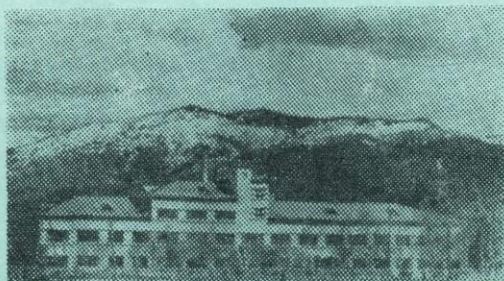


**Академия наук СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Сахалинский комплексный
научно-исследовательский институт**

**Научный Совет по тектонике
Сибири и Дальнего Востока
IX сессия**

**ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ,
ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ
(тезисы докладов)**



**Южно-Сахалинск
1972**

ТЕКТОНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ
НАУЧНОГО СОВЕТА
ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

1

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР АКАДЕМИИ НАУК СССР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ

551.24

Т 30

ТЕКТНИКА ДНА МОРЕЙ, ОКЕАНОВ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

IX СЕССИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ТЕКТНИКЕ СИБИРИ
И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

23—27 мая 1972 года

ЮЖНО-САХАЛИНСК

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

ВЫПУСК 1.

Южно-Сахалинск
1972



Ответственные редакторы:

С. Л. Соловьев, Г. С. Гнибиденко.

П. Л. БЕЗРУКОВ, И. О. МУРДМАА

(ИО АН СССР)

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОКЕАНА И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

1. На общем фоне широтной (климатической) зональности осадкообразования процессы океанского седиментогенеза протекают в определенных структурно-фациальных областях, контролируемых тектоническими структурами разного масштаба. Выделение и типизация таких областей, т. е. структурно-фациальное районирование океана, на основе комплекса геологических данных, является необходимым звеном исследования геологии океана, в том числе тектоники и осадочных формаций.

2. Структурно-фациальное районирование океана должно учитывать масштаб тектонических структур. Расположение наиболее крупных структур — континентов и океанских впадин — определяет те общие закономерности осадочного процесса, которые объединяются в понятие циркумконтинентальной зональности осадкообразования. Она служит основанием для выделения по крайней мере двух главных зон или областей — приконтинентальной и пелагической.

Крупными структурно-фациальными областями являются подвижные пояса океана — окраинно-материковые геосинклинальные пояса и срединно-океанские хребты с их рифтовыми зонами, а также зона материкового склона и относительно ста-

бильные структуры ложа океана-котловины и валы. В пределах каждой из крупных структур можно выделить ряд более мелких структурно-фациальных зон и провинций.

3. Представляется целесообразным введением понятия структурно-фациальной провинции в океане, понимая под этим регионы с одинаковым характером всей доступной наблюдениям совокупности геологических факторов — рельефа, глубинной структуры земной коры, состава вулканических пород и осадков и т. д. Малая степень геологической изученности океанов далеко не всегда позволяют говорить в таких случаях о конкретных структурах, тогда как само выделение провинций вполне определено.

4. Структурно-фациальные зоны и провинции — это области накопления определенных, специфичных для каждой из них, осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Распределение фаций в их пределах контролируется в значительной степени тектоническими структурами, хотя сам характер фаций определяется экзогенными факторами.

В качестве примеров рассматривается несколько структурно-фациальных зон и провинций с характерными для них формациями.



И. И. БЕРСЕНЕВ

(ИО АН СССР)

О ПРИНЦИПАХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Предусмотренный программой настоящей сессии вопрос «Принципы тектонического районирования дна морей и океанов» сформулирован не точно. Только в пределах Тихого океана имеется множество островов, а с учетом окраинных морей роль суши в общей площади данного сегмента Земли становится значительной.

Принципы тектонического картографирования суши давно разработаны и апробированы на многочисленных картах. Однако это не означает, что легенды карт не должны совершенствоваться. Автор считает необходимым, чтобы площади, име-

ющие одинаковую или близкую историю геологического развития, и, соответственно, аналогичную структуру, изображались одними и теми же знаками независимо от того, в каком регионе они расположены. Например, северная часть Ханкайского массива должна быть окрашена таким же цветом, как Фэншуйлинский и Кэнтэйский массивы; Южно-Приморская зона также, как массив Хида и т. д. Необходимо стремиться к расшифровке строения «выступов основания», «древних структур», «срединных массивов», расположенных внутри областей более поздней консолидации или мобильных зон. Среди геосинклинальных комплексов прежде всего следует выделить первичные (талассогеосинклинальные), сформировавшиеся на коре океанического типа, и вторичные, развившиеся на материковой коре. Наконец, нельзя отождествлять тектонические карты с картами неотектоники или с картами современных тектонических движений. В этом случае совершенно различные по истории развития и строению структуры будут изображаться одинаково. Например, на «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли» (1970) Курильские острова показаны тем же знаком, что и складчатые зоны Японских островов (Китаками, Абукума и др.).

знаком, что и складчатые зоны Японских островов (Титаками, Абукумаи др.).

Принципы тектонического картографирования ложа океана и морей, изложенные в статье Ю. М. Пуцаровского (1971), по мнению автора, совершенно справедливы. К сожалению, им не соответствует упомянутая выше карта. Выход в свет последней можно приветствовать постольку, поскольку это первый опыт составления тектонической карты значительной части Земли.

Г. М. ВЛАСОВ
(ДВГИ ДВНЦ АН СССР)

О ТАЛАССОГЕОСИНКЛИНАЛЯХ И ИХ МЕСТЕ В СТРУКТУРАХ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Специфические прогибы, выделяемые Н. А. Богдановым под названием талассогеосинклиналей, существовали на пери-

ферии Тихого океана не только в позднепалеозойское и мезозойское время, но и в кайнозой. В позднем мелу образовалась новая серия прогибов подобного типа, развитие которых продолжалось до конца неогена. В конце плиоцена сформировались современные аналоги талассогеосинклиналей — глубоководные желоба. На примерах молодых представителей талассогеосинклиналей можно получить более полную характеристику этого типа прогибов и лучше выяснить взаимоотношения их с другими структурными элементами Тихоокеанского подвижного пояса.

Талассогеосинклинали занимают в окаймляющем Тихий океан позднемеловом-кайнозойском структурном комплексе наиболее выдвинутое в океан положение. А. Н. Заварицкий, В. Бемелен, Д. Умбров, М. Минато и другие исследователи называют их внешними дугами. На востоке СССР прогибы внешних дуг протягивались вдоль хребта Малиновского Корякского нагорья, Восточных хребтов Камчатки и, далее на юг — по подводному хребту Витязя и Малым Курильским островам. Южнее, в Японии, внешние дуги выражены геосинклиналью Накамура Главного пояса Симанто и приокеанической цепью островов Рюкю. На острове Тайвань внешняя дуга проходит вдоль Центрального хребта, переходя затем в восточную часть Филиппин, на острове Целебес, внешнюю цепь островов Индонезии. Структуры внешних дуг проявляются на островах Новая Гвинея (северная часть Центрального антиклинория) и Новая Каледония, откуда протяжение их намечается вдоль подводной гряды Норфолк к Новой Зеландии. В пределах Американских континентов особенности внешних дуг четко выражены в западной части Патагонской Кордильеры (Антиклинорий островов), в Восточных Кордильерах Колумбии, береговых хребтах Венесуэлы, Калифорнии, штатов Орегон и Вашингтон США, на прибрежных островах Северной Канады.

Все перечисленные районы отличаются следующими особенностями, обусловленными их выдвинутым в Тихий океан положением, приуроченностью к океанической коре и связью структур с очень глубокими разломами (фокальные поверхности): 1) ранее (с начала позднего мела) образование прогибов, в которых обычно развиты верхнемеловые и палеогеновые породы и часто отсутствуют неогеновые; 2) преимущественно основной состав магматических пород; 3) расположение прогибов над глубинными разломами, что обуславливает их тектониче-

скую активность и присутствие ультраосновных пород; 4) большая глубина прогибов и, соответственно — большая мощность толщ (до 15—20 тыс. м); содержание турбидитовых отложений, флиша; 6) преобладание граувакк и кремнистых сланцев; 7) бедность пород органическими остатками; 8) продолжительное развитие структуры (в связи с общей длительностью развития глубинных швов); 9) согласные взаимоотношения между отдельными членами разреза (в наиболее молодых структурах — между верхним мелом и палеогеном); 10) почти полное отсутствие гранитоидных интрузий; 11) отсутствие, по геофизическим данным, четко выраженного «гранитно-метаморфического» слоя; 12) крутая складчатость линейного характера с изоклинальными сериями и надвигами в сторону океана; 13) металлогения, свойственная областям фемического профиля (железо, марганец, медь, колчеданно-полиметаллические руды, никель, кобальт, хром, платина.)

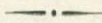
Эти особенности молодых внешних дуг присущи также палеозойским и мезозойским талассогеосинклиналям в понимании Н. А. Богданова. Талассогеосинклиналями он называет внешние дуги структурных комплексов, развивавшихся, по крайней мере, с палеозоя и развивающихся сейчас у Тихого океана. Эти прогибы им справедливо отождествляются с современными глубоководными океаническими впадинами (фронтальные прогибы), образующимися у границ талассократонов, над выходами на дне океана глубинных разломов (фокальных поверхностей). Но Н. А. Богданов неверно противопоставляет талассогеосинклинали островным дугам. Талассогеосинклинали (внешние дуги) представляют важнейший элемент островных дуг. Второй их элемент — внутренние вулканические дуги являются, по существу, «побочным» образованием внешних дуг; они возникают несколько позднее, в эпохи растяжения, когда образуются глубокие трещины и андезитовые магмы из очагов, находящихся у фокальных поверхностей, извергаются на поверхность.

