивости масс, обуславливает медленное и длительное опускание кровли вулканической постройки и формирование в результате этого мощной толщи рифовых известняков.

Анализ общей структуры Южного Тянь-Шаня позволяет также считать, что такое внутреннее "саморазвитие" вулканических построек идет на фоне их латерального перемещения, связанного, вероятно, с общим движением "океанического" субстрата. Это латеральное перемещение вызвало на поздних этапах развития (в среднем—верхнем карбоне) общее поперечное сжатие, которое привело к формированию флишевых отложений и мощных толщ гравитационных и тектоно-гравитационных микститов. Именно постепенным последовательным приращением внутриокеанических структур к ранее консолидированной области Срединного Тянь-Шаня и объясняется, по моему мнению, последовательное омоложение флиша с севера на юг и удревание возраста складчатости в этом же направлении. В результате одновременного действия двух в принципе независимых процессов (горизонтальной миграции и внутреннего "саморазвития" отдельных зон) и возникает современная структура Южного Тянь-Шаня, все стадии становления которой видны из рис. 5.

Эта модель, как можно видеть, не только объясняет историю формирования Южно-Тянь-Шаньской складчатой области на уровне современных знаний, но и помогает понять некоторые важные и неясные до сих пор закономерности строения складчатых зон вообще. Во-первых, она объясняет механизм формирования зеленосланцевых толщ и увязывает в единое целое противоречивую, казалось бы, ассоциацию глубинных пород (офиолиты), слабо метаморфизованных основных вулканитов и мелководных приповерхностных образований (рифовые известняки). Во-вторых, более понятным становится механизм выведения в верхние горизонты земной коры пород офиолитовой ассоциации, причем в весьма незначительных объемах в сравнении с общими объемами коры океанического типа. На это обратил внимание один из

лучших знатоков проблемы офиолитов Р. Колман, который указал, что по крайней мере в настоящее время мы не знаем примеров обдукции офиолитов на континенты. В предлагаемой модели выведение глубинных пород связано с процессами пластического течения. В силу сочетания породического течения и общего сжатия на поздних этапах тектонического скупивания вулканические толщи вместе с ультрабазиитами и зелеными сланцами оказываются выжатыми в более высокие горизонты земной коры и оторванными от своих корней. Преимущество данной модели состоит в том, что она делает возможным, максимально учитывая имеющиеся данные, нарисовать на месте Южного Тянь-Шаня не схему, вынуждающую исследователя максимально обобщать материал [4, 26], а подробную картину развития области, которая выдерживает значительно меньшее обобщение наблюдаемых геологических фактов и закономерностей.

Естественно, что предложенная модель не свободна от недостатков. В частности, в настоящее время очень примитивно понимание внутренней структуры Кичик-Алайского антиклинория, эволюции магматизма и металлогении и многих других вопросов. Но и для решения этих вопросов предлагаемая модель дает дополнительные возможности. Более понятным, например, становится механизм структурного контроля ряда рудопроявлений, связанных с зонами основного вулканизма и зеленосланцевого метаморфизма. Линзы метаморфических пород служат прекрасными экранами для рудопроводящих растворов, а именно под ними концентрируется основное рудопроявление. А поскольку, несмотря на латеральное движение, корневые зоны этих структур остаются практически несмещенными относительно питающих магматических и флюидных каналов, то естественно, что именно эти зоны на протяжении всей истории их развития и служат основными областями рудопроявления, что подтверждается на примере Фанских гор и района Восточно-Алайского хребта.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ГОРЫ И ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД В СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНАХ

Одна из характерных особенностей рельефа дна современных океанов — это подводные и выходящие на дневную поверхность горы: коралловые и вулканические острова, атоллы, гайоты, которые могут быть расположены беспорядочно, но во многих случаях образуют линейно вытянутые гряды или венчают крупные валообразные поднятия. На дне только Тихого океана известно более 10 000 таких гор. Очевидно, такое широкое распространение их должно отражать важные закономерности развития коры современных океанов. Изучение атоллов и коралловых островов было начато Ч. Дарвином; в настоящее время твердо установлены общие черты их строения и развития [5, 7, 8, 13, 33 и др.]: внутриокеанические горы имеют вулканическое происхождение; фундамент атоллов и коралловых островов слагают вулканические породы основного состава — различные базальтоиды океанического типа; формирование рифовой постройки обусловлено медленным и длительным

опусканием кровли вулканического основания; форма вулканической постройки, по геофизическим данным, близка к чечевицеобразной, и нижняя поверхность является в общих чертах отражением рельефа внешней поверхности.

Закономерности роста вулканических построек и зарождения рифов на их вершинах в общих чертах были поняты уже давно. Однако механизм медленного и длительного опускания кровли вулканических гор, зафиксированного накоплением рифов, мощность которых на ряде атоллов достигает почти 1500 м, оставался до последнего времени неясным.

Совокупность данных бурения, драгирования, геофизических исследований и математического моделирования [13] приводит к выводу, что опускание, скорее всего, связано с латеральным расползанием горных масс в условиях гравитационной неустойчивости. Однако вопрос этот не мог быть решен однозначно, так как не существовало и пока не существует возможности изучить с помощью прямых методов историю формирования и преобразования вулканического фундамента, расположенного на значительных глубинах и перекрытого океаническими осадками.

В настоящее время появилась возможность подойти к решению этой проблемы на основе новых данных, полученных как при изучении строения океанического дна, так и путем привлечения материала по строению и истории формирования сходных структур геологического прошлого, а также применения метода, обратного методу актуализма. Так, если сравнить историко-геологическое развитие атоллов, основные моменты которого рассмотрены выше, и их современную внутреннюю структуру с приведенным описанием структуры и истории развития Зеравшано-Гиссарской зоны, то можно увидеть удивительное сходство между ними. Тип вулканизма в обоих случаях сходен. В результате вулканических процессов в том и в другом варианте растет подводное горное сооружение, кровля которого в определенный момент начинает опускаться с одновременным формированием на ней рифовой постройки. Длительность процесса формирования наиболее древних рифов, разбуренных в пределах Тихого океана, и в палеозойском бассейне Южного Тянь-Шаня, вполне сравнима: около 80—100 млн. лет. Учитывая это прямое сходство и данные математического моделирования, можно с большой долей уверенности допустить, что опускание современных атоллов и гайотов обусловлено латеральным перераспределением масс горных пород, которое связано с течением вещества в условиях гравитационной неустойчивости, и что оно происходит по той же схеме, как и при формировании рифовых построек Южного Тянь-Шаня. В этом случае проседание и латеральное пластическое растекание материала основания вулканической постройки должно сопровождаться метаморфизмом и структурными преобразованиями.

Мы не можем вести прямые наблюдения, которые позволили бы нам судить о вещественных и структурных преобразованиях, претерпеваемых горными породами в основании гайотов и атоллов. Но косвенным доводом в пользу реальной возможности протекания описанных выше процессов может служить наличие метаморфических

пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в пределах срединно-океанических хребтов и зон трансформных разломов [1, 10, 23 и др.]. Наиболее типичны среди метаморфических пород современных океанов метабазиты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Встречаются метаморфизованные в тех же фациях и кремнисто-терригенные отложения. Следы замещения первичных минералов и изменение химического состава при метаморфизме приводят к выводу [29] об интенсивном привносе (N_2O , SiO_2 , H_2O) и выносе (CaO , MgO) вещества, что способствует дебазификации исходных пород. Метабазиты океанов могут быть отнесены к средне- и высокотемпературным ступеням зеленосланцевой фации, реже к низкотемпературной. С породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций во многих случаях ассоциируют серпентиниты, зачастую брекчированные, катаклазированные, с включениями в эти брекчии отторженцев зеленых сланцев. Океанические метабазальты [29] идентичны продуктам метаморфизма, связанного с офиолитовыми комплексами континентов. Находки метаморфических пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в зонах крупных разломов, желобах и других районах океанского дна позволяют предположить, что в океанической коре под "нормальным разрезом, характеризующимся базальт-долеритовым комплексом в верхней и габбро-перидотитовым комплексом в нижней части, может быть обнаружен фундамент, сложенный метаморфизованными вулканогенными или вулканогенно-осадочными породами" [10, с. 69].

Изложенный материал ясно показывает, что в определенных зонах океанского дна, связанных с наличием позднейшего рельефа, наблюдаются линзы метаморфических пород, сформированные по основным вулканитам и осадочным породам, причем метаморфизм протекает в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Естественно предположить, что в основании и некоторых других внутриокеанических поднятий (атоллов, гайотов), сложенных вулканическими породами, могут развиваться процессы метаморфизма и рассланцевания, сходные с описанными или идентичные им. В этом случае станет понятен механизм латерального пластического перераспределения масс горных пород и медленное, длительное опускание кровли вулканических построек, фиксируемое на атоллах и коралловых островах ростом рифов.

Можно видеть, что описанные выше палеозойские структуры имеют морфологическое историко-геологическое сходство с современными атоллами, коралловыми островами и гайотами. В то же время существование метаморфических пород в основании срединно-океанических поднятий, медленное и длительное (80—100 млн. лет) опускание кровли вулканических построек и данные о реальной возможности развития в основании атоллов и гайотов процесса ползучести материала [13] позволяют сделать вывод о том, что в основании современных океанических гор и хребтов, как и их древних аналогов, формируются линзы метаморфического слоя.

Таким образом, можно подойти к решению проблемы развития атоллов и гайотов в океанах, которое соответствовало бы уровню современных знаний по строению и истории развития этих морфо-

структур, отвечало бы данным, полученным при их математическом моделировании, и имело бы реальные аналоги в геологическом прошлом. Конечно, такая картина — это гипотеза, но пока единственная, которая на данном этапе может увязать в единое целое наблюдаемые закономерности.