Нельзя согласиться также с делаемым Н. А. Богдановым противопоставлением талассогеосинклиналей эвгеосинклиналям. Талассогеосинклинали (внешние дуги) относятся к эвгеосинклинальной зоне пояса. Породы их обязаны своим происхождением, главным образом, вулканизму. Кроме обломочного материала, снесенного с соседних вулканических поднятий, в граувакках этих прогибов содержится много гялокластитов, лав основного состава, ультрабазитов. Кремнистые породы та-

лассогeosинклиналей также связаны с вулканическими процессами и являются сравнительно мало отдаленными отложениями вулканических зон. Широко распространенные амфиболиты представляют преимущественно метаморфизованные эффузивы.

Структуры типа внешних дуг, или талассогeosинклинали, имеются не только в приокеанических, но и во внутриматериковых районах (Внешняя зона Карпат, Алаверды-Кафанская зона Армении, Западный Урал и др.), там они также располагались над глубинными разломами и развивались на коре океанического типа. Значит, рассматриваемые прогибы свойственны не только области океана, поэтому старое общеупотребительное наименование их «прогибы внешних дуг» или просто «внешние дуги» кажется предпочтительней чем «талассогeosинклинали» (т. е. океанические геосинклинали).

Выделение на периферии Тихого океана и во внутриматериковых областях структур, аналогичных островным дугам (или сходных с ними), может помочь при выяснении истории геологического развития рудных районов и при металлогенических прогнозах.



Г. С. ГНИБИДЕНКО

(СахКНИИ ДВНЦ АН СССР)

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ И ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ ОКЕАНОВ К КОНТИНЕНТАМ

1. Тектоническое районирование океанов и континентов, вероятно, следует основывать на различных принципах в связи с тем, что структура земной коры океанов не изоморфна структуре земной коры континентов. Неизоморфность структуры океанов и континентов обусловлена различным генезисом земной коры океана и континентов: земная кора океанов находится на догeosинклинальной и раннегeosинклинальной стадии развития, тогда как кора континентального типа сформировалась в результате необратимого геосинклинального процесса. Геосинклинальный процесс в настоящее время реализуется, главным образом, в зонах перехода от океана к континенту.

2. Имеющаяся геолого-геофизическая информация позволяет проводить тектоническое районирование океанов основываясь на морфоструктурном принципе, под которым здесь понимается процедура выделения и описания структурных элементов по множеству морфологических и крипоструктурных признаков.

Возраст и история развития земной коры (историко-генетический принцип тектонического районирования) не может служить основой для анализа структуры земной коры океанов и его применение ограничено лишь зонами перехода от океана к континенту.

Очевидно, что генезис структуры (возраст и история ее развития) земной коры океана и переходной зоны могут быть расшифрованы ретроспективным анализом тектоники элементарных структурных элементов и их структурными соотношениями.

3. Системно-структурный подход к анализу тектоники земной коры океанов и зон перехода их к континентам (имея ввиду структуру как инвариантный аспект системы) позволяет выделить здесь иерархию структурных элементов земной коры. В этой системе континенты и океаны рассматриваются как структурные элементы первого порядка.

В качестве структурных элементов второго порядка земной коры океанов выделяются: талассократоны (со структурными элементами третьего порядка в виде талассосинеклиз), срединноокеанические поднятия (со структурными элементами третьего порядка в виде валов и рифтов) и зоны разломов.

Структурными элементами второго порядка зон перехода от океанов к континентам являются: островные дуги, глубоководные желоба и впадины, геосинклинальные поднятия и зоны разломов.

4. Структурные элементы второго порядка суши (мегаантиклинории, мегасинклинории, прогибы, зоны глубинных разломов) прослеживаются только в пределы затопленной морем окраины континента (на шельф и континентальный склон).



ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА

1. Изученность Тихоокеанского подвижного пояса (Кропоткин и Шахварстова, Пушаровский, Матсумото и др.) и Тихого океана (Менард, Безруков, Удинцев, Безруков и Мурдмаа и др.) настолько возросла за последнее десятилетие, что представляется возможным попытаться произвести сравнительный анализ формационных рядов, развитых в пределах этих структур. Заметную помощь в такой работе оказывает первая геологическая карта Тихоокеанского сегмента Земли, составленная под руководством автора в масштабе 1:10000000 (в печати).

2. Геолого-структурное и геофизическое районирование Тихоокеанского сегмента Земли основа тектонического районирования этого надрегиона. Выявляются как поверхностные, так и глубинные закономерности его строения. Анализ формационных рядов, в связи с тектоническими режимами их породившими, с одной стороны подчеркивает особенности структур континентов, океанов и переходных зон между ними (трансзон), а с другой существенно помогает уточнить границы регионов и их генетические черты.

3. Учение о формациях завоевывает все более прочные позиции. Образование формаций (в обобщенном виде удобном для синтеза больших пространств Земли — формационных рядов) зависит от многих природных явлений: фацальной обстановки, климата, глубинных и поверхностных магматических процессов, движения блоков и их граничных поверхностей и пр. Однако, ведущую роль при этом играют тектонические факторы.

Применительно к выделению формационных рядов Тихоокеанского сегмента Земли следует учитывать:

1. Литогенетические факторы — а) денудационную энергию и характер размываемых пород; б) близость центров вулканической деятельности и тип вулканических извержений; в) влияние оледенения; г) перемещение осадков по склонам (гравитационный и турбидитовый эффекты); д) деятельность организмов; е) течения (особенно морские); ж) давление столба воды; з) климат.

II. Магматогенные факторы и геофизические данные — а) глубинность очагов; б) перепад РТ; в) мощность и физические особенности астеносферного слоя (слоев); г) химический состав магмы; д) условия излияния магмы (подводные, наземные); е) физические поля.

4. Изучение литогенетических и магматогенных факторов подводит к главному аспекту выделения формаций — тектоническому

Вспомогательные факторы

Главные факторы

литогенетические
магматогенные

тектонические
аспекты выделе-
ния формаций

Амплитуды и скорость
вертикальных движе-
ний.
Связь с глубинными
разломами
Объем вещества и его
«качество»

Исходя из этих посылок представляется возможным наметить для обсуждения следующую систематику формационных рядов:

А. Тип континент: классы — платформы (древние, молодые, шельфовые области); геосинклинальные-складочные области; пограничные системы между ними (перикратонные и краевые прогибы; авлакогены); горные глыбовые и сводово-глыбовые области; вулканогенные пояса (окраинно—и внутриконтинентальные).

Б. Тип транзона: классы—глубоководные котловины: островные дуги с межостровными активными зонами; глубоководные желоба.

В. Тип океан: классы — океанские плиты; вулканогенные пояса и нагорья; внутриокеанские подвижные пояса.

Ниже приводятся некоторые примеры формационных рядов.

5. Формационные ряды платформ подробно изучены. Известные особенности отмечаются для восточно-азиатских и северо-австралийских шельфовых областей, где четко выражены морские отложения (карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные ряды формации). Континентальные толщи, играющие заметную роль в континентальных платформах, здесь, как правило, отсутствуют.

Для главнейших прогибов геосинклинальных складчатых систем континентов, обрамляющих Тихий океан, характерны следующие формационные ряды: 1) Терригенный—карбон-юра Верхояно-Колымской области; ордовик-девон Перуанско-Боливийских Восточных Анд; силур-девон юго-восточного Китая; 2) Карбонатно-терригенный — ордовик-девон Верхояно-Колымской области; ордовик-пермь Бирманско-Малайской области; 3) Флишевый и флишеидный — триас-юра Монголо-Охотской области; девон-пермь Чилийско-Патагонской Кордильеры; 4) Терригенно (карбонатно) — кремнисто-вулканогенный — карбон-пермь Сихотэ-Алинской области; кембрий-девон Монголо-Охотской области; кембрий-юра области Инсуляр Канадского Притихоокеания; 5) Зелено-каменный (офиолитовый) — горы Клатмат юго-запада США; Черной реки Северного Вьетнама. Фрагментарно все эти ряды формаций наблюдаются в транзоне (например, зеленокаменной в юго-восточной Японии вблизи Медианной линии; терригенный — на востоке Южного острова Новой Зеландии вблизи от погруженной суши Чатам).

6) На островных дугах, наиболее доступных для исследования структур транзоны, кроме упомянутых формационных рядов, характерных и для континентов, принципиальное значение приобретают специфические формационные ряды: туффито-диатомитовый, зеленотуфтовый, вулканомиктовый, андезитовый, граувакковый, иногда рифидный. Заметную роль играют турбидиты. В глубоководных желобах турбидиты нередко преобладают. В более спокойной обстановке глубоководных котловин образовались формации туффито-карбонатно (кремнисто) — терригенные. Перечисленные ряды формаций описаны в островных дугах восточной Азии и Карибского бассейна.

7) Примеры формационных рядов океанских структур (с использованием данных Безрукова и Мурдмаа, 1971) следующие: по периферии Тихоокеанского талассократона в перикратонных валах (Зенкевича, Алеутском и др.) преобладают терригенно-вулканокластические (андезитовые) ряды формаций; на геомаргиналях—континентальных склонах и их подножьях — кремнисто-терригенная, карбонатно-терригенная, часто турбидитные. В океанских плитах—пелагические глинистые (в тропических и умеренных широтах) и пелагические кремнисто-глинистые (карбонатные) и глинисто-карбонатные (в экваториальной зоне); в горстовых и сводово-глыбовых поднятиях — пелагические карбонатные и рифовые. В вулканогенных поясах и нагорьях формации — щелочная оливинбазальтовая (ре-

же толентовая) и карбонатно-вулканокластическая (базальтовая). Восточно-Тихоокеанский подвижной пояс преобладание формаций — примитивных бедных щелочами толентовых базальтов; серпентинизированных гипербазитов; карбонатных, существенно турбидитных.

8) Разработка учения о формациях применительно к Тихоокеанскому сегменту Земли открывает широкие перспективы усовершенствования прогнозной оценки территории Востока СССР и, примыкающих к нему акваторий. Известно, что континентальное и островное обрамление Тихого океана образует гигантскую планетарную рудоносную структуру, в которой сосредоточены подавляющие или весьма значительные мировые ресурсы олова, вольфрама, висмута, молибдена, меди, сурьмы, ртути, золота, серебра, свинца-цинка и др. металлов, а также серы, фосфоритов и др. видов нерудного сырья. В пределах Тихого океана обнаружены крупнейшие запасы железа и марганца, меди, никеля и кобальта, заключенные в конкрециях. В этом сегменте Земли находится свыше 200 морских нефтегазовых месторождений, составляющих около 10 проц. общемировой добычи нефти и газа.