Состав метаморфических пород коры современных океанов отличен от первоначального состава океанических базальтов, так как происходит дебазификация исходных пород, связанная с процессами привноса и выноса вещества. Интересно, что дебазификация базальтов и осадочных пород начинается еще до процесса метаморфизма. Изучение минеральных ассоциаций, возникающих в результате геохимических изменений вулканических и осадочных пород океанического дна, показало [12] формирование разнообразных низкотемпературных минералов, свидетельствующих о "континентализации" пород океанической коры. В первую очередь речь идет о минералах, накапливающих чуждый океаническим породам калий. Наиболее легко поглощают калий из морской воды палагонит и железистые смектиты. В ходе преобразования базальтов калиевый полевой шпат также образуется по основным плагиоклазам. Встречаются дисперсные калиевые полевые шпаты и в красных пелагических глинах. Низкотемпературные преобразования сопровождаются выносом кальция, магния, части железа, а также привносом кремния, калия и ряда других литофильных элементов: лития, рубидия, стронция. Повышенное содержание SiO_2 связано с появлением его избыточного количества при разложении базальтов и за счет кремнистых организмов. Появляются минералы свободного SiO_2 : опал, кристобалит, кварц, аутигенные калиевые полевые шпаты и различного типа слоистые силикаты, в частности железистые смектиты с высоким содержанием калия. Все эти данные позволили сделать вывод, что "как алюмосиликатные породы первого слоя, так и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, как бы подготавливающий и геохимически, и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации" [12, с. 13]. Далее авторы цитируемой работы отмечают, что перечисленные минералы при соответствующих более высоких давлениях и температурах могут превратиться в ассоциацию, типичную для кислых кристаллических пород. Опал и кристобалит преобразуются в кварц, санидиноподобные полевые шпаты и цеолиты — в ортоклаз и микроклин, железистые смектиты, содержащие калий, и селадониты — в слюды. В природных условиях, как пишут А.Г. Коссовская и др. [12], переход смектитов в слюды широко распространен и протекает при температуре до 200°C . Изучен также и переход цеолитов в калиевые полевые шпаты в условиях эпигенеза. Экспериментальными работами установлено [12], что при температуре около 300°C . Mg-Fe смектиты образуют специфическую фазу типа амфиболов, а при температуре около 500°C образуют минералы с пироксеновой структурой. Такие минералы обнаружены и в природных условиях при драгировании современных осадков рифтовой зоны Галапагосского хребта. "Таким образом, — пишут далее авторы статьи, — на океаническом дне идет низкотемпературная континентализация

материала океанической коры... В зонах повышенных температур и давлений... создаются благоприятные условия для метаморфизма осадочных и... магматических пород океанической коры, накопивших в процессе своего взаимодействия с морской водой признаки "эмбриональной" гранитизации" [12, с. 14]. И в заключение авторы отмечают, что, возможно, и в более древние эпохи "процессы экзогенной континентализации или эмбриональной гранитизации могли... вносить свой существенный вклад в сложный и многоэтапный процесс формирования континентальной коры" [там же]. Думаю, что именно такие процессы предшествовали зеленосланцевому метаморфизму и в пределах палеозойских "океанических" структур Южного Тянь-Шаня.

ОБРАЗОВАНИЕ "ПРИМИТИВНОГО" МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня и их положения в общей структуре этой складчатой области, а также сравнение древних структур с гомологичными морфоструктурами современных океанов позволили выявить некоторые закономерности историко-геологического развития Южного Тянь-Шаня и структурно-вещественных преобразований пород океанического ложа, в результате которых происходит формирование линз метаморфического слоя. Как можно было видеть, образование зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня происходит за счет метаморфизма и рассланцевания фундамента вулканических поднятий, заложившихся в раннем палеозое (возможно, рифее) на коре океанического типа, и осадочных пород, подстилающих и окружающих вулканы. До начала процесса метаморфизма породы в результате диагенетических процессов, вероятно, претерпели уже геохимические и минералогические изменения, приведшие к дебазификации исходного вещества.

Структурно-вещественные преобразования, захватившие как основные породы вулканогенного основания, так и подстилающие и соседствующие с вулканиками осадочные породы глубоководных частей бассейна, протекают под действием *PT*-условий, соответствующих зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма при длительно действующем вертикальном стрессе. Формирование зеленосланцевых толщ сопровождается латеральным перераспределением горных масс, связанным с их пластическим течением. Латеральное расхождение вызывает формирование системы тектонических чешуй и покровов, зон тектонического брекчирования и меланжей, а также медленное и длительное проседание (опускание) кровли вулканической постройки, которое обуславливает возможность роста рифов, фиксирующих это опускание.

Все имеющиеся к настоящему времени данные позволяют достаточно уверенно сравнивать такие структуры с атоллами, гайотами и коралловыми островами современных океанов и выдвинуть предположение, что в основании этих морфоструктурных элементов также идет аналогичный процесс, приводящий к возникновению линз и полос метаморфического слоя. С большой долей уверенности можно считать,

что аналогичный процесс происходит и в основании срединно-океанических хребтов.

Поскольку процесс метаморфизма осуществляется в условиях взаимодействия с морской водой, усиленного флюидного режима и тектонического перемешивания измененных базальтов с кремнисто-терригенными и пелитовыми породами океанического дна, то в результате на коре океанического типа (в пределах древних бассейнов и современных океанов) образуются линзы метаморфического слоя. Химический и минеральный состав этого слоя имеет повышенное (в сравнении с исходными породами) содержание литофильных элементов, прежде всего кремния, калия, натрия и др., т.е. формируется некий "примитивный" метаморфический слой, валовый химический состав и минералогические комплексы которого приближают его к гранитно-метаморфическому слою континентальной земной коры. Этот слой, если учесть широкое распространение вулканических гор, в пределах современных океанов имеет пятнистое строение и может занимать значительные площади. По-видимому, именно наличие метаморфических пород в определенной степени обуславливает неоднородность второго слоя океанической коры. Эти "центры метаморфизма" могут, вероятно, в последующем стать теми центрами, которые при соответствующих условиях дадут начало росту настоящего гранитно-метаморфического слоя, о чем свидетельствует и нахождение зеленосланцевых пород в основании островных дуг [21], и постепенная "континентализация" вулканизма в пределах Южно-Тянь-Шаньской складчатой зоны.

Рассмотренный механизм эволюции вулканических поднятий и формирования "примитивного" метаморфического слоя может играть существенную роль в развитии не только линейных, но и мозаичных складчатых систем, в которых формирование гранитно-метаморфического слоя происходило в форме постепенного зарастания изнутри "океанического" пространства и складывалось из "зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя путем длительного эволюционного вещественного и структурного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки на протяжении океанической и главным образом переходной стадий развития земной коры" [24, с. 164]. Представляется, что предложенный в работе механизм этих преобразований может быть одним из возможных вариантов возникновения "зародышей" гранитно-метаморфического слоя земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, мы рассмотрели на конкретном примере Южного Тянь-Шаня геотектоническое развитие крупной складчатой области и один из возможных механизмов формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры. Без решения этих проблем, по-видимому, невозможно и создание общей теории развития нашей планеты, по крайней мере ее верхней оболочки — земной коры. Вернемся теперь к тому вопросу, который был поставлен вначале: какие же представления —

фиксистские или мобилистские — мы должны положить в основу наших знаний о главенствующих силах, ведущих к преобразованию геологического лика Земли.

Изложенный материал, как мне представляется, не дает однозначного ответа на этот вопрос. Реальное соотношение действия горизонтальных и вертикальных сил и напряжений и вызываемых ими движений горных масс ясно показывает их сложное взаимодействие, причем в системах разного масштаба главенствующими могут оказаться то горизонтальные силы (или горизонтальные движения), то вертикальные. В самом крупном плане в пределах Южного Тянь-Шаня формирование внутренней структуры земной коры связано с двумя достаточно независимыми процессами, протекающими на разных уровнях тектоносферы: с процессом структурно-вещественного преобразования на верхнем уровне коры, связанного с внутренним "саморазвитием" вулканического поднятия в условиях вертикально направленных сил, и с процессом общего горизонтального сжатия всей складчатой области, которое не может быть объяснено иначе, как значительным латеральным перемещением вещества на подкоровом уровне.

Переходя к оценке соотношения направления сил и вызываемых ими движений, можно видеть, что вертикальный стресс вызывает значительное горизонтальное перемещение горных масс с формированием надвигов, тектонических покровов, зон пластического течения, меланжей и вещественного преобразования горных пород. В то же время горизонтальное сжатие, вызванное общим сжатием, приводит к выжиманию огромных структур в более высокие горизонты земной коры, к вертикальному пластическому течению вещества, складчатости, к увеличению мощности коры, т.е. к движениям со значительным вертикальным градиентом.

Таким образом, и вертикально и горизонтально направленные силы (напряжения, движения) в историко-геологическом аспекте могут становиться то главными, то производными друг от друга. В разномасштабных объектах и на разных стадиях развития этих объектов главенствующую роль приобретают то вертикальные, то горизонтальные движения. Такова качественная картина. Что же касается количественного соотношения размаха вертикальных и горизонтальных движений в земной коре, то изученный объект показал, что горизонтальные перемещения горных масс по амплитуде больше вертикальных. Даже в том случае, когда горизонтальные перемещения вызваны вертикально ориентированными силами (как в структурах типа 2 голлов и гайотов), амплитуды горизонтальных смещений резко превышают размах вертикальных движений. Действительно, судя по мощности (около 2,5 км) рифовой постройки в ее центральной части, именно на такую величину уменьшилась толщина вулканического основания рифа. Считая по аналогии с современными атоллами, что первоначальная высота вулканических построек достигала примерно 5 км, а их ширина в медианной части — 20—30 км, можно вычислить, что при сокращении мощности вулканического основания в два раза величина горизонтального удлинения основания постройки может достичь 50 км. Таким

образом, могут сформироваться надвиги с амплитудами до 12 км. Примерно такие соотношения и наблюдаются в современной структуре Южного Тянь-Шаня. Замеры величин деформации, как уже говорилось, показывают также резко большую деформацию в горизонтальной плоскости, чем в вертикальной, независимо от того, имеем ли мы дело со сдвиговой составляющей или с тектоническим покровом. Среднее соотношение, скажем, для Сугутского блока составляет от 1:2 до 1:7, т.е. деформация по горизонтальной сети в 2—7 раз превышает деформацию по оси вертикальной. Но это только количественно. Что же касается общего примата вертикальных или горизонтальных перемещений, то, вероятно, такая постановка вопроса вообще не имеет смысла в пределах земной коры континентов и океанов. Как видно, переходя от одной природной системы к другой, можно становиться поочередно то "фиксистами", то "мобиристами". Однако произойдет это лишь в том случае, если отдавать себе отчет, в какой системе мы работаем и как эта система соотносится с системами низшего и высшего порядка. Но проблема "фиксизма" и "мобилизма" остается на повестке дня на уровне систем континент—океан, как она и была сформирована А. Вегенером. В настоящее время существует много данных, полученных в различных областях геологии и смежных с ней дисциплин, указывающих на реальную возможность дрейфа материковых масс относительно нижележащих оболочек Земли, однако этот вопрос до сих пор не получил однозначного решения.

Резюмируя сказанное, хотелось бы еще раз подчеркнуть два важных момента, вытекающих из изложенного.

Проблема "фиксизм" — "мобилизм" имеет право на существование только на уровне системы "континент" — "океан". На всех остальных уровнях проблема "фиксизм" — "мобилизм" не более как самообман. Выявление главенствующей роли вертикальных или горизонтальных движений должно быть основано на материале изучения конкретного объекта и его взаимоотношений с окружающими образованиями, а не базироваться на заранее сформулированном постулате о ведущей роли того или иного типа движений. Только в этом случае мы сможем объективно судить о роли определенного типа тектонических движений и их соотношении, как качественном, так и количественном.

Проведенное исследование показало, что в верхних горизонтах земной коры могут идти свои, только ей свойственные процессы, приводящие к весьма существенным структурно-вещественным преобразованиям. Весьма вероятно, что развитие верхних оболочек Земли может идти во многом независимо от процессов, протекающих на более глубоких уровнях. Существенным, на мой взгляд, доводом в пользу этого, кроме изложенного в статье фактического материала, является и существование концентрических поверхностей раздела (поверхности Конрада, Мохоровичича, наличие астеносферного слоя, границы верхней и нижней мантии), которые фиксируют своим существованием (какова бы ни была их природа) области проявления различных геологических процессов.

Литература

1. Аугменто Ф., Ланкарвин Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45°С с.ш.) — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
2. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Давлетов Ш.Д., Зунунов Ф.Х., Сайдалиева М.С., Файзулов И.А. Проблемы тектоники Тянь-Шаня и Туранской низменности. Совец. "Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых": Тез. докл. М., 1977.
3. Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А., Ягошкин А.В. Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане — В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1971.
4. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 289).
5. Вальев Б.М. О вулканах, утонувших в океане. — Природа, 1971, N 7.
6. Виноградов П.Д., Никифоров О.И., Обут А.М., Торшин Н.С. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центрального Таджикистана. — В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.
7. Гэскелл Т.Ф. Под глубинами океанов. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
8. Дементицкая Р.М., Городницкий А.М., Каминский В.Д., Литвинов Э.М. Подводные горы. М.: Недра, 1978. 162 с.
9. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977.
10. Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строеие океанической коры в зоне разлома Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 1.
11. Ким А.И. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего палеозоя Зеравшано-Гиссарской горной области. — Узб. геол. журн., 1963, N 6.
12. Коссовская А.Г., Симонович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981.
13. Красс М.С. Возможные причины опускания гайотов. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973.
14. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Донниш, 1969.
15. Лаврусевич А.И. Стратиграфия нижнего силура западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. — Тр. Упр. геологии при Совете Министров ТаджССР, 1971, вып. 3.
16. Лелешус В.Л. Новые данные о стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, N 5.
17. Леонов М.Г. Покровы и сопровождающие их явления тектонической переработки пород. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 128—140.
18. Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
19. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—145. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 343).
20. Макарычев Г.И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 194 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 318).
21. Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, 1970, N 2.
22. Мартышев В.Р. К вопросу о расчленении, возрасте и распространении до-мезозойских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1970.
23. Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. — В кн. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
24. Моссаковский А.А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
25. Муфтиев З.З., Шадчиев А.С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссар-

- ской структурно-фациальной зоны. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1970.
26. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
 27. *Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956.
 28. *Салтовская В.Д.* К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области. — В кн.: Проблемы геологии и Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964.
 29. *Силантьев С.А.* Метаморфизм пород океанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981.
 30. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.
 31. *Торшин Н.С.* Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1970.
 32. *Федоров Г.В.* Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1982.
 33. *Шенард Ф.* Земля под морем. М.: Мир, 1964.

УДК 551.4.01

К.-Б. Юбитц

ИНТЕГРАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДИСЦИПЛИН И СМЕЖНЫХ НАУК — ОСНОВНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ

Процесс развития геологических наук в последние два десятилетия шел в двух основных направлениях:

1) глобальный охват главных геологических явлений, которые являются определяющими в развитии литосферы в совокупности с изучением океанических пространств;

2) кооперация смежных дисциплин — геологии, геофизики, геохимии и геодезии — с учетом последних достижений в естествознании и особенно в ядерной физике.

Благоприятной предпосылкой для этого явилось использование новых спутниковых систем для непосредственных наблюдений Земли в целом из космического пространства. Важными методологическими и научно-познавательными предпосылками процесса развития геологических наук оказались при этом следующие факторы.

Синоптический образ познания изучаемых предметов и связанный с ним переход к анализу геолого-геофизических процессов и явлений в пространстве и времени.

Увеличение объема поступающего фактического материала. Последнее, однако, вызвало увеличение затрат на обобщение данных. Чтобы охватить огромный объем получаемой информации, стали использовать математические средства электронной обработки. В связи с этим для более полного понимания изучаемых явлений геологи были вынуждены все глубже овладевать методическими основами смежных дисциплин.

Качественное расширение требований к геологическим наукам и при этом не только с целью выявления минеральных и энергетических ресурсов, но и для комплексного решения ряда проблем: использование геотермальной энергии, прогноз землетрясений, поведение пород при длительном воздействии высоких давлений и температур с целью определения их свойств в промышленных целях и т.д.

Целевые задачи. Для оценки перспектив развития геологических наук первостепенное значение имеет анализ процесса обобщения и познания в данной дисциплине. Большой интерес в связи с этим представляют содержание и форма взаимодействия геофизики, геохимии и геодезии, которые становятся все более глубокими при исследовании объекта "Земля".

Формирование уровня познания в геологии. В методическом отношении типичным для процесса познания в геологии является использование индуктивного метода, при котором сравнимые части различных объектов постепенно объединяются в более крупные единицы. Сопоставление отдельных частей по различным районам и выявление их общности позволяет производить обобщение целого [2]. Именно этим путем могут быть установлены статистические закономерности геологического строения или геологических процессов, при этом рабочий процесс повторяется, соответственно начинаясь на более высокой исходной ступени, чем предшествующие ему стадии ("обратная связь").

С другой стороны, в рамках развития дистанционных методов разведки в последнее время стал использоваться дедуктивный метод познания, при котором объект расчленяется на отдельные элементы; и в этом случае при интерпретации учитывается опыт обычных полевых работ. Выявление геологических закономерностей (в результате абстрагирования от деталей геологически локального объекта) становится менее сложным процессом, чем это имеет место при индуктивном методе.

Специфический геологический процесс познания включает несколько этапов: на первом проводят стратиграфические — петрологические исследования, на втором изучается структура и тектоника, а в заключение исследуется вещественный состав пород (геохимия—петрология). Эта эмпирически установленная последовательность этапов изучения соответствует логической взаимосвязи геологических данных между собой. Выводы, которые делаются на более высокой ступени исследований, строятся на результатах работ предшествующей ступени. В качестве примера можно назвать стратиграфию, данные которой используются при изучении тектоники. Окончательные выводы, построенные после проведения комплексного анализа, получают название "комплексных выводов" (взаимосвязь процесса познания и информационных источников).

Такая общая логическая последовательность соответствует (и это можно доказать научно) исторической последовательности. В частности, этот факт можно проследить на процессе составления геологических карт: после классических геологических карт XVIII и XIX

столетий только в XX в. появляется тектоническая карта, которая в наше время превратилась в комплексную карту, объединяющую данные геологии и геофизики.

Что касается формы рабочего процесса, то за простым на первом этапе сбором фактического материала следует сопоставление данных, которое заканчивается теоретически обоснованным обобщением (например, модель глобальной тектоники). Одновременно меняется содержание процесса познания — от статистического охвата состояния объекта идет переход к реконструкции геологического процесса, т.е. имеет место взаимосвязь контролирующих факторов. Подход к изучению предмета становится "динамичным".

Проблема синоптического изображения комплексных геологических взаимосвязей причинного характера заключается поэтому в выборе актуальных для данной задачи признаков. Примером может служить проект 86 МПГК "Юго-западный край Восточно-Европейской платформы", объединяющий в своих картах литолого-палеогеографические и структурно-тектонические элементы [1].

Формирование уровня познания в смежных дисциплинах. Интерпретация данных в смежных дисциплинах — геологии и геофизике — проводится в настоящее время главным образом в виде составления карт. Научные выводы при этом тем ближе к истине, чем теснее причинные связи между рассматриваемыми элементами, например, между геологическими картами изобат (линий разных глубин погружения) и изобаз (линий равных скоростей погружения) современных подвижек земной коры, так как оба эти вида карт отражают элементы, связанные между собой фактором унаследованности.

Другими словами, в первую очередь должен изучаться геологический процесс и его геофизическая сущность, чтобы затем направленно выбрать соответствующие критерии при построении карт. Как правило, при выполнении проектов с учетом смежных дисциплин (геология—геофизика) сначала составляются отдельные карты. В качестве примера можно назвать Циркумтихоокеанский проект США, охватывающий многочисленные типы карт: карты глобальной тектоники плит, тектонические карты, геологические карты, карты минеральных ресурсов и карты энергетических ресурсов. Иногда, в целях "внутренней связи", карты содержат одни и те же критерии, например: разрывные нарушения, данные по вулканизму, элементы деформаций и т.д.

Такая форма синоптического рассмотрения целого ряда карт в будущем должна быть заменена составлением одного вида карт, объединяющего в единое целое как поверхностную геологию, так и данные по глубинному строению. При этом необходимо отдавать предпочтение изображению характера коры и мантии (символизация тренда и градиентов).

Учитывая развитие Международной исследовательской программы Союза геологических карт в 60—80-х годах, следует отметить, что в проектах по изучению коры и мантии основные объекты исследований перемещаются в более верхние зоны земной коры в целях лучшей корреляции геологии, петрологии, геохимии и геофизики,

а также для систематического повышения качества выводов, особенно в отношении дальнейшего использования результатов. Наиболее конкретно это использование отмечается в Международной программе "Литосфера", в центре внимания которой стоят проблемы изучения верхних частей земной коры.

Особенный интерес с точки зрения контроля за окружающей средой и жизненным пространством человечества приобретает изучение "активного движения земной коры", так называемого "геостатуса". При проведении этих работ должна учитываться вся масса взаимосвязанных данных по геодезии, геогидрологии, геологии (четвертичной геологии, морфотектонике, неотектонике), а также геофизике (магнитостратиграфии, сейсмичности, тепловому потоку и т.п.). Карты новейшей тектонической активности территории СССР, представленные В.Е. Хаиным в Париже в январе 1983 г. на генеральном заседании Комиссии по геологическим картам мира, являются в этом отношении очень хорошим почином.

Основная теоретическая проблема заключается в объединении палеогеологических критериев и критериев, наблюдаемых в настоящее время и документируемых геофизикой. Важными в связи с этим являются прагматические модели предпочтительных комбинаций отдельных элементов из смежных дисциплин, т.е. моделей, выведенных на основании практического опыта. При этом тектоника, сейсмология и геодезия (современные движения земной коры) обнаруживают наилучшие возможности для взаимокомбинирования, а геохимия и геофизика—пока еще наиболее слабые возможности (например, вещественный анализ возмущающих тел).