9. Наиболее удачным видом обобщения закономерностей размещения формационных рядов в связи с геолого-структурным и геолого-геофизическим районированием следует считать «Структурно-формационную карту Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» в масштабе 1:10000000, составление которой необходимо начать в самое ближайшее время.

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

(ГИН АН СССР)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЛОЖА ОКЕАНОВ

1. В последние годы установлена значительная сложность тектонического строения ложа океанов. Выяснено также большое различие в структурных чертах дна разных океанов: дно океанов тектонически также не сходно, как неодинаковы материки. Для Тихого, Атлантического и Индийского океанов нужно считать обоснованным разделение дна на океанические подвижные пояса и тектонические области, лежащие за их пределами, которые предлагается называть талассогенами.

2. Океанические подвижные пояса неодинаковы по тектоническому положению и свойствам. В Атлантическом океане такой пояс занимает срединное положение; в двух других океанах подвижные пояса расположены иначе. Восточно-Тихоокеанский подвижный пояс (талассоарсис) не обладает центральной рифтовой долиной, как, например, Срединно-Атлантический (по крайней мере, на значительном его протяжении). Обычно подвижные океанические пояса выражены в рельефе дна сводовыми поднятиями, но в Тихом океане между экватором и Калифорнией пояс выражен на океанском дне в виде шрама. Указанные и другие особенности должны учитываться при тектоническом районировании океанических подвижных поясов.

3. Термин «талассоген» предлагается взамен термина «талассократон». Ни по форме, ни по тектоническим свойствам (динамичность структурообразования) площади дна океанов, сопряженные с океаническими подвижными поясами, не могут отвечать понятию «щит» (кратон). Отдельные участки талассогенов (и океанического ложа вообще) разновозрастны. Среди них, при исследовании, могут быть выделены остаточные элементы, участки длительного развития, новообразованные, древние, молодые и т. д.

Накопившийся опыт позволяет различать в пределах ложа океанов следующие структурные образования: сводовые и глыбовые поднятия, краевые валы, океанические плиты и ряд других типов структурных форм.

4. Конкретное тектоническое районирование дна океанов иллюстрируется тектонической картой Тихоокеанского сегмента Земли (1970).

И. П. АТЛАСОВ, Ю. Г. КИСЕЛЕВ,

Я. И. ПОЛЬКИН

(НИИГА)

РЕЛИКТЫ СТРУКТУР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА В ПРИТИХООКЕАНСКОЙ ЧАСТИ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Геолого-геоморфологические и геофизические данные последних лет устанавливают наличие в пределах притихоокеанской части Арктического бассейна фрагментов структур кон-

тинентального типа, что хорошо согласуется с представлениями о существовании в прошлом гипотетической Гиперборейской платформы.

В рельефе дна рассматриваемой части Арктического бассейна выявлен ряд положительных и отрицательных морфоструктур. К первым относятся: Чукотское поднятие (массив Шатского), горстовые морфоструктуры подводного хребта Менделеева, плоскогорье Альфа (Север) и подводного хребта Ломоносова; ко вторым — котловины: Канадская, СП, Подводников (впадина Толля), Макарова.

Положительные морфоструктуры характеризуются субконтинентальным типом коры. В разрезе земной коры их установлено три структурных комплекса, залегающих выше «базальтового» слоя. Верхний комплекс представлен осадочными породами с граничными скоростями 1,6—4,5 км/сек. Он состоит из двух этажей, разделенных слабо выраженным угловым несогласием, не дислоцирован и является платформенным чехлом. Средний комплекс с граничными скоростями 5,1—6,1 км/сек — складчатый на хребтах Ломоносова и Менделеева и отчасти на плоскогорье Альфа и нескладчатый в других местах. Нижний комплекс, характеризующийся граничными скоростями 6,3—6,5 км/сек, относится к гранитному слою и сопоставляется с кристаллическим фундаментом.

Отрицательные морфоструктуры характеризуются субокеанической корой. В их пределах, выделенный средний структурный комплекс развит только по периферии этих морфоструктур и лишь верхний комплекс залегает повсеместно, иногда непосредственно на «базальтовом» слое.

Мощность земной коры на Чукотском поднятии колеблется в пределах 28—30 км, на хребтах Менделеева и Ломоносова — 15—20 км, на плоскогорье Альфа достигает 15 км, в районе котловин Подводников (Толля) и Макарова 10—15 км, в районе Канадской впадины — 7—10 км.

Области с неглубоким залеганием нижнего (кристаллического) комплекса установлены на ряде участков хребта Ломоносова, плоскогорья Альфа, хребта Менделеева и на Чукотском поднятии. Из указанных мест со дна акватории были подняты обломки гнейсов и кристаллических сланцев. На участках с маломощным осадочным чехлом собраны обломки терригенных и карбонатных пород, соответствующие по облику раннефанерозойским отложениям, а из сплошного развития платформен-

ного чехла, помимо донных осадков — обломки песчаников с угольной крошкой, аргиллиты и долериты близкие по облику верхнему палеозою, мезозою и кайнозою.

Все это дает право полагать, что выделенные в разрезе земной коры структурные комплексы имеют определенную вещественную и возрастную характеристику. Так, например, нижнему структурному комплексу предположительно соответствуют гнейсы и кристаллические сланцы докембрия, среднему — терригенно-карбонатные породы раннего и низов среднего палеозоя. Этот комплекс местами деформирован в складки. Нижний этаж верхнего комплекса характеризуется уплотненными карбонатно-терригенными породами, по-видимому, позднесреднепалеозойско-раннемезозойского возраста платформенного развития, а верхний этаж комплекса представлен рыхлыми и слабо уплотненными терригенными образованиями позднемезозойско-кайнозойского возраста. Это, в свою очередь, позволяет остановиться на гипотезе о существовании Гиперборейской платформы, но не в понимании Г. Штилле и Н. С. Шатского как целостного структурного элемента, а в виде реликтов когда-то единой, возможно эпикаледоно-герцинской платформы с гетерогенным фундаментом, где Канадская впадина представляла собой возможно наиболее древнюю часть фундамента со складчатостями структурами нижнего комплекса, в смежных зонах с которой формировались складчатые структуры среднего комплекса. В кайнозое, в связи с активизацией тектонических движений, произошло интенсивное дробление платформы, сопровождавшееся эпиплатформенным горообразованием и формированием современных положительных и отрицательных форм рельефа дна бассейна. При этом основные разломы совпали с более древними, оконтуривавшими когда-то древние массивы. Впоследствии в опущенных блоках произошла «базификация» «гранитного» слоя.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР СООТНОШЕНИЯ УРАЛО-СИБИРСКОГО, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

1. Область Урало-Сибирского и Центрально-Азиатского складчатых (геосинклинальных) поясов, а также их продолжение к востоку, представляют тектонические формы земной коры, образованные в океанской области, прекратившей свое существование непосредственно перед заложением геологических зон Тихого океана.

2. Этот древний океанический бассейн имел общее широтное простирание и геологические структуры, созданные здесь, ориентированы по тому же направлению (кроме частных направлений вокруг ядер консолидации больших и малых платформ).

3. Предполагается, что большие древние платформы северного полушария (Русская, Сибирская и Северо-Американская) образованы в этом же океаническом бассейне, но документированная стратиграфическим разрезом и органическим ископаемыми остатками история его развития имеется, в пределах Азии, только от начала верхнего протерозоя (рифей). При чем документация отличается исключительной полнотой и достоверностью.

4. Строение складчатых зон рифей-палеозоя в Северной Азии определяется двумя рядами докембрийских платформ. Северный ряд составляют Русская и Сибирская платформы, Колымский и Северо-Чукотский массивы.

Южный ряд составляют малые платформы — массивы, но образующие очень плотный пояс, протянувшийся от Каспийского моря до Тихого океана: Северо-Усть-Ортинский, Южно-Тургайский, Амударьинский (Байсумский), Таримский, Ордосский, Шаньдунский, Корейский. Оба пояса оборваны мезозой-кайнозойскими структурами Тихоокеанской области, но, очевидно, продолжались в Северную Америку.

Ряд древних массивов имеется и во внутренней геосинклинальной области — Балхашский, Тобольский, Монголо-Алтайский, Бурейнский, они нарушают линейность в расположении геосинклинальных зон, создавая скрученные структуры (с преобладанием магматического материала).

5. Наиболее выдержанные линейные геологические зоны, исключительно миогеосинклинального характера, подчинены поясу центральноазиатских малых платформ.

При этом к области палеозойской складчатости (т. е. к области северных зон Тетиса) относятся северные, Тяньшаньские зоны и их продолжение к востоку, а южные, Гималайские зоны были дислоцированы и подняты выше уровня моря только в палеогене. Геосинклинальные зоны имели вид узких трогов, выдержанных по простиранию. Нижнекембрийский трог с осадками ваадиеносного горизонта, и известняки выше его прослежены на всем протяжении пояса, от Южного Тургая до побережья Кореи. По составу донной фауны доказано распространение рассматриваемых широтных зон в западную часть Северной Америки почти до конца нижнего карбона.

6. Внутренние рифейские и палеозойские зоны имеют существенно эвгеосинклинальную структуру, первоначально более однородную, а затем дифференцируются с приобретением ряда местных индивидуальных особенностей. Сокращение и дробление океанского бассейна на внутренние водоемы в течение палеозоя началась с середины нижнего кембрия, а особенно интенсивно с нижнего ордовика. С среднего ордовика и до завершения морского развития в московском веке морские отложения почти исключительно мелководные терригенно-карбонатные (кроме Урала), но с фауной открытого моря. Орогенный комплекс как каледонид, так и герцинид изобилует эффузивами и интрузиями.