С точки зрения направленных основных теоретических исследований наиболее важной научно-исследовательской задачей, охватывающей смежные дисциплины, в настоящее время является выяснение вопроса переноса энергии и вещества в земной коре как свойства литосферы. Учитывая достигнутый на сегодняшний день уровень кооперации смежных дисциплин в рамках работ Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по теме "Геосинклиальный процесс и становление земной коры" и Проблемной комиссии по теме: "Планетарные геофизические исследования", выясняется, что обе комиссии ведут исследования основных процессов. Кроме того, устанавливается, что наиболее важные точки соприкосновения отмечаются в областях сейсмоструктуры, современных движений земной коры, магнитостратиграфии, а также планетарных геолого-геодезических процессов. Будущее, без сомнения, принадлежит обобщению и комплексной обработке данных неотектоники, морской геологии и геофизики, а также выявлению поведения пород при повышенных термобарических условиях (деформация и метаморфизм).

Выводы. Устанавливается, что перспективы развития геологической науки связаны с двумя факторами:

1) с систематическим расширением наших знаний, получаемых при изучении объекта "земная кора" (как ее поверхности, включая океанические пространства, так и ее глубинных частей);

2) с направленной координацией исследований по смежным дисциплинам, таким, как геология, геофизика, геохимия и геодезия, с целью проведения комплексного анализа геологических явлений.

При изучении геологических процессов необходимо прежде всего выявлять "факторы, контролирующие вещественные и энергетические процессы". Здесь уже сделаны важные шаги по моделированию геологических явлений и тем самым — по перенесению их в технику. В качестве примеров можно назвать взаимодействие текстуры и свойств промышленных материалов, дегазацию углей и изучение поведения стекол при плавлении. Особенное внимание в этом случае необходимо уделять так называемым "замороженным геологическим процессам", свидетельствующим о физико-химических параметрах, которые фиксируют "палеосостояние" объекта (анализ палеонапряжений, древний тепловой поток, палеомагнетизм) и могут дать сведения об условиях генезиса вещества и его структуры.

Важным вопросом является проблема кадров. Специалисты должны быть готовыми не только работать в своей области знаний, но и обладать суммой знаний, дающих им возможность использовать данные смежных дисциплин.

С указанными проблемами мы наверняка столкнемся уже в 80-х и 90-х годах нашего столетия в процессе формирования "геологии нового типа". В ходе этого процесса должна произойти интеграция геологических наук, наладиться взаимодействие естественных дисциплин и интеграция естественных и общественных наук в области решения геозкологических задач. Решающую роль должно играть использование математических и экономических методов в геологии.

Литература

1. Jubitz K.-B., Schwab G., Teschke H.-J. Geologische Entwicklungstrends am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel — ein Uderblick. — Ztschr. geol. Wiss., 1981, Bd. 9, N 10, S. 1113—1137.
2. Jubitz K.-B. Zu einigen Aspekten des

geowissenschaftlichen Erkenntnisprozesses unter den Bedingungen der wissenschaftlich—technischen Revolution. — Ber. Dt. Ges. geol. Wiss. A, 1971, Bd. 16, N 3/5, S. 479—502.

В.Е. Хаин

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ В ПЕРСПЕКТИВЕ БЛИЖАЙШЕГО ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Прогнозирование развития науки — задача нелегкая. По существу делать прогноз сколько-нибудь уверенно можно лишь исходя из современного состояния науки, проецируя в будущее уже наметившиеся тенденции и полагая, что дальнейшее накопление фактов будет происходить на основе развития уже существующих методов. Иначе говоря, можно предусмотреть лишь количественный рост знаний в рамках господствующей в наши дни парадигмы, без качественных скачков, которые могут быть следствием лишь появления принципиально новых факторов, получаемых, как правило, принципиально новыми же методами. Не может быть сомнений в том, что такие факты появятся и такие изменения произойдут в нашей науке в не столь отдаленном будущем, если учесть всю историю геологии и других естественных наук и наблюдаемое ускорение научного прогресса. Поэтому автор решил ограничить рамки своего сообщения ближайшим десятилетием, без речительства, однако, что в течение этого периода не произойдет ничего неожиданного.

Основной задачей, "сверхзадачей" геологической науки вместе со всеми науками о Земле¹, к которой она стремится и асимптотически приближается уже на протяжении двухсот лет своего развития, было и остается создание общей теории Земли. Что означает создание такой теории, что она должна включать? Думается, что основными элементами ее должны являться: 1) определенная концепция происхождения Солнечной системы и становления Земли как планеты; 2) модель внутренней динамики Земли; 3) модель эндогенных процессов во внешних оболочках твердой Земли, индуцируемых более глубинными процессами; 4) модели экзогенных процессов на поверхности Земли, обусловленных гравитацией, солнечной энергией и более отдаленными космическими воздействиями; оценка их роли в становлении земной коры и верхней мантии во взаимодействии с эндогенными процессами.

Автором была высказана мысль, что цель создания подобной обобщающей теории вряд ли достижима в течение ближайшего десятилетия и что можно лишь надеяться на существенный прогресс в этом направлении. Теперь я сформулировал бы свое мнение на этот счет несколько более оптимистично: можно ожидать, что первый развернутый набросок подобной теории появится, возможно, в текущем десятилетии, разумеется, на основе уже утвердившихся представлений по всем ее составным элементам, т.е. в рамках господствующей парадигмы. Поводом для такого оптимизма послужило ознакомление с интересной брошюрой А.С. Монина и О.Г. Со-

¹ Говоря здесь о геологии, я большей частью буду иметь в виду науку о твердой Земле в целом, т.е. включая геофизику и геохимию.

рохтина "Перспективы развития современной геологии", выпускаемой издательством "Знание". В этой брошюре уже по существу сделана талантливая попытка набросать эскиз подобной теории, не включающий, правда, в достаточно развернутой форме четвертый из намеченных выше ее элементов. Попытка эта предпринята, как ясно уже из имен авторов, на основе теории тектоники литосферных плит, появление которой в 60-е и разработка в 70-е годы явились крупным шагом вперед в направлении создания более общей теории Земли. Тектоника плит в огромной степени способствовала интеграции наук о твердой Земле, объединению усилий геологов, геофизиков и геохимиков в работе по решению общих задач. На стыке геологии и геофизики возникла новая наука, получившая название геодинамики и посвятившая себя раскрытию природы глубинных процессов, управляющих движениями, деформациями и всем развитием тектоносферы. К этой работе в последнее время подключилась и геохимия — появилось понятие о химической геодинамике (К.-Ж. Аллегр), в отличие, очевидно, от чисто физической. В связи с этим и с широким распространением термина "наука о Земле" представляется излишним введение термина "геономия" как объединяющего, по мысли некоторых исследователей, геологию, геофизику и геохимию.

Общая теория Земли может, однако, воплотиться в достаточно полнокровное целое лишь при условии ее наполнения фактами, которых пока, надо признать, все еще недостаточно для того, чтобы избежать умозрительных построений, в особенности в том, что касается больших глубин (нижняя мантия, ядро).

Несомненно, что ведущее место среди методов исследований будет принадлежать глубинному бурению — континентальному и океанскому, сейсмическому зондированию, изотопной геохимии и дистанционным, космическим методам съемки земной поверхности. Надо рассчитывать, что океанское глубоководное бурение в ближайшие годы вскроет полный разрез коры и верхи мантии. Это, наряду с наблюдениями на континентах, позволит завершить сопоставление разрезов офиолитовой ассоциации складчатых систем с разрезом океанской коры. На очереди — обобщение материалов по гетерогенности как офиолитов, так и океанской коры и верхней мантии, которое должно позволить установить определенные закономерности в этой гетерогенности и попытаться выявить их возможные причины.

Континентальное сверхглубокое бурение в СССР (Кольская и Саатлинская скважины) наряду с сейсмическим зондированием континентальной коры в США с помощью "Вибросейса" показало несостоятельность общепринятых еще недавно моделей строения консолидированной коры — двух- или трехслойной — и значительно большую сложность, а также вертикальную и латеральную изменчивость ее строения. Эта сложность может указывать на то, что докембрийский фундамент древних платформ может состоять из тектонических пластин, наложенных одна на другую в процессе крупномасштабного тектонического скупивания, произошедшего не позднее середины докембрия.

То же сейсмическое зондирование, начатое, кроме США, в Великобритании (и предпринимаемое во Франции, в ФРГ и Австралии), установило значительно больший масштаб горизонтальных смещений в складчатых системах, в частности, аллохтонное залегание не только внешних, но и внутренних зон Аппалачей, развитие крупных пологих надвигов, распространяющихся до больших глубин (25—30 км) в Восточных Скалистых горах США и в Шотландии. В сочетании с данными об очень крупных (на тысячу и более километров) горизонтальных перемещениях по сдвигам отдельных блоков в Северо-Американских Кордильерах, заставляющих рассматривать их и, очевидно, другие звенья Тихоокеанского подвижного пояса как своеобразный "коллаж" подвижных блоков, это может привести к такой оценке размеров горизонтальных смещений в подводных поясах, которая вряд ли укладывается в рамки стандартного плито-тектонического механизма.

О большей, чем можно было недавно думать, сложности тектонических перемещений не только внутри коры, но и внутри верхней мантии, во всяком случае входящей ныне в состав континентальной литосферы, свидетельствуют и данные изотопной геохимии (Sr, Pb, Sm, Nd). Надо будет считаться, видимо, с тем, что тектоническое скучивание и перемешивание корового и верхнемантийного материала, особенно в докембрии, было настолько значительным, что потребует для своего объяснения создания новых моделей глобальных тектонических деформаций.

Многого можно ожидать от дальнейшего прогресса палеомагнитных исследований. Это, прежде всего, окончательное уточнение реконструкции Гондваны и относительного положения Лавразии для палеозоя—раннего мезозоя. В настоящее время, после выяснения первичного положения Мадагаскара относительно Африки, главными вопросами остаются: положение Индостана по отношению к Австралии, Антарктиде и Африке—Мадагаскару; возможность раздельного существования Западной и Восточной Гондваны, по крайней мере в позднем докембрии—раннем палеозое; подобная же самостоятельность Западной и Восточной Антарктиды; принадлежность к Гондване микроконтинентов, ныне входящих в состав Средиземноморского пояса, от Арморики до Индосиния; наконец, общая реконструкция взаимного расположения материков в раннем палеозое и особенно в позднем и среднем докембрии. Самостоятельную проблему составляют детальные палеомагнитные исследования отдельных подвижных поясов фанерозоя и позднего докембрия. Необходимо подчеркнуть, что очень большие, еще не использованные возможности существуют для палеомагнитных исследований в нашей стране; в частности, весьма благоприятны условия в отношении докембрия благодаря хорошим разрезам практически метаморфизованных верхнедокембрийских отложений в разных районах — от Урала до Восточной Сибири и Северо-Востока, от Таймыра до Средней Азии.