7. Со временем московской складчатости (середина московского века) основная часть рассматриваемой области превращена в континент и вероятно одновременно начинается формирование Тихоокеанской меридиональной геосинклинальной системы.

8. Тихоокеанские геологические зоны Дальнего Востока СССР целиком лежат на фундаменте, сложенном структурами древнего рифей-палеозойского широтного складчатого пояса Сибири и Центральной Азии, простиравшемся без перерыва от Русской до Северо-Американской платформ.

Очевидно, что от характера взаимоотношений с комплексами этого древнего пояса, в первую очередь зависит форма развития геологических Тихоокеанских зон, состав их разреза, проявление магматизма и оруденение. Наиболее характерны наложенные разломные мозаичные структуры, сложенные магматическими образованиями, аналогичными породам вулканоплутонических ассоциаций карбона и перми Казахстана и Монголии.

В. Г. БОНДАРЧУК, Н. Н. ТРАЩУК

(ИГН АН УССР)

СТРУКТУРА ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ И МАТЕРИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В свете структурно-геоморфологического анализа строения тектоносферы Восточной Азии и прилегающих территорий дна Тихого океана раскрываются важнейшие геолого-исторические закономерности образования земной коры и развития ее структуры. На них основан предварительный кодекс геологических законов, имеющих общее значение также и в других отраслях естествознания.

В модели структуры тектоносферы древнейшим геологическим образованием является сима-базальтовая или океаническая земная кора. Она имеет глобальное распространение и представляет основу (субстрат) всех последующих геологических комплексов. Внутри андезитовой линии Тихого океана океаническая кора в течение геологической истории не пребывала в условиях континентального развития, сохраняет особенности первичной структуры и рельефа планеты. Территорию между андезитовой линией и береговой зоной характеризуют особенности взаимовлияния океанического и материкового развития.

Базитовые минеральные объединения (ассоциации) океанической коры представляют продукты спекания, плавления и вулканогенной дифференциации первичного планетарного вещества.

Спалитическая или материковая земная кора образовалась в процессе взаимодействия вулканогенных минеральных масс,

воды, атмосферы и живых организмов. Осадочные толщи, в условиях тектонических движений, подвергались литификации, метаморфизму и другим изменениям. Возникали вторичные, преимущественно кислые, магмы и интрузии гранитоидов. Они кахальное или региональное распространение. Слагают геологические тела, структуры и структурные ансамбли.

Историко-структурные последовательные формы развития спалической или материковой земной коры представляют: подводные вулканические образования — вулканические острова — островные дуги — океанические острова или малые материки — материки. Формирование материковой коры — процесс прогрессивный. Разрастание ее происходит путем последовательного объединения в определенных тектонических условиях отдельных структурных образований и их комплексов.

В структуре щитов и складчатых зон древнейшие элементы составляют массивы, иначе, начальные островные сооружения, нарощенные более поздними структурными этажами. Это соответственные (гомологичные) образования с островными дугами и межостровными или геосинклинальными бассейнами. Они прослеживаются в строении всех разновозрастных структурных этажей всех складчатых зон.

Структурно-геоморфологический анализ строения спалической земной коры неопровержимо свидетельствует о закономерном ее развитии, включающем комплексы начальных океанических структур — вулканические острова и межостровные геосинклинальные прогибы, древние объединения этих структурных комплексов — платформы, подвижные складчатые зоны неоген, включающие реликты древних структур, дислоцированные толщи осадков субгеосинклинальных бассейнов и наложенных впадин, характеризующиеся рельефом от плоских низменностей до горных сооружений, приподнятых на разную высоту над уровнем океана.

Раскрытые закономерности являются основой для адекватных действительности реконструкций геологического прошлого и теории прогноза минеральных концентраций.

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА И ПРОБЛЕМА ПРОГИБАНИЯ ЕГО ЛОЖА

Сделанные расчеты возможного размаха перемещений уровня океана в геологическом прошлом для различных вариантов влияния ряда факторов, в частности при условии:

1) постоянства размеров материкового и океанического блоков коры; 2) разрастания материкового блока и сокращения океанического; 3) гравитационной контракции Земли.

Наиболее необратимое влияние оказывает рост гидросферы. Поднятие уровня при этом усиливается под влиянием необратимого же, по мнению автора, процесса разрастания материков, а затем — накопления пелагических осадков и продуктов подводного вулканизма. Иногда обратимыми является влияние со стороны развивающихся на дне океана таких «вторичных» форм рельефа, как срединные хребты, валы, зарождающиеся островные дуги, глубоководные желоба. Гляциоэвстатические колебания обладают наиболее выраженным обратимым характером.

В течение всей истории Земли уровень океана непрерывно поднимался; процесс этот осложнялся влиянием обратимых факторов, особенно гляциоэвстатических, иногда понижавших уровень до 100—250 м. В раннем палеозое уровень океана был почти на 1000 м, в начале мезозоя — на 500 м и в начале кайнозоя — на 350 м ниже современного. Трансгрессии и регрессии не подчиняются глобальным циклам тектогенеза, которые сами по себе вызывают сомнения.

Оценки суммарной амплитуды перемещений уровня океана, сделанные для различных геологических эпох и геохронологических дат, не требуют привлечения для их объяснения гипотезы прогиба ложе океанов. Геологические данные, обычно используемые для обоснования наличия на дне океана и глубоких морей субазральных форм рельефа и мелководных условий седиментации, или недостоверны, или могут быть ис-

толкованы не в пользу гипотезы, прогибания. Гайоты не могут служить доказательством общего погружения ложа Мирового океана, т. к. еще Г. Менард показал наибольшую возможность их образования в зонах локальных движений океанического дна. Локальные движения особенно сильно проявились в дифференциально-подвижных поясах, включающих современные геосинклинальные области.

В пределах этих поясов большая мощность отложений и нахождение даже на больших глубинах признаков субэкральных и мелководных процессов, может указывать лишь на локальные перемещения дна, но не на общее погружение ложа океанических водоемов.

Л. П. ЗОНЕНШАИН

(НИИ Зарубежгеология)

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ НА НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ, КАК АНАЛОГИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Эвгеосинклинальные зоны являются обязательной принадлежностью складчатых областей, представляя собой то общее звено, которое объединяет различные типы этих областей. Поэтому эвгеосинклинальные зоны можно рассматривать в качестве основных носителей геосинклинального процесса. В развитии всех эвгеосинклинальных зон четко обособливаются две стадии: 1) начальная, отмеченная формированием офиолитового комплекса и зеленокаменным метаморфизмом и 2) зрелая, характеризующаяся дифференциацией обстановки, накоплением флишево-граувакковых (турбидитных) осадков, андезитовым магматизмом и прогрессивным метаморфизмом. Магматические продукты обеих стадий имеют глубинное, мантийное происхождение. Интенсивный метаморфизм свидетельствует о высоком тепловом потоке. Следовательно, в эвгеосинклинальных зонах осуществляется вынос на поверхность вещества и энергии земных глубин. В их пределах формируется новая кора в полном объеме, включая «базальтовый» и «гранитный» слои. Создание «базальтового» слоя относится к начальной стадии, продукты которой представляют собой остатки океанической коры.

Существует большая аналогия между эвгеосинклинальными зонами на начальной стадии их развития и современными океаническими хребтами. В этих последних установлено присутствие спилитов, диабазов, испытавших зеленокаменное изменение, серпентинизированных альпийотипных гипербазитов и уралитизированных габбро, т. е. той же офиолитовой ассоциации, что и в эвгеосинклинальных зонах. Многие особенности, присущие океаническим хребтам, обнаруживаются и в эвгеосинклинальных зонах. В них также фиксируются высокий тепловой поток и условия растяжения (на начальной стадии). Глубинное строение эвгеосинклинальных зон (на примере Урала и, отчасти, Альп) близко к строению океанических хребтов: в них обоих выявляется присутствие аномального слоя (разуплотненной мантии) с сейсмическими скоростями 7,3—7,6 км/сек. В ряде прошлых эвгеосинклинальных зон удается восстановить древние рифтовые долины, которым, например, в рифейско-кембрийских зонах Алтае-Саянской области отвечают узкие офиолитовые пояса, приуроченные к глубинным разломам. Закономерная смена более древних офиолитовых комплексов более молодыми по направлению от края к центру некоторых эвгеосинклинальных зон (например, среднепалеозойской Южно-Монгольской) позволяет реставрировать в «ископаемом состоянии» явление растекания (расширения) морского дна, столь ярко выраженное в современных океанических хребтах.

В случае справедливости сопоставления эвгеосинклинальных зон с океаническими хребтами могут быть хорошо увязаны между собой данные континентальной и океанической геологии.

М. В. КЛЕНОВА

(ИО АН СССР)

ДИСИММЕТРИЯ ЗЕМНОГО ШАРА И ТЕКТНИКА ОКЕАНИЧЕСКИХ ПРОСТРАНСТВ

1. Дисимметрия земного шара—давно известный факт. Она проявляется в распределении материков и океанов—материки преимущественно в северном и западном полушариях, океаны—в южном и восточном. Материки сужаются к югу, океаны к

северу. К проявлению дисимметрии относится и трехосность земного эллипсоида, длинная ось которого выходит в Тихий океан. Помимо географов на важное значение дисимметрии обращали внимание В. И. Вернадский, Б. Л. Личков, В. А. Магницкий, П. С. Воронов и другие.

2. Широко признанное сейчас представление о «холодном» происхождении Земли, как и других планет, из роя метеоритов или газово-пылевого облака, равно как и идея о происхождении из раскаленной туманности не объясняет происхождения дисимметрии, так как и в том, и в другом случае должно было образоваться симметричное тело вращения, если составившие его компоненты были малы по сравнению с ним.

3. Чтобы объяснить дисимметрию, имевшую место на протяжении всей геологической истории, приходится предположить ее первичную природу. Если Земля образовалась из небольшого количества (вероятно 3) сравнительно крупных тел, которые сблизившись слились между собой, то образованная ими достаточно большая планета оказалась способной удерживать силами гравитации более мелкие частицы, а также жидкую и газообразную фазы. Так закончилась первая стадия развития Земли до—планетная или, по Б. Л. Личкову, астероидная.