В последние годы огромный интерес во всем мире вызывает проблема ранних стадий развития Земли. Концентрация исследований

на этом направлении обещает уже в ближайшие годы дать важные результаты и сузить рамки возможных гипотез о тектоническом режиме, термодинамических условиях, магмообразовании, климате, характере морских бассейнов, их гидрохимии, составе атмосферы и других условиях раннего докембрия. Три метода решения этих вопросов имеют, очевидно, основное значение: радиогеохронометрия, изотопная геохимия и сравнение с эволюцией других планет земной группы — Марса, Венеры, Луны в первую очередь. Эти данные, в частности, позволят сделать выбор между двумя остроконкурирующими в настоящее время противоположными моделями тектонического режима раннего докембрия — фиксистская модель рифтогенеза и мантийно-гранитного диапиризма и мобилистская модель, допускающая в своей крайней форме большую горизонтальную подвижность литосферы, чем даже проявлявшаяся в фанерозое.

Очень важной проблемой, также относящейся к ранней истории Земли, является проблема происхождения океанов — времени и способа их образования или, иначе, разделения земной коры (и литосферы) на континентальную и океанскую. Решение этой проблемы требует лучшего понимания строения, состава и возраста докембрийских образований по периферии Тихого океана, получения достоверных данных по их палеомагнетизму, а также выяснения общей картины становления континентальной коры к исходу архея и раннего протерозоя.

Решающее значение для опровержения сохранивших еще довольно большое влияние, особенно в нашей стране, фиксистских взглядов может иметь завершение начатых уже радиоастрономических и лазерно-спутниковых (с помощью лазерных отражателей, установленных на искусственных спутниках и на Луне) определений координат отдельных станций с целью выявления современных относительных перемещений континентов. Как известно, более ранние попытки повторного определения географических координат оказались недостаточно точными из-за атмосферных помех. В настоящее время точность новых методов достигает сантиметров в год, что позволяет надеяться получить за десятилетний или даже несколько меньший период наблюдений достаточно определенные результаты. Совпадение полученных данных с современными схемами мгновенной кинематики плит, построенными по линейным магнитным аномалиям, будет иметь не меньшее значение для утверждения мобилизма, чем знаменитый опыт Майкельсона—Морли для утверждения теории относительности. Но что может означать отрицательный результат этого эксперимента? Явится ли он столь же решающим опровержением мобилизма и подтверждением фиксизма? Не думаю, ибо уже в настоящее время известно, что спрединг проявляется эпизодически, и может оказаться, что современный момент приходится на приостановку спрединга.

Существенное значение для построения общей теории тектогенеза будет иметь более точное исследование вариаций силы тяжести и скорости вращения Земли, могущих указывать на изменения ее объе-

ма и формы. Такие вариации имеют место, это уже не вызывает сомнений. Но какова их периодичность и, самое главное, направленность? Пульсирует ли объем Земли вокруг некоторой средней величины, или на этом фоне существует монотонная тенденция уменьшения или увеличения объема Земли? К сожалению, уверенное решение этого кардинального вопроса требует неизмеримо большего периода наблюдений, чем годы или даже десятилетия. Поэтому очень важна разработка косвенных методов решения этой проблемы.

Не менее, если не более важно найти методы прямого выявления движения, течения вещества в мантии, в частности нижней мантии, и уточнения ее реологических свойств. Большой интерес представляет уже установление корреляции между аномалиями силы тяжести, наблюдаемыми со спутников и связанными, очевидно, с глубинными неоднородностями мантии, с одной стороны, и конфигурацией Пангеи в начале ее распада. Можно выразить уверенность, что дальнейшие исследования выявят достаточно сложную картину мантийных течений и что она, скорее всего, будет отвечать не одно-двух-, а многоступенчатой конвекции.

Весьма плодотворным может явиться более серьезное, специальное изучение связей, существующих между саморазвитием Земли и космическими влияниями и событиями. Эти связи осуществляются, скорее всего, через жидкое внешнее ядро и магнитосферу Земли, на что косвенно указывает корреляция между изменениями скорости спрединга и частотой инверсий магнитного поля. Вариации скорости вращения Земли и изменения ее объема и фигуры могут иметь общую причину с этими явлениями. В особо чувствительных к внешним воздействиям воздушной и водной оболочках Земли и в ее биосфере эти влияния должны быть особенно заметны, отражаясь в коротко- и долгопериодических изменениях климата, атмосферной и океанской циркуляции, биогеографических условий и т.д.

Возвращаясь к началу статьи, следует еще раз высказать убеждение, что даже только накопление фактического материала по уже намечившимся направлениям исследований и уже устоявшимся методами рано или поздно "взорвет" плито-тектоническую парадигму и вызовет необходимость ее замены. Но можно ли уже сейчас предвидеть, откуда исходит наибольшая опасность для современной тектоники плит? Думается, что во всяком случае не со стороны фактов, якобы указывающих на отсутствие значительных горизонтальных перемещений литосферы, на которые ссылаются фиксисты и которые при более внимательном анализе вполне поддаются мобилистской трактовке. Скорее, эта опасность грозит тектонике плит со стороны фактов, указывающих на гораздо большую сложность строения литосферы, на гораздо больший масштаб ее латеральных перемещений, на неизмеримо более сложную картину распределения магнитных неоднородностей и перемещения (течения) вещества мантии, чем это поддается объяснению в рамках классической тектоники плит. И, конечно, потенциально наиболее взрывоопасными

явятся принципиально новые открытия, в отношении которых можно предвидеть лишь одно: рано или поздно они произойдут.

Но что бы ни случилось, и как бы радикально новая парадигма ни отличалась бы от плито-тектонической, одно мне представляется несомненным — эта парадигма ни в коем случае не будет означать возврата к фиксизму и обязательно включит основные элементы тектоники плит, в частности их кинематику. Можно полагать также, что эта парадигма будет учитывать связи Земля—Космос, а также придаст должное значение не только механическим перемещениям внутреннего вещества, но и химическим превращениям. А в общем это будет нечто гораздо более сложное, но вместе с тем еще более увлекательное, чем современный мобилизм.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (О.Ф. Фусан, М.Г. Леонов).....	3
Ю.М. Пуцаровский. Общие тектонические проблемы океанов.....	9
П.П. Тимофеев. Роль литологии в развитии геологической науки.....	17
Е.Е. Милановский. Эволюция содержания геологической карты и задач геологической съемки в связи с развитием геологической науки.....	25
Н.Л. Добрецов. Будущее геологии с точки зрения петролога.....	34
О.А. Богатиков, М.С. Марков. Ранняя история Земли — проблемы и задачи...	42
А.В. Лукьянов. Проблемы физики тектонических процессов.....	53
Х. Герстенбергер, Г. Штиль, К. Ветцель. Радиогеохронология и геохимия изотопов как методы исследования геологических процессов.....	63
В.И. Виноградов. Основные проблемы геологии в свете данных по геохимии изотопов.....	73
Ю.Г. Леонов. Проблемы пространственной и временной корреляции тектонических событий.....	87
Г. Шваб, К.-Б. Юбитц, Г.-Ю. Тешке. Связь между динамикой развития бассейна и межплитной тектоникой на примере Среднеевропейской впадины.....	93
Й. Ванек, В. Гануш. Конвергентные окраины литосферных плит — вулканизм и сейсмичность.....	98
Е. Фонсека, В.Н. Зелугин, Р. Кабрера, М. Эредиа, Х.Л. Крамер, Г. Пантелеон. Некоторые проблемы геологии континентальных окраин (на примере острова Куба).....	113
М.Г. Леонов. "Фиксизм" или "мобилизм" (модель геотектонического развития Южного Тянь-Шаня и формирование "примитивного" метаморфического слоя земной коры).....	126
К.-Б. Юбитц. Интеграция геологических дисциплин и смежных наук— основные перспективы развития геологии.....	149
В.Е. Хаин. Теоретическая геология в перспективе ближайшего десятилетия.....	154

CONTENTS

Introduction (<i>O.F. Fusan, M.G. Leonov</i>).....	3
<i>Yu.M. Pushcharovsky</i> . General tectonic problems of the oceans	9
<i>P.P. Timofeev</i> . The role of lithology for the development of the geological science	17
<i>E.E. Milanovsky</i> . Evolution in the contents of the geological map and tasks of geological survey in connection with the progress of the geological science	25
<i>N.L. Dobretsov</i> . The future of geology for a petrologist	34
<i>O.A. Bogatikov, M.S. Markov</i> . The early history of the Earth—problems and tasks	42
<i>A.V. Lukyanov</i> . Problems of the physics of tectonic processes	53
<i>H. Gerstenberger, G. Stille, K. Wetzel</i> . Radiogeochronology and geochemistry of isotopes as methods of geological research.....	63
<i>V.I. Vinogradov</i> . Basic problems of geology in the light of data on geochemistry of isotopes.....	73
<i>Yu.G. Leonov</i> . Problems of correlation in space and time of tectonic events.....	87
<i>G. Schwab, K.-B. Jubitz, G.-U. Teschke</i> . The relation between the dynamics of the basin and inter-plate tectonics at the example of Central european depression	93
<i>J. Vanek, V. Hanus</i> . Convergent margins of lithospheric plates — volcanism and seismicity	98
<i>E. Fonseca, V.N. Zelepuguin, R. Cabrera, M. Heredia, H.L. Kramer, G. Pantheleon</i> . Some problems of the geology of continental margins (at the example of Cuba).....	113
<i>M.G. Leonov</i> . "Fixism" or "mobilism" (geotectonic development model of Southern Tyan-Schan and formation of the "primitive" metamorphic stratum of the Earth's crust)	126
<i>K.-B. Jubitz</i> . Integration of geological and related sciences — main prospects of the development of geology.....	149
<i>V.E. Khain</i> . Theoretical geology in the coming decade	154

Пушаровский Ю.М. Общие тектонические проблемы океанов. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 9—16.

Обсуждаются тектонические движения литопластин внутри океанской литосферы, подтверждаемые новыми данными о тектонических соотношениях горных пород под океанами. Такие соотношения выявляются геологическим изучением дна в морских экспедициях и глубоководным бурением. Рассматривается также проблема стадийности в развитии Тихого океана и новообразованных океанов. Обращается внимание на необходимость выявления и сопоставления тектонических, петрографических, геохимических и геофизических неоднородностей в океанской литосфере, в особенности латеральных, что углубит представления о причинах тектогенеза. Отмечается, что геодинамические проблемы в изучении океанов сейчас подавили тектонические, что нельзя считать правомерным.

Библиогр. 19 назв.