4. На астероидной стадии поверхность планеты, как и поверхность Луны в настоящее время, подвергалась постепенному разрушению космическими факторами, но одновременно в большом космическом теле под влиянием гравитации начал действовать механизм «зонной плавки» (по А. П. Виноградову). В глубоких частях планеты ареной его действия явились поверхности стыка крупных астероидов, где необходимая энергия получалась за счет гравитационного давления. На поверхности работала «энергия измельчения», которое происходило за счет попеременного охлаждения и нагревания, наведенной радиоактивности, солнечного ветра и пр. Продукты измельчения постепенно накапливались в пониженных участках неровной поверхности. Достигая определенной мощности, которая может быть рассчитана, мелкие частицы с большой поверхностной энергией начинали уплотняться, прогревались, выделяли жидкую и газообразную фазы и легкоплавкие составные части, образуя первичные вулканы. Эту стадию развития планеты можно назвать «кратерной». На Луне в связи с отсутствием воды и атмосферы она продолжается до сих пор, но на Земле была сравнительно непродолжительной.

5. Постепенное накопление воды и атмосферы убыстрило процессы выравнивания поверхности. Мощные толщи рыхлого материала уносили в глубинные слои энергию измельчения и поверхностную радиоактивность. Прогреваясь, они давали начало первичным геосинклиналям вокруг прежних выступов астероидов, которые превратились в ядра щитов. Так Земля вступила в геологическую-геосинклинальную стадию развития. История материков, развивавшихся вокруг щитов, известна во многих подробностях.

6. История же пониженных участков поверхности бывших астероидов не может быть выяснена без представления о развитии и накоплении астеносферного слоя, т. е. слоя пониженной плотности. Одновременно с процессом выравнивания поверхности в глубоких частях планеты продолжалась дифференциация вещества по плотности и перестройка его под действием повышенного давления. В поверхностных слоях накапливались более легкоплавкие части подкорового вещества. Формирование астеносферы приводило к постепенному растворению корней первичных горных цепей. В этот процесс вовлекались глубинные части выступов—реликтов астероидов, они теряли свои корни и в процессе приспособления к ротационному режиму разламывались на отдельные части, которые раздвигались при постепенном изменении формы геоида. В процессе того же приспособления к ротационному режиму более пластичные слои верхней мантии выпячивались в участках первичных понижений между астероидами. Здесь не было глубоких корней материковой коры и могла образоваться океаническая кора. Так началась океаническая стадия развития земного шара.

7. По-видимому, древнейшие части щитов — выступы астероидов мало перемещались по земному шару. В ходе приспособления к изменяющейся фигуре Земли, обрастающие их материковые платформы и складчатые зоны разламываются на части, раздвигаются в области Атлантического и Индийского океанов и наползают с двух сторон на Тихий океан. В целом, в связи с дифференциацией земного вещества идет процесс океанизации, так как количество морской воды и площадь океанов увеличиваются.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВЫХОДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НА СРЕДИННОМ АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ В СВЯЗИ С РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКОЙ И СООТНОШЕНИЕ РАЗЛОМОВ С КОНТИНЕНТАМИ

Срединный Атлантический хребет слагают различные магматические породы от ультраосновных (от 36 проц. кремнезема) до кислых (до 72 проц. кремнезема). Их выходы на поверхности дна и распространение той или иной группы пород связаны с двумя системами разломов: 1) с продольной, которой соответствует рифтовая или медианная долина хребта, и 2) с поперечной, которая образует широтные, наиболее глубокие, линейные впадины хребта (Романш, Вима и др.).

В продольных разломах широко развиты обнажения пород базальтовой группы, главным образом, шаровых лав застывших базальтовых потоков, а также диабазов и долеритов. Характерны в некоторых местах зеленокаменные изменения, которые, по нашему мнению, связаны с динамометаморфизмом вследствие сдвига и сопутствующего ему сжатия пород.

С разломной тектоникой, а именно с пересечениями продольных разломов поперечными, связана деятельность подводных вулканов. Небольшие участки дна здесь покрыты вулканическими россыпями, которые сложены или скорлуповатыми обломками и свежими сфероидальными образованиями черного вулканического стекла (мелкозернистый материал на одну треть представлен палагонитом) или продуктами с трахиандезитовым составом. Исследование действующего подводного вулкана в районе Азорских островов показало, что состав базальтовых лав изменяется от досовременных к современным в сторону увеличения содержания кремнезема (от 41 до 49 проц.), окиси калия, (от 0,1 до 1,0 проц.) и уменьшением количества окиси магния (от 11 до 6 проц.), никеля, ванадия, циркония, стронция. Здесь же поднята гибридная порода, содержащая

всего 2,0 проц. кремнезема и 15 проц. окиси магния. Эксплозивные продукты имеют состав трахиандезитового стекла.

С системой поперечных разломов связаны выходы габбро-перидотитового комплекса. Эти породы сильно раздроблены и, по-видимому, залегают в основании геологического разреза поперечных разломных зон. Здесь развиты также выходы толеитовых шаровых лав (в экваториальной части хребта встречены щелочные оливиновые базальты), распространены тектоническая и осадочная брекчии, в последней обломки базальтов погружены в известковый цемент. Сильно раздробленные сланцеватые известняки, вероятно, синхронны с этим брекчиями или перекрывают их. Диориты встречены в ассоциации с базальтами и габбро-перидотитами севернее Азорских островов. Там же на флангах хребта найдены небольшие обломки биотитового гранита.

Породы, обнажающиеся в линейных поперечных разломах, по их узким, вытянутым с запада на восток небольшим ареалам, напоминают участки мезозойской коры в Альпийской геосинклинальной области. Это сходство усиливает тем обстоятельством, что в линейных широтных впадинах хребта кайнозойские осадки имеют специфический состав. Начиная, по крайней мере, с миоцена или даже с эоцена, они обогащены продуктами разрушения ультрабазитов, которых особенно много в турбидитных песчано-алевритовых прослоях, содержащих более 15,0 проц. окиси магния. Минералогически они в значительной мере состоят из серпентина, хлорита, энстатита, диопсида. Встречаются уралитизированные пироксены, хромшпинель, иногда единичные зерна шорломита и др. Установлено, что таких отложений нет ни в рифтовой долине, ни на гребне хребта, ни в глубоководных котловинах. Эти кайнозойские осадки приурочены только к поперечным впадинам хребта и напоминают флиш лигурийского побережья Италии.

Крупные поперечные разломы прослеживаются в обе стороны от хребта и достигают материковых окраин по обе стороны океана, где они проявляются особенностями рельефа дна, выходами ультраосновных и вулканических пород, сдвиговыми нарушениями на побережье. Исследованием серпентинизированных перидотитов банки Горриндж, на стыке Азорской поперечной структуры с материковым блоком Европы, установлено их петрографическое сходство с аналогичными породами Среднего Атлантического хребта и массива Сьерра Ронда в Альпийской геосинклинальной области.

Поперечные линейные разломы Атлантики унаследовали древний структурный план, происхождение которого, по-видимому, связано с движением Земли как космического тела. Пегрографически более молодая медианная система разломов накладывается на структурный план линейных разломных зон, формируя современную структуру гребня Срединного Атлантического хребта.

О. К. ЛЕОНТЬЕВ,* С. М. АЛЕКСАНДРОВ

(МГУ*, ИГ АН СССР)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН МЕЖДУ МАТЕРИКАМИ И ОКЕАНАМИ

1. Расчленение земной поверхности на материковые поднятия и океанические впадины является одной из важнейших черт глобального рельефа. Переходная зона между материками и океанами захватывает более 10 проц. всей площади Земли.

2. Проблема пространственного выделения переходных зон дискуссионна, что прежде всего отражается в терминологии. Употребляются термины: «тип океанической границы», «тип океанической периферии», «зона стыка», «зона сочленения», «зона перехода». Рассматривая эти понятия, следует признать, что для западной части Тихоокеанского тектонического пояса термин «переходная зона» является наиболее приемлемым.

3. Еще более дискуссионной является проблема генезиса переходных зон (известные концепции Г. Д. Афанасьева, В. В. Белоусова, Н. П. Васильковского, П. Н. Кропоткина, Б. А. Петрушевского, Г. Б. Удинцева). Для выяснения тенденции развития переходных зон необходимо изучение их разновозрастных элементов.

4. По геоморфологическим особенностям выделяются два основных типа перехода от океана к матерiku: атлантический и тихоокеанский. Это разделение отражает существенные геоморфологические, историко-геологические, петрохимические, тектонические и геофизические различия между Атлантическим (Евразийским) и Тихоокеанским сегментами геоида (глобальная диссимметрия).

5. Особенности атлантического типа перехода от океана к материку наиболее отчетливо проявляются при анализе строения подводной окраины материков Северной Америки и Европы (К. Эмери, Э. Буллард, А. В. Ильин). Граница между материками и океаном совпадает здесь с краем материкового подножья, где происходит резкая смена земной коры материкового типа океанической корой. По существу здесь отсутствует зона перехода, а имеет место «стык» материка и ложа океана. Сходный тип сочленения материков и ложа океанов отмечается и в Южной Атлантике (за исключением Западной Антарктиды и примыкающих к ней островных дуг), в Северном Ледовитом и в Индийском океанах.

Определенным своеобразием отличаются некоторые участки, где к материку выходит срединно-океаническая рифтовая зона — георифтогеналь (Г. Б. Удинцев, 1968) здесь край материковой платформы характеризуется сильной раздробленностью, образуется бордерленд, примером чего служит район Красного моря и Аденского залива в Индийском океане, район Калифорнийского залива в Тихом океане. Последний является единственным отрезком Тихоокеанского пояса, лишенным желобов и глубокофокусных землетрясений. Большинство исследователей объясняют своеобразие рельефа этих районов поддвиганием срединноокеанического хребта под материк.

6. Термин «переходная зона», употребляемый для обозначения тихоокеанского типа перехода от океана к материку, в геотектоническом отношении является синонимом термина «современная геосинклинальная область», и имеет не только пространственный, но и временной смысл. Именно здесь происходит сложный и мало изученный процесс превращения одного типа земной коры в другой (по мнению авторов — процесс перехода океанической коры в материковую).

7. Особенности тихоокеанского типа переходной зоны видны на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса. Здесь выделяется западно-тихоокеанский подтип переходной зоны, отличный от других выделяемых подтипов — восточно-тихоокеанского, карибско-индонезийского, средиземноморского.

К западно-тихоокеанскому подтипу переходной зоны относятся Алеутская, Корякская, Курило-Камчатская, Японо-Сахалинская, Рюкю-Тайваньская, Филиппинская, Идзу-Бонинская, Марианская, Южно-Меланезийская области. В этих областях наблюдается полный набор основных элементов рельефа: глубоководная котловина, островная дуга, глубоководный желоб,

окраинный вал. Отсутствие того или иного элемента рельефа есть результат специфики развития переходной зоны.

По особенностям морфологии выделяются следующие разновидности переходной зоны западно-тихоокеанского типа: витязевская (Южно-Меланезийская область), марианская (Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга-Кермадекская области), курильская (Алеутская, Курильская, Рюкю-Тайваньская области), японская (Камчатская, Японо-Сахалинская, Филиппинская области), корякская. От витязевской к корякской разновидностям возрастает значение материковых элементов в строении переходной зоны.

8. Существующие представления на строение северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса (в границах, предложенных Ю. М. Пуцаровским и М. В. Муратовым) иллюстрируются схемой сопоставления геоморфологических элементов, тектонических структур и основных геофизических полей по профилю: материковая платформа — разновозрастные складчатые сооружения — островные дуги — океаническая платформа.



Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

(МГУ)

ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЙ РИФТОВЫХ ЗОН ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

1. Рифтовые зоны (р. з.), наряду с геосинклинальными областями, представляют планетарные зоны наиболее высокой тектоно-магматической активности. Они развиваются в условиях горизонтального расширения, глубинного восходящего движения вещества и высоко термического режима.

Среди р. з. по особенностям тектонического положения и глубинного строения можно выделить три основных категории — океанические (внутриокеанические), межконтинентальные (р. з. Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов) и континентальные (внутриконтинентальные).

2. Континентальные р. з. могут возникать как после длительного платформенного развития (эпиплатформенные р. з.), так и в пределах молодой складчатой области (эпигорогены)

р. з.). Они характеризуются сравнительно небольшим масштабом горизонтального расширения, локализованного в эпиплатформенных р. з. в единичных крупных грабенах, а в эпипорогенных р. з. рассредоточенного среди ряда более мелких грабенов и горстов («клавиатура блоков»). Роль сопутствующего рифтогенезу вулканизма может сильно варьировать от огромного его масштаба в сводово-вулканических р. з. до локальных и спорадических вулканических проявлений или полного их отсутствия в слабо-вулканических и не-вулканических, р. з. С интенсивностью вулканизма коррелятивно связаны особенности структур и история деформаций р. з.: вулканические р. з. отличаются большой ролью сводов, осложненных сравнительно неглубокими грабенами, а слабо—или не-вулканические р. з. —развитием глубоких грабенов при подчиненной роли сопутствующих поднятий.

3. Межконтинентальные р. з. характеризуются большим масштабом горизонтального расширения, приведшего к разобщению глыб материковой земной коры, и представляют результат дальнейшего развития континентальных р. з., как эпиплатформенных (Красноморская и Аденская р. з.), так и эпипорогенных (Калифорнийская р. з.).

4. Океанические р. з., в двух местах непосредственно связанные с межконтинентальными (северо-западная часть Индийского и восток Тихого океана) отличаются еще большим масштабом рифтогенеза и, по-видимому, отвечают еще более «зрелой» стадии этого процесса. Судя по тектонической структуре обрамляющих материковых массивов, океанические р. з., подобно континентальным и межконтинентальным, могли первоначально возникать как в пределах докембрийских платформ (р. з. Южной Атлантики и Западной части Индийского океана), так и в пределах палеозойских эпигеосинклинальных складчатых поясов (р. з. Северной Атлантики и Арктики). В этих случаях рифтогенез, очевидно, играет ведущую роль в формировании впадин молодых «вторичных» океанов. Наряду с этим можно допустить, что некоторые океанические р. з. (например, Тихого океана) возникают в пределах уже существовавшего к этому времени талассократона.

5. Как р. з. океанов, так и р. з. континентов сочленяются между собой в весьма протяженные (тысячи км) рифтовые пояса (р. п.). Некоторые р. п. объединяют как континентальные, так и межконтинентальные р. з. (Африкано-Аравийский, Кордильерский р. п.) Р. п. океанов и большинство р. п. континен-

тов связываются в единую мировую рифтовую систему протяженностью более 60000 км. В этой системе большинство океанических р. п. играют роль главных, осевых стволов, а некоторые океанические р. п. (например, Западно-Индийский) и большинство материковых р. п. образуют их «слепые» окончания или боковые ответвления. Большая часть боковых ветвей, за исключением соединительных звеньев, располагается приблизительно параллельно осевому океаническому р. п., с которым они связаны. Однако в пределах материков известны отдельные изолированные р. п. или р. з. (например, Байкальский р. п., Камбейская р. з.). Возможно, что изолированные р. п. или р. з. будут выявлены и в пределах океанов.

6. В современном тектоническом плане Земли кайнозойские р. п. (зоны преобладающего горизонтального расширения) закономерно сочетаются с альпийскими геосинклинально-орогенными поясами (зонами преобладающего сжатия, как бы взаимно «уравновешивая» друг друга. Как правило, они располагаются на значительном отдалении, а на участках их взаимного сближения под углом, близким к прямому, наблюдается вырождение или даже затухание одного из этих поясов. Кайнозойские геосинклинально-орогенные пояса замыкаются или затухают при приближении к р. п. океанов (к западу от Гибралтара, к югу от Новой Зеландии и пр.), а р. п. континентов вырождаются, «утыкаясь» в поперечные к ним кайнозойские геосинклинально-орогенные пояса. Однако в некоторых случаях продолжение континентальных р. п. в той или иной форме проявляется и в пределах пересекаемого ими Альпийского геосинклинально-орогенного пояса (Северное продолжение Африкано-Аравийского р. п. в пределах Кавказа и Армянского нагорья, южное продолжение Рейнского р. п. в пределах Западного Средиземноморья).

7. Взаимоотношения разновозрастных р. п. и геосинклинально-орогенных (складчатых) поясов могут быть более сложными. Со временем последние, как уже говорилось, могут перерождаться в рифтовые с сохранением их простираия и наследованием некоторых элементов структуры (кайнозойский р. п. Кордильер на месте мезозойской Северной Америки, р. п. северной Атлантики на месте каледонид и герцинид, триасовый р. п. Западной Сибири на месте Урало-Сибирского палеозойского складчатого пояса и пр.).

По-видимому, в истории Земли, по крайней мере, в прошлом, происходил и обратный процесс перерождения р. з. и р. п.

в геосинклинальные прогибы и пояса, а позднее—в складчатые зоны. Миниатюрную модель этого процесса мы имеем в палеозойском авлакогене (рифте)—миогеосинклинальном прогибе—складчатой зоне Большого Донбасса.

8. В пределах континентов, помимо кайнозойских, в последнее время, выявляется ряд более древних генераций р. з. и р. п.—позднемезозойских (Восточная Канада, Западная Африка), раннемезозойских (юго-восточная Африка, Индостан, Западная Сибирь и др.), а также поздне-и среднепалеозойских и т. д. В настоящее время эти древние грабенообразные структуры разобщены и обрываются к краям впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, но первоначально, подобно большинству современных континентальных р. п., вероятно, служили ответвлениями главных р. п., существовавших в пределах нынешних океанов в мезозое (а в северной Атлантике, возможно, с девона), и, таким, образом, являются фрагментами разновозрастных рифтовых систем, впоследствии разрушенных в процессе дальнейшего расширения океанических впадин. Главные р. п. Земли в прошлом, по крайней мере в фанерозое, как и ныне, по-видимому, закономерно сочетались с геосинклинально-орогенными поясами. Их совместная реконструкция представляет интересную и важную задачу палеотектонического исследования.

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

(ГИН АН СССР)

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПРОГИБЫ НА ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

При составлении «Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли» автором была намечена типизация структурных элементов во внешней (удаленной от океана) зоне кайнозойской геосинклинальной системы. Было установлено, что в разных районах Восточной Азии и Америки по границе с мезозоидами (или областями интенсивных мезозойских дислокаций и магматизма) располагаются однотипные мезокайнозойские прогибы, подобные Западно-Сахалинскому. Это протяженные линейные прогибы асимметричного строения, длительно

развивавшиеся в зоне перехода между континентом и океаном. Их заложение произошло в конце юры или в мелу, во время крупной структурной перестройки, связанной со становлением складчатых областей мезозойд, расширением континентальных площадей и оттеснением геосинклинальных структур в сторону Тихого океана. Процесс замыкания прогибов и основные дислокации были связаны с концом неогена-четвертичным периодом и сейчас еще не закончились. Современные геосинклинальные структуры, окружающие ложе Тихого океана, имеют иное расположение, иногда секущее по отношению к отмеченным прогибам.

Сходство разрезов разных прогибов свидетельствует об общности условий осадконакопления на периферии Тихого океана в меловое и кайнозойское время. Отложения мела, палеогена, неогена и местами плейстоцена (до 10 км и более) залегают без существенных несогласий. Они имеют миогеосинклинальный характер и представлены морским терригенными и глинистыми породами (иногда нефте- и газоносными). Эти породы могут фациально замещаться континентальными образованиями с углями, часто грубообломочными, напоминающими по характеру отложения орогенного комплекса. Такие образования обычно имеют аллохтонное происхождение и появляются на участках, прилежавших к областям интенсивного поднятия и дислокаций. Их накопление характеризует тектонический режим соседней области, а не самого геосинклинального прогиба.