Тимофеев, П.П. Роль литологии в развитии геологической науки. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985., с. 17—25.

Литология — это фундаментальный раздел геологической науки, занимающийся выяснением состава, строения и происхождения осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, установлением закономерностей их распределения в земной коре. Литология охватывает все стороны осадочного процесса. Для геологической науки в целом и особенно для литологии характерен генетический подход к изучению осадочного процесса. Для литологической науки в ближайшее время будет характерна дальнейшая индивидуализация процессов, которая позволит изучить их специфику, связь со смежными процессами и взаимообусловленность. Далее может быть осуществлен переход и разработка моделей, в том числе глобальных, осадко- и породообразования во взаимосвязи с общим геологическим развитием того или иного региона. Конечной целью и главной задачей литологии является разработка всеобъемлющей теории осадочного процесса, вскрывающей как внутренние причинно-следственные связи проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерностей их исторического развития во взаимосвязи с тектогенезом, магматизмом и эволюцией биосферы и палеогеографической обстановкой земной коры в целом.

Табл. 1.

Милановский, Е.Е. Эволюция содержания геологической карты и задач геологической съемки в связи с развитием геологической науки. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 25—34.

Содержание геологической карты претерпело в течение последних 200 лет значительную эволюцию. В XVII в. создавались геологические карты, являющиеся двухразмерными плоскими петрографическими моделями. В XIX—XX вв. создаются более совершенные карты; в основу их составления положен возраст пород, что позволило достаточно выразительно отобразить на плоскости геометрию их структуры. В последние десятилетия XX в. в связи с запросами практики к изучению все более глубоких частей земной коры и новыми техническими возможностями двухразмерная, плоская геолого-стратиграфическая модель — геологическая карта — начинает преобразовываться в объемную вещественно-историческую модель геологического строения целых призм земной коры. Информация о геологическом строении этих призм может быть представлена в графической форме в виде разнообразных плоских изображений, в макетной (объемной) форме или закодирована в виде системы цифр, хранящейся в памяти ЭВМ.

УДК 550.34.01: 551.24

Добрецов Н.Л. Будущее геологии с точки зрения петролога. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 34—42.

Для оценки генеральной тенденции развития геологии в настоящее время важны два момента: 1) изучение геологии океанического дна и переход к глобальному охвату геологических явлений в масштабе всей Земли; 2) изучение Луны и других планет Солнечной системы благодаря развитию космической техники. В будущем эти тенденции усилятся и геология станет частью космологии. Анализ современного состояния науки приводит к выводу, что петрология может оказаться той платформой, в которой наиболее естественно сочетаются разные направления геологии и которая лучше всего "вписывается" в генеральную тенденцию развития нашей науки. Тектоника в узком смысле как наука, занимающаяся деформацией, все более будет сливаться с геофизикой и механикой (т.е. превращаться в тектонофизику), тектоника как теоретическое обобщение геологических наук будет все более приобретать вещественный оттенок, т.е. превращаться в "петрологическую тектонику". Наиболее важные проблемы с точки зрения будущего развития геологии: 1) механизм образования Земли и других планет; 2) изучение ранних стадий геологической истории Земли; 3) построение петрологических моделей и история изучения эволюции гранитной коры; 4) понимание природы крупнейшей глобальной перестройки на Земле на рубеже 1,8—1,9 млрд. лет; 5) разработка системы взаимосвязанных моделей динамики Земли; 6) разработка моделей глубинного мантийного механизма.

Библиогр. 26 назв.

УДК 552.3: 551.24

Богатиков О.А., Марков М.С. Ранняя история Земли — проблемы и задачи. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 42—53.

Рассмотрены специфические черты тектоники и магматизма ранних этапов развития Земли. Обсуждаются проблемы первичного состава Земли, состава архейской мантии и приуроченности коматитов к ранним стадиям развития. Сравняются серые гнейсы архея и гранитное вещество Луны. Выявлена большая специфика тектоники архейских комплексов. Намечены дальнейшие задачи их изучения.

Ил. 3, библиогр. 30 назв.

УДК 550.89: 551.24: 551.25

Лукьянов А.В. Проблемы физики тектонических процессов. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 53—62.

На основе моделирования тектонических процессов рассмотрены проблемы движения расплавов в тектоносфере и возникновения автоколебательных систем. Показаны возможные взаимосвязи между эволюцией магматизма, неоднородностью распределения деформаций, неравномерностью тектонических движений земной коры и другими геологическими явлениями. Развиваются представления о тектоносфере как системе, имеющей собственные законы развития и строения. Обсуждаются пути совместного развития полевой и экспериментальной тектоники для построения теории тектоносферы Земли.

Ил. 7, библиогр. 11 назв.

УДК 550.93

Герстенбергер Х., Штиль Г., Ветцель К. Радиогеохронология и геохимия изотопов как методы исследования геологических процессов. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 63—73.

Экспериментально доказано существование вариаций изотопного состава большинства имеющихся в природе полинуклеарных элементов. Причины таких вариаций изотопного состава следует искать в различиях термодинамических и ядерных свойств одного и того же элемента. Различные ядерные свойства

изотопов обуславливают различное распространение химических элементов, возникающих при процессах ядерного синтеза во Вселенной. Изменения изотопного состава тех элементов, которые имеют радиоактивный материнский или радиогенный дочерний изотоп, позволяют нам устанавливать возраст определенных геологических систем. Задачи на будущее заключаются в том, чтобы с помощью этих методов совместно с геохимическими данными глубже изучить связи между земной корой и мантией и подтвердить правильность интерпретации возрастных данных для осадочных и метаморфических пород.

Табл. 5, библиогр. 24 назв.

УДК 550.42

Виноградов В.И. Основные проблемы геологии в свете данных по геохимии изотопов. — В кн.: Будущее геологической науки: М.: Наука, 1985, с. 73—87.

Накопленный к настоящему времени трудами многих исследователей материал по геохимии изотопов позволяет сформулировать некоторые общие проблемы геологии. Важнейшими из них представляются следующие три: 1) проблема ранней дифференциации земного вещества. Отделение вещества силикатической коры с ее газово-водной оболочкой произошло, по-видимому, в первый миллиард лет существования Земли; 2) проблема вещественного взаимодействия в системе кора—мантия. С этим взаимодействием связана вся дальнейшая эволюция земного вещества. Геологические доказательства наращивания объемов континентального материала во времени рассматриваются и как доказательство комплементарно связанного с континентализацией процесса океанизации силикатической коры; 3) проблема энергетики вещественного взаимодействия между корой и мантией. Изотопные данные не дают доказательств существования глубинных (ювенильных) теплоносителей, кроме самого расплава. Основной вынос глубинного тепла на земную поверхность связан с глубинной циркуляцией поверхностных вод. Вопрос о взаимосвязи магматизма и конвективной циркуляции вод поверхностного происхождения представляется одним из важнейших в будущих геологических исследованиях.

Библиогр. 76 назв.

УДК 551.24.

Леонов Ю.Г. Проблемы пространственной и временной корреляции тектонических событий. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 87—93.

К числу актуальных направлений геологии, имеющих перспективу в будущем относится и проблема пространственной и временной корреляции тектонических событий. Сейчас начинают осознаваться специфические черты этого направления (прежде всего, сочетание стратиграфических и тектонических исследований). С тектонической корреляцией связано, и это показано на ряде примеров, решение многих крупных проблем. Она имеет большие перспективы, следовательно, работы в этом направлении должны развиваться.

Библиогр. 9 назв.

УДК 551.24.05

Шваб Г., Юбитц К.-Б., Тешке Г.-Ю. Связь между динамикой развития бассейна и межплитной тектоникой на примере Среднеевропейской впадины. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 93—98.

Рассмотрены строение и история развития Среднеевропейской впадины и установлено, что ее развитие представляет собой сложный историко-геологический процесс, в котором переплеталось влияние эндогенных явлений и сил, действовавших в латеральном направлении. Сделаны выводы о кинематике бассейна (расширение—скол). Основываясь на региональном примере, авторы делают вывод о необходимости совершенствования имеющихся моделей в свете идей плитной тектоники. При изучении динамики бассейнов необходимо сосредоточить внимание на выявлении причинных связей между формированием

бассейна и эндогенными процессами в коре и мантии и использовать выявленные связи для реконструкции условий генезиса и формирования месторождений полезных ископаемых.

Ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 551.21

Ванек И., Гануш В. Конвергентные окраины литосферных плит — вулканизм и сейсмичность. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 98—113.

На примере изучения некоторых районов Тихоокеанского кольца выявлены закономерности проявления сейсмической и вулканической деятельности и показано, что можно говорить о возможном генетическом родстве между этими явлениями. Подчеркнута важность изучения коррелятивных связей между, казалось бы, разнородными геологическими явлениями.

Ил. 9, библиогр. 29 назв.

УДК 551.24

Фонсека Е., Зелепугин В.Н., Кабрера Р., Эредиа М., Крамер Х.Л., Пантелеон Г. Некоторые проблемы геологии континентальных окраин (на примере острова Куба). — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1984, с. 113—125.

На примере континентальной окраины о-ва Куба показаны проблемы изучения глубинного строения этой области, тектоники, осадконакопления, магматизма и металлогении. Подчеркнута роль изучения древних континентальных окраин для познания современного геосинклинального процесса.

Ил. 3, библиогр. 22 назв.

УДК 551.24

Леонов М.Г. «Фиксизм» или «мобилизм» (модель геотектонического развития Южного Тянь-Шаня и формирование «примитивного» метаморфического слоя земной коры). — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 126—149.

На примере обширного и прошедшего длительную геологическую историю региона делается попытка разобрать проблему соотношения вертикальных и горизонтальных движений земной коры. Делается вывод, что формирование структуры земной коры Южного Тянь-Шаня связано с двумя достаточно независимыми процессами, протекающими на разных уровнях тектоносферы: с процессом структурно-вещественного преобразования вещества на верхнем уровне коры, которое связано с внутренним «саморазвитием» вулканических поднятий в условиях вертикально направленных сил, и с процессом общего горизонтального сдвигания всей складчатой области, которое вызвано латеральным перемещением вещества на подкорovém (мантийном) уровне. Количественно в земной коре преобладает горизонтальная составляющая движения, даже если эти движения вызваны изначально вертикально действующими силами. Что же касается общего примата горизонтальных или вертикальных движений (сил, напряжений), то значение их меняется в структурах разного масштаба и на разных глубинных уровнях тектоносферы. Проблема «фиксизм» — «мобилизм» имеет смысл только в системе «океан» — «континент», как она и была сформулирована Вегенером. Во всех остальных случаях выявление главенствующей роли вертикальных и горизонтальных движений должно быть основано на материале изучения конкретного объекта, а не базироваться на заранее сформулированном постулате.