Образование горизонтов туфогенных пород (местами лав) и следующих выше кремнисто-глинистых толщ также нельзя связывать только с особенностями самого прогиба. Основные источники туфогенного материала устанавливаются в пределах вулканического пояса, проходящего вдоль границы прогиба со складчатой областью мезозойд. Выявляется тесная связь в развитии отрезков вулканического пояса и таких прогибов как Пенжинский, Западно-Сахалинский, Орегона-Ваши и т. д. В меловое и третичное время они существовали как парные структуры, напоминающие отчасти сочетание современных островных дуг и глубоководных желобов. В процессе развития происходило сужение прогиба и постепенное смещение его оси в сторону вулканического пояса.

Различие миогеосинклинальных прогибов и эвгеосинклинальной зоны, более близкой к океану, определилось в меловое время (в разных районах — неодновременно). Для прогибов Грейт-Вэлли, Пенжинского, Исиари-Румои, возможно, Запад-

но-Сахалинского и др. в основании миогеосинклинального разреза обнаруживаются вулканогенные и кремнистые породы, существенно не отличающиеся от разновозрастных пород смежной эвгеосинклинальной зоны. Особенно интересны данные Э. Бейли и др. о породах офиолитового комплекса (титонских и, вероятно, более древних) в основании разреза прогиба Грейт-Вэлли в Калифорнии. Разрез офиолитового комплекса по составу и мощностям горизонтов напоминает разрез земной коры современных океанов. Такое сходство свидетельствует о вероятном заложении западной части прогиба Грейт-Вэлли на коре океанического типа. В восточной и северной части отложения прогиба перекрыли гранитно-метаморфический комплекс мезозойского, т. е. образования коры континентального типа. Менее полные, но сходные данные имеются и для некоторых других мезо-кайнозойских прогибов рассмотренной группы.

Таким образом, расположение этих прогибов отвечает, вероятно, границе между Тихим океаном и окружающими континентальными площадями, существовавшей в юрско-меловое время. Сами прогибы представляли собой миогеосинклинали, нередко сочетавшиеся с отрезками вулканического пояса. Несмотря на некоторые существенные отличия, эти парные структуры напоминали структуры современных желобов и островных дуг. Смежная эвгеосинклинальная зона отвечала участкам ложа Тихого океана юрско-мелового времени. В отложениях этой зоны (например, во «францисканской формации» Калифорнии) широко распространены граувакки, кремнистые породы и толеитовые базальты, которые по мнению У. Гамильтона, характерны именно для океанических комплексов и отличаются от образований островных дуг и желобов.

Мезо-кайнозойские геосинклинальные структуры сохранились значительно лучше, чем структуры в областях более ранней складчатости. Их дальнейшее изучение и сравнение со структурами современного плана и с более древними создаст основу для применения метода актуализма при тектонических исследованиях.

В. М. МОРАЛЕВ, Е. А. ДОЛГИНОВ,

В. П. ПОНИКАРОВ
(НИИ Зарубежгеология)

СООТНОШЕНИЕ ЧАРНОКИТОВЫХ ПОЯСОВ КОНТИНЕНТОВ С ОКЕАНАМИ

1. Известно, что в протерозое и фанерозое эпиплатформенные зоны повторного орогенеза, «омоложения» радиометрического возраста пород и рифтообразования приурочены к окраинам континентов. Вместе с тем, эти зоны тектоно-магматической активизации в значительной мере наследуют положение гнейсово-гранулитовых (чарнокитовых) поясов архейского или катархейского возраста.

2. Чарнокитовые пояса характеризуются промежуточным типом строения земной коры и отвечают древнейшим зонам высокой тектонической активности и проницаемости для глубинных (подкоровых) магм. Метаморфические толщи чарнокитовых поясов рассматриваются как образования протоофиолитовой формации и могут быть противопоставлены древнейшим парагнейсовым толщам кратонов континентов.

3. Окраинно-континентальное положение чарнокитовых поясов свидетельствует о том, что эти древнейшие мобильные зоны возможно играли существенную роль в процессе разобщения континентов и океанов. Поскольку заложение поясов относится к начальному этапу геологической стадии жизни Земли, можно полагать, что контуры впадин океанов в значительной мере отвечают границам первичных неоднородностей Земли, сформировавшихся еще в космическую стадию.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС — ПЛАНЕТАРНАЯ НАДВИГОВАЯ СТРУКТУРА

Тихоокеанский подвижный пояс можно рассматривать не только как структуру взаимодействия материков и океанов, но и (косвенно, через материк) как структуру взаимодействия Атлантического и Тихого океанов.

В современно-структурном плане Тихоокеанский подвижный пояс представляет собой гигантских надвиг материков на Тихий океан. Надвигание материков на Тихий океан — явление, характерное не только для современного этапа; что весьма длительный процесс, продолжавшийся на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории развития земной коры.

Замечательной особенностью Тихоокеанского подвижного пояса является широкое распространение на его территории мезозойско-кайнозойских гранитоидных интрузий. В связи с этим внешнюю границу пояса проводят по краю ареала развития мезозойского гранитоидного магматизма (Л. И. Красный, 1968).

Проводя аналогию в развитии глубинных разломов, разграничивающих элементарные блоки материковой земной коры в пределах геосинклиналей, с развитием планетарных систем глубинных разломов, разграничивающих материк и океаны, Тихоокеанский подвижный пояс с его широким распространением гранитоидного магматизма можно рассматривать как гигантский надвиг Евразии и материков Америки на мезозойско-кайнозойском этапе на Тихий океан. Это надвигание было обусловлено расширением в процессе развития «трещины—бассейна» Атлантического океана, породившего «дрейф» упомянутых материков. Это вывод обосновывается следующими данными:

1. Герцинский этап в развитии земной коры ознаменовался новой активизацией тектонических движений. Наиболее ощу-

тимо эта активизация проявилась в общем растяжении земной коры и появлении новой планетарной трещиноватости.

2. Жесткие консолидированные массы материков системой преимущественно вертикальных глубинных разломов были расчленены на множество изолированных крупных блоков, разделенных заложившимися в их пределах новыми геосинклинальными системами. В пределах крупных блоков разломами более высоких порядков разделялись элементарные блоки (грабены и горсты). Дифференцированные движения блоков относительно друг друга создавали на одних участках дополнительные процессы сжатия, на других — растяжения. Зоны растяжения превращаются в области разрядки колоссальной внутренней энергии Земли.

3. Одной из таких зон растяжения в позднем палеозое явилась планетарная «трещина-бассейн» Атлантического океана. Имеется много фактов, свидетельствующих о том, что эта трещина возникла в каменноугольное время (Л. А. Пухляков, 1970). Создававшаяся к тому времени напряженность внутренней энергии Земли получила здесь разрядку в виде интенсивного потока огромных масс подкорового вещества по зияющей трещине на поверхность, создавая в земной коре огромную энергию бокового сжатия. Это преобразование энергии растяжения в энергию бокового сжатия в Атлантическом океане продолжалось в течение всего мезозойско-кайнозойского времени.

4. Территория Тихого океана и прилегающих к нему материков, начиная с позднего палеозоя, развивалась как сводово-глыбовая область, расчлененная преимущественно вертикальными разломами на множество блоков. Здесь преобладали зоны растяжения, о чем свидетельствуют окаймляющие Тихий океан мезозойские и альпийские геосинклинали. Длительное время энергия бокового сжатия, распространяющаяся от Атлантического океана в сторону материков (в направлении зон растяжения), не оказывала влияние на развитие этих структур.

5. Впервые энергия бокового сжатия со стороны Атлантического океана стала распространяться на структуры Азиатского материка, примыкающие к Тихому океану, в триасовое время на границе Сибирской платформы и Урало-Монгольского пояса. До этого времени энергия бокового сжатия расходовалась на замыкание сначала Западно-Европейских, а затем Урало-Монгольских герцинид. В триасе консолидация герцинид закончилась, в результате бокового сжатия замкнулись много-

численные позднепалеозойско-триасовые трещины Сибирской платформы, и единый огромный жесткий блок Евразии стал надвигаться на Тихий океан.

6. Начиная с триаса в Тихоокеанском подвижном поясе в результате надвигания материка образуются последовательно глубинные разломы, наклонные в сторону материков (а в пределах геосинклиналей—в сторону блоков ранней консолидации). С этого времени здесь проявляются преимущественно надвиговые движения блоков тектоносферы. Этим надвиганием и формированием трещин скалывания—главных подводящих каналов подкорового вещества, уходящих вглубь тектоносферы, можно объяснить последовательное омоложение с запада на восток магматических комплексов в пределах азиатской части Тихоокеанского подвижного пояса.

7. Боковое сжатие со стороны Евразии, достигшее в меловое время западного побережья Тихого океана, привело к замыканию сначала Верхояно-Чукотской, а затем Сихотэ-Алиньской геосинклиналей. Этот же процесс привел к оформлению кайнозойских складчатых структур островных дуг и образованию океанических желобов.



М. Л. ГЕЛЬМАН

(СВТГУ)

О НЕКОТОРЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ЧЕРТАХ ГЕОЛОГИИ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

1. Своеобразие геологического положения и геологического строения Колымо-Омолонского массива вызывает предельно противоречивые суждения по поводу его тектонической природы (эвгеосинклиналь, платформа). Как раз те черты геологии Колымо-Омолонского массива (они рассматриваются ниже), которые не позволяют однозначно определить его таксономическое положение в ряду геологических структур континентов, напоминают особенности строения океанического дна и обрамления.

2. Дорифейский кристаллический фундамент Колымо-Омолонского массива известен только в пределах Омолонской глыбы. Он представлен амфиболово-эклогитовыми и другими ос-

новными кристаллическими сланцами и амфиболитами, испытанными в определенных очаговых зонах гранитизацию в протерозое (образование мигматитов, гранулитов, мигматитовых гнейсов) и в раннем палеозое (мигматизация, интрузивные и анатектические граниты и сиениты). Характерна сохранность практически не гранитизированных участков. Зоны гранитизации в предрифейское время испытали, вероятно, глубокий размыв.