Ил. 5, библиогр. 33 назв.

УДК 551.4.01

Юбитц К.Б. Интеграция геологических дисциплин и смежных наук — основные перспективы развития геологии. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 149—153.

Перспективы развития геологической науки связаны с двумя главными факторами: 1) с систематическим расширением объема данных при изучении земной коры, 2) с направленным объединением отдельных дисциплин, таких,

как геология, геофизика, геохимия и геодезия, с целью проведения комплексного анализа геологических процессов. При изучении геологических процессов необходимо выявлять факторы, контролирующие вещественные и энергетические процессы. В ходе формирования "геологии нового типа" должна произойти интеграция геологических наук при решающей роли использования математических и экономических методов в геологии.

Библиогр. 2 назв.

УДК 551.24.01

Хаин В.Е. Теоретическая геология в перспективе ближайшего десятилетия. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1984, с. 154—159.

"Сверхзадачей" геологической науки было и остается создание общей теории Земли, основными элементами которой должны являться: 1) определенная концепция происхождения Солнечной системы и становления Земли как планеты; 2) модель внутренней динамики Земли; 3) модель эндогенных процессов во внешних оболочках твердой Земли, индуцируемых более глубинными процессами; 4) модели эндогенных процессов на поверхности Земли, обусловленных гравитацией, солнечной энергией и более отдаленными космическими воздействиями. В ходе дальнейшего прогресса в области глубинного и океанского бурения, сейсмического зондирования, палеомагнитных исследований и исследований в области изучения ранних стадий развития Земли, а также завершения начатых радиоастрономических определений можно ожидать появление новой парадигмы взамен плито-тектонической. Но какова бы ни была эта новая парадигма, она ни в коем случае не будет означать возврата к фиксизму и обязательно включит в себя основные элементы тектоники плит.

БУДУЩЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор
С.А. Лаухин
Редактор издательства
Л.С. Тапельзон
Художник
Л.А. Григорян
Художественный редактор
И.Ю. Нестерова
Технический редактор
Н.А. Торгашова
Корректор
Л.А. Агеева

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 28019

Подписано к печати 05.03.85. Т — 00832
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 10,5 + 0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 11,4
Уч.-изд. л. 13,3. Тираж 1400 экз.
Тип. зак. 25. Цена 2 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати книга

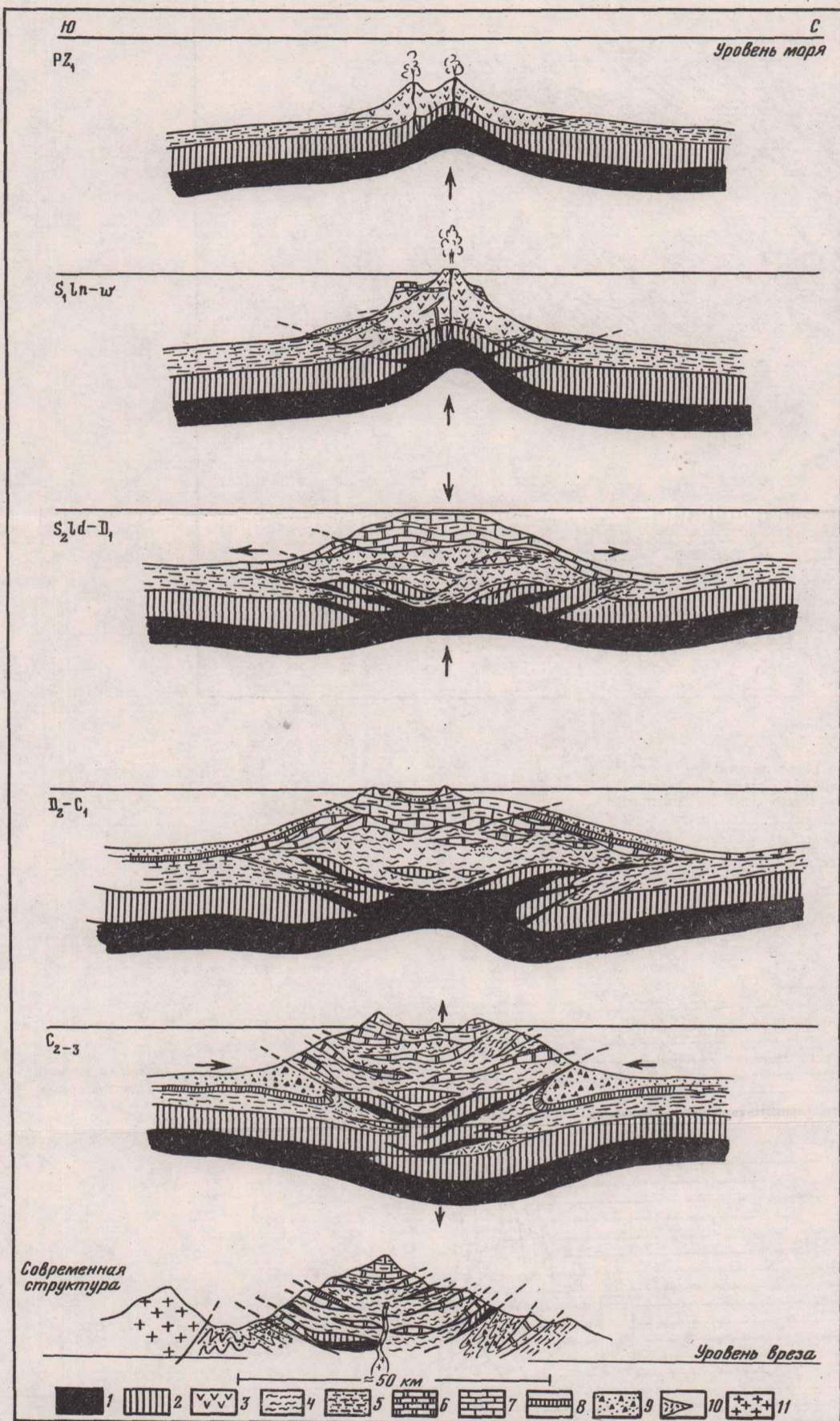
Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. 16 л.

В монографии последовательно рассматриваются общие тенденции и неравномерности развития новейших структур разных регионов Альпийско-Азиатского орогенического пояса (Родопы, Крым, Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Монголия и Прибайкалье), рифтовых зон Исландии и Восточной Африки. Корреляция неотектонических событий этих регионов приводит к выводу о существовании крупных сегментов земной коры, отдельные части которых характеризуются синхронностью важнейших проявлений тектонической активности.

Для геологов, геоморфологов, тектонистов.

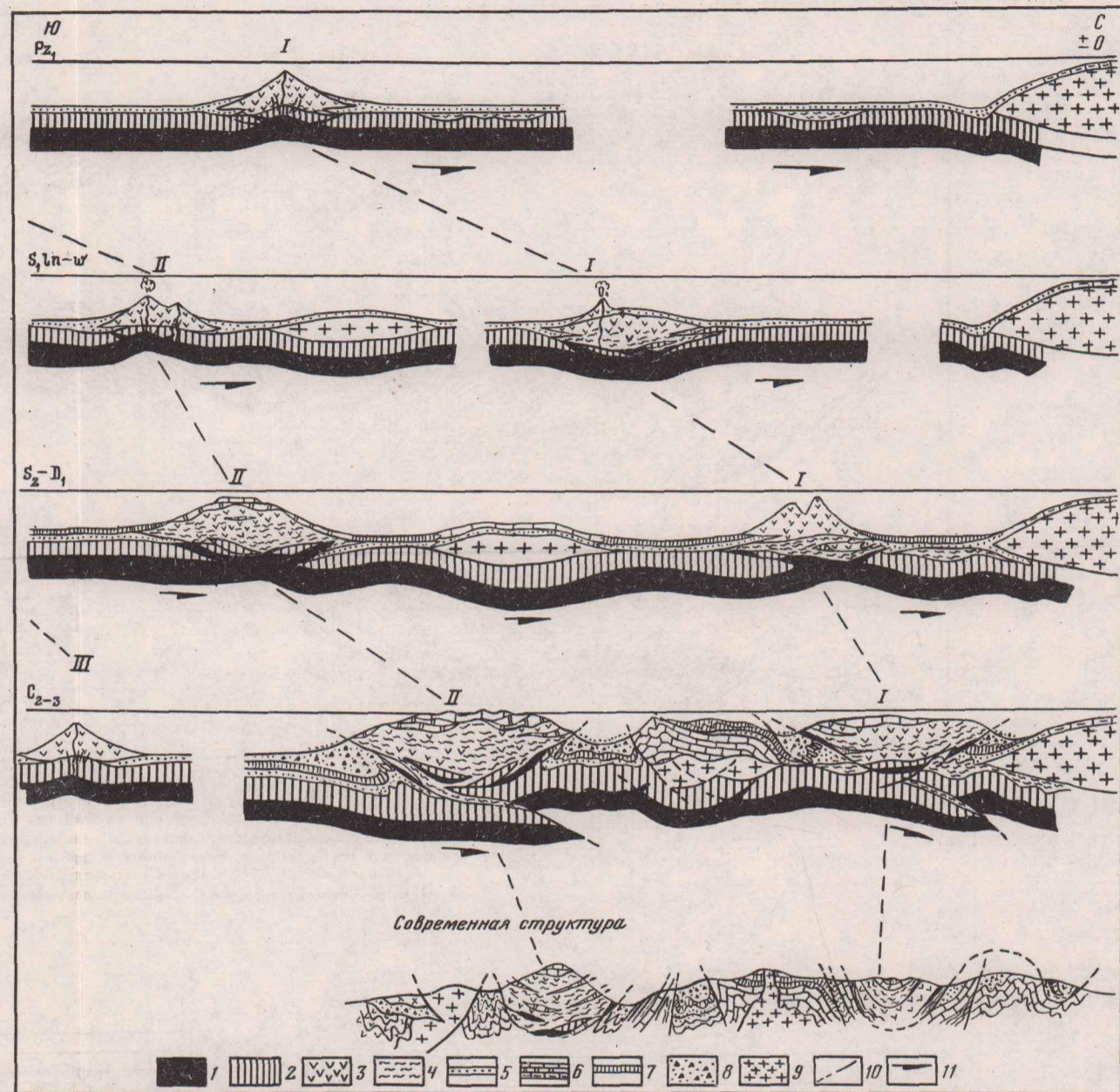
Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю.Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



К статье М.Г. Леонова

Рис. 4. Схема геологического развития вулканических построек Зеравшано-Гиссарской горной области
1 — ультрабазиты; 2 — второй и третий слои коры (объединенные); 3 — основные вулканы; 4 — зеленые и эпидот-амфиболитовые сланцы; осадочные комплексы: 5 — кремнисто-глинисто-карбонатные ордовика—силура, 6 — рифовые известняки силура—девона, 7 — рифовые известняки девона, 8 — кремни и известняки девона—карбона, 9 — флиш и тектоно-гравитационные микститы среднего—верхнего карбона; 10 — зоны вылавок гранодиоритов; 11 — гранодиориты

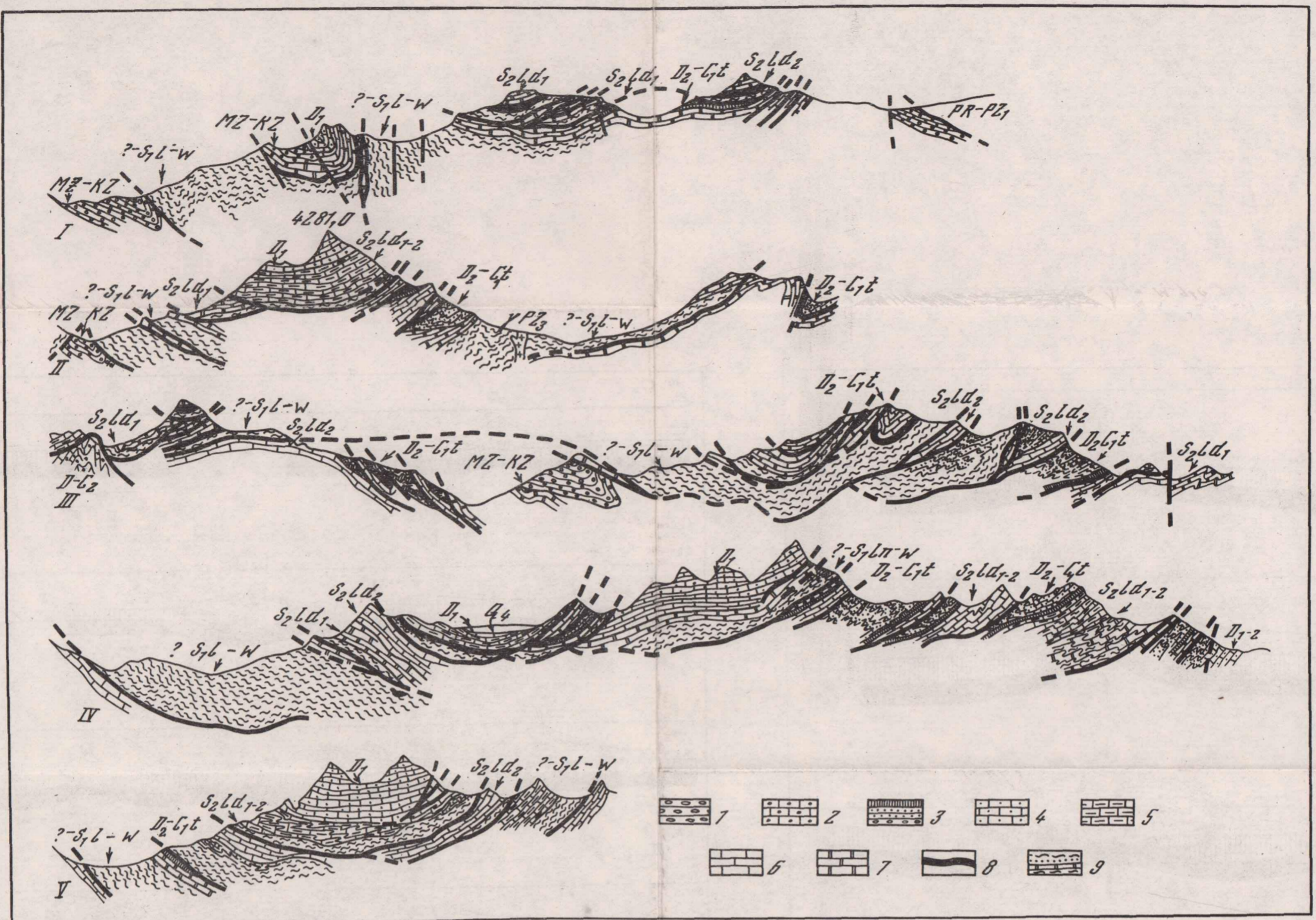


К статье М.Г. Леонова

Рис. 5. Схема палеотектонического развития Гиссаро-Алая

1 — ультрабазиты; 2 — второй и третий слои коры (объединенные); 3 — основные вулканы; 4 — зеленые и эпидот-амфиболитовые сланцы; осадочные комплексы: 5 — кремнисто-глинисто-карбонатные ордовика—

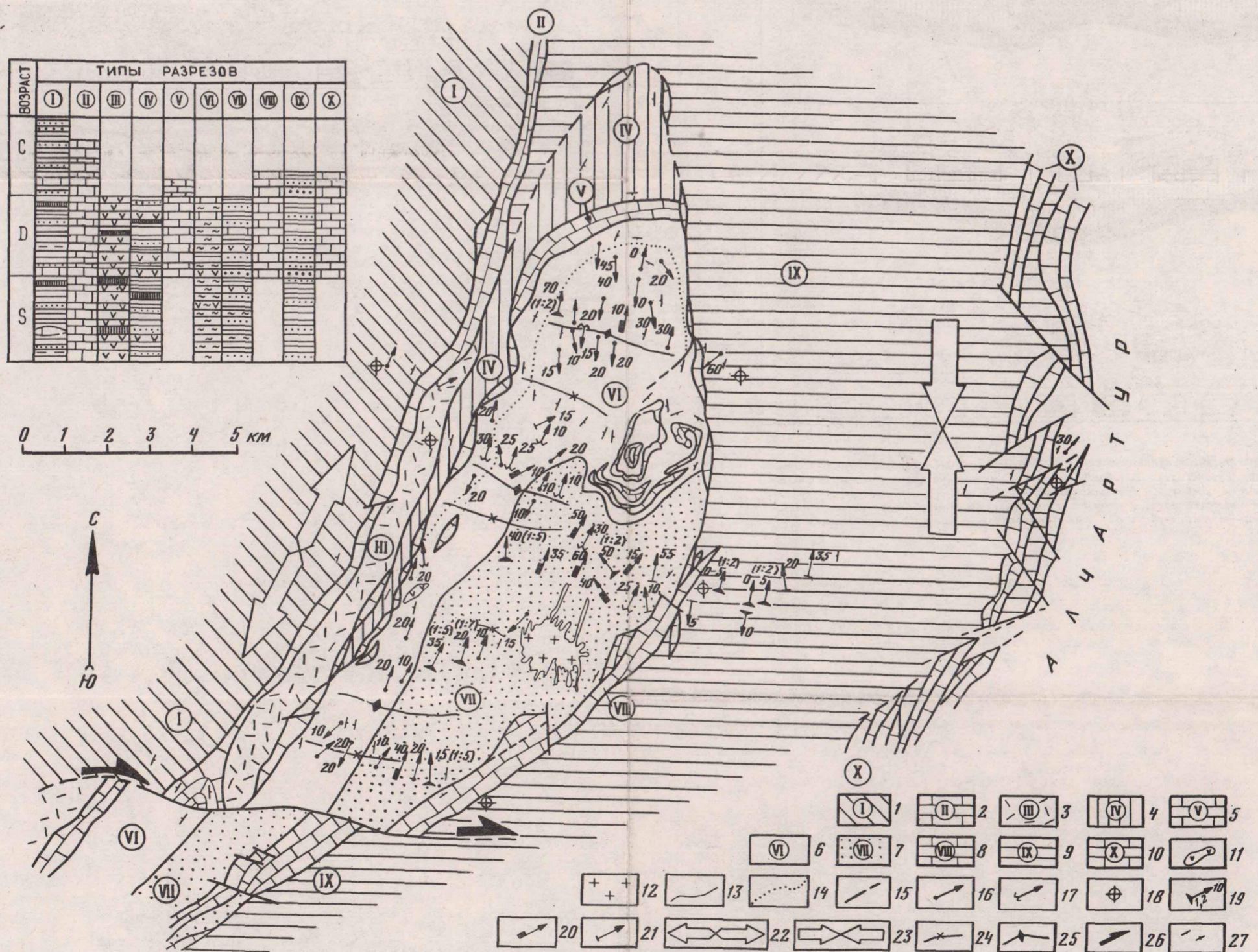
силура, 6 — рифовые известняки силура—девона, 7 — кремни и известняки девона—карбона, 8 — флиш и тектоно-гравитационные микститы среднего—верхнего карбона; 9 — граниты и гранодиориты; 10 — разлом; 11 — направление латерального движения океанической коры



К статье М.Г. Леонова

Рис. 2. Геологические профили района Фанских гор

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — нерасчлененные палеозойские отложения; 3 — отложения пушevatской свиты среднего девона—нижнего карбона; 4 — нижний—средний (?) девон; 5 — лудловские известняки и доломиты нерасчлененные; 6 — верхне-лудловские известняки; 7 — нижне-лудловские известняки и доломиты; 8 — фавозитовые слои; 9 — кварциты, доломиты, кварц-серпичитовые сланцы ливандовери—венлока



К статье М.Г. Леонова

Рис. 3. Схематическая структурная карта участка верхьев ручья Сугут (Восточный Алай)

Типы разрезов: 1 — терригенный (S—C), 2 — карбонатный (S—C), 3 — вулканогенный (S—D), 4 — вулканогенно-терригенный (S—D), 5 — карбонатный (S—D), 6 — терригенно-вулканогенный метаморфизованный (S—D), 7 — терригенный частично метаморфизованный (S—D), 8 — карбонатный (D—C), 9 — терригенный (S—C), 10 — карбонатный (D—C); интрузивный комплекс: 11 — основного состава, 12 — гранитного состава; границы: 13 — стратиграфические, 14 — фациальные, 15 — тектонические; структурно-деформационные элементы: 16 — направление и угол погружения шарниров складок малых амплитуд, 17 — направление удлинения и угол наклона гребней и впадин

гофрированный или пloyчатой поверхности в сланцах, 18 — нулевая деформация галек в конгломератах и гравелитах, 19 — направление максимального удлинения и угол наклона галек в деформированных конгломератах и гравелитах (в скобках — отношение минимального и максимального размеров галек), 20 — направление максимального разлнзования буднированных прослоев песчаника и угол наклона будин относительно плоскости горизонта, 21 — направление линий штриховки на плоскостях расщепления и угол наклона относительно плоскости горизонта, 22 — участки значительного продольного растяжения, 23 — участки продольного сжатия, оси крупных складок, поперечных генеральному простиранию пород, 24 — синклиналей, 25 — антиклиналей; 26 — направление сдвиговых перемещений; 27 — элементы залегания пород

2 руб.

4334