3. В основании собственно Колымского массива, вероятно, нет проявлений даже частичной гранитизации. Метаморфические комплексы здесь приурочены к окраинным поднятиям: Приколымскому, Омудевскому, Тас-Хаяхтасскому и Селенняхскому, имеют ярко выраженный зональный и многостадийный характер и представляют собой продукты изменения позднепротерозойских и раннепалеозойских осадочных и (в меньшей мере) изверженных пород. Эти метаморфические комплексы приурочены к зонам глубинных разломов, которыми контролируются также интрузии габбро и габбро-перидотитов. В процессе полиметаморфизма метаморфические формации ряда А, (по А. А. Маракушеву) сменяются формациями ряда В, которые распространены в сравнительно узкой осевой зоне, к ней приурочены также явления гранитизации, особенно эффективные в случае гранитизации габбро. Эти метаморфические явления наминают развитие метаморфизма по периферии Тихого океана.

4. В геологической истории Колымо-Омолонского массива на протяжении от ордовика (возможно, от рифея) и до конца мезозоя (в отличие от окружающих его салических провинций) резко преобладает базальтовый магматизм. Исключение — Омолонская глыба (с частично гранитизированным фундаментом), где в раннем и среднем палеозое располагалась провинция кислого вулканизма и гранитно-сиенитовых интрузий. Среди вулканических пород основного состава широко распространены оливиновые базальты, спилиты и трахибазальты, имеются и щелочные базальты, причем породы различной степени изменения и различной щелочности могут входить в состав одних и тех же стратиграфических толщ. Вулканизм преимущественно субаквального характера. Вулканическим породам соответствуют интрузивные тела габбро и долеритов.

5. Пространственное и структурное размещение различных типов основных пород изучено еще недостаточно, но, например, в бассейне рек Большого Анюя и Олоя распространение позднеюрских и раннемеловых, близких между собой по возрасту, по

различных по составу базальтоидов подобно соотношению изверженных пород подводных гор и рифтов в океанах. На этой территории к так называемому Южно-Ануйскому прогибу приурочены спилиты, палеотипные базальты, диабазы, известно также небольшое поле, где подобные породы сменяются лейцитовыми базальтами и лейцититами; в этой же структуре прослежены вытянутые тела серпентинитов. Южнее распространены субаквальные оливиновые базальты, их туфы, редкие штоки габбро-долеритов.

6. Развитие базальтоидного магматизма в мезозое в пределах Омолонской глыбы (раннеюрские базальты и палагонитовые туфы, юрско-меловая эссексит-тешенитовая серия) может быть истолковано как океанизация этого блока.

7. Изменение состава позднеюрских вулканических толщ в Уяидино-Ясачнинском вулканогенном поясе, расположенном на границе Яно-Колымских мезозоид и Колымского массива, при пересечении его с юго-запада на северо-восток аналогично изменению состава юрских и меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса при пересечении его с северо-запада на юго-восток. Такие изменения увязываются с пограничным положением вулканогенных поясов между *континентального и океанического типа*.

8. Обнаруживая ряд геолого-петрологических и петрохимических особенностей, свойственных океанической части Земли, Колымо-Омолонский массив все же является одной из частных структур Северо-Востока и расположен на периферии Тихого океана. Содержание щелочных металлов в базальтах Колымо-Омолонского массива и их соотношения друг с другом подчиняются общей для притихоокеанского обрамления закономерности: росту щелочности и относительной роли калия при движении от Тихоокеанского бассейна. Это касается как четвертичных базальтов, принадлежащих к Восточно-Азиатской провинции, так и более древних образований. Поэтому, например, использование дискриминантных функций В. А. Кутолина обычно не позволяет относить анализированные базальты к океаническим. С другой стороны, базальты Колымо-Омолонского массива и их интрузивные аналоги в большинстве случаев обнаруживают высокие содержания титановой кислоты, что согласно Ф. Чейзу свойственно именно океаническим разностям.

9. Изложенный материал иллюстрирует возможное значение явлений грантизации и океанизации в геологической истории

области, расположенной на границе Азиатского континента и Тихого океана. В то же время этот материал показывает, что отдельные петрографические, петрохимические, геохимические (а, вероятно, и геофизические) особенности геологических структур, трактуемые как критерии их принадлежности к океаническим или континентальным, могут иметь различные причины и быть связанными с геологическими процессами различных уровней глубины.

В. В. ДАВИДЕНКО

(Казгеофизтрест)

ОЦЕНКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

1. Практически любая тектоническая гипотеза построена на определенной группе фактов и часто не учитывает всю сумму фактов полностью. Такое положение возникает вследствие субъективного подхода исследователей к анализу имеющихся материалов, а отсюда и одностороннего или даже неверного истолкования имеющихся фактов (учету фактов, согласующихся с представлениями автора и неучет факторов, вроде бы противоречащих создавшимся представлениям о тектонике исследуемого района).

2. Предлагается способ оценки тектонических гипотез. Сущность его заключается в выделении в гипотезе основополагающих моментов (фактов, на основании которых она построена); проверка наличия фактов на эталонных участках (при анализе которых и построена эта гипотеза); выделение устойчивых фактов (присутствующих на всех эталонных участках). Подобная оценка гипотез, эмпирическая, по существу ведет к созданию гипотезы, освобожденной от субъективизма, реализует третий этап процесса познания: практическую оценку создаваемых моделей.

3. Исследуемая гипотеза может быть оценена и с точки зрения правдоподобности (т. е. соответствия наблюдаемым фактам) и с содержательной точки зрения (пригодности для объяснения тектонических особенностей формирования района).

Анализ некоторых из тектонических гипотез привел к выводу о возможном их разделении на 3 класса: 1) гипотезы,

целиком основанные на предложениях (содержащие сведения, эмпирически не проверяемые); 2) гипотезы, содержащие частично непроверяемые сведения; 3) гипотезы, полностью основанные на экспериментальном материале и потому проверяемые полностью.

4. Выделив в исследуемой гипотезе предложения (признаки субъективные, на интуитивном уровне) и признаки объективные (отвечающие фактическим данным) дальнейшие работы с этой гипотезой необходимо проводить раздельно: по признакам объективным и признакам субъективным. Работы с конкретной тектонической гипотезой (если ставится задача: выделить в районе участки, развитие которых объясняется этой гипотезой) выполняются по следующей схеме: район разбивается на участки, каждый из которых характеризуется списком устойчивых признаков (установленных по приведенному выше способу) и по какому-либо решающему правилу (алгоритму) определяется близость (степень аналогии) конкретных участков к эталонным. Для решения этой задачи необходимо использование приемов распознавания образов и применение ЭВМ. В результате подобной работы предоставляется возможность оценить исследуемую гипотезу. При выяснении близости участков района к эталонным участкам возможны результаты: а) все участки являются аналогами эталонных (гипотеза вполне справедлива, т. е. развитие района полностью описывается исследуемой гипотезой; б) не все участки являются аналогами эталонных (гипотеза справедлива частично, т. е. развитие части исследуемого района описывается исследуемой гипотезой, развитие же другой объясняется другими причинами, нежели содержащимися в исследуемой гипотезе).

5. Очевидно, что для каждого конкретного района существует несколько конкурирующих тектонических гипотез. Их существование объясняется тем, что каждая из гипотез построена на какой-либо определенной группе фактов, которые и подтверждают правомочность гипотезы при ее проверке. Необходимость в единой гипотезе, которая была бы построена на всей сумме фактов, имеющихся для конкретного района, очевидна.

6. Предлагаемый способ создания такой гипотезы заключается в следующем. Каждая из конкурирующих гипотез для конкретного района проверяется на практических данных; для каждой гипотезы устанавливаются устойчивые признаки; одинаковые устойчивые признаки всех проверенных гипотез со-

ставляют основу новой гипотезы, которая дополняется устойчивыми признаками отдельных гипотез. В результате будет построена гипотеза, компилятивная по существу, но включающая достоинства гипотез, на основании которых она построена и лишенная их недостатков.

7. Для каждого конкретного района могут быть проверены: а) все конкурирующие гипотезы; б) гипотезы, созданные не для исследуемого района, а для другого, быть может соседнего (но сходного с исследуемым по особенностям строения; в) могут быть проверены другие компилятивные гипотезы. В результате выполнения предлагаемых работ будут выделены конкретные участки, развивающиеся по одной конкретной схеме (а в результате проверки нескольких гипотез возможно будет выделено в пределах исследуемого района несколько участков, развитие которых шло по разным схемам).

8. В Атасуйском районе (Центральный Казахстан) были проверены две наиболее актуальные тектонические гипотезы: вертикальных движений и гипотеза горизонтальных движений. В каждой гипотезе были выделены признаки, в системе которых в дальнейшем описана вся площадь Атасуйского района. Оказалось, что подавляющая часть района развивалась согласно представлениям гипотезы вертикальных движений и лишь в пределах его весьма незначительной части (в районе Атасуйского антиклинория) имеются геологические факты (горизонтальное сближение разновозрастных фаций, наличие пологих надвигов), свидетельствующие в пользу гипотезы горизонтальных движений. Некоторые участки содержат факты, согласующиеся одновременно и с той, и с другой гипотезами (зоны разломов, особенно сбросо-сдвигов).

9. Очевидно, что подобный способ вполне пригоден для проверки не только тектонических гипотез, но и любых иных рабочих гипотез (гипотез о характере процесса осадконакопления; гипотез, посвященных закономерностям размещения месторождений полезных ископаемых; геохимических, палеонтологических и прочих гипотез). Столь же очевидна необходимость и возможность создания обобщающих гипотез закономерностей, например, размещения месторождений полезных ископаемых.

О НЕКОТОРЫХ АНАЛОГИЯХ В СТРОЕНИИ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИХ МЕЗОЗОИД И АЛТАЕ-САЯНСКИХ КАЛЕДОНИД

1. Пространственные взаимоотношения глубоководных желобов, вулканических дуг, мезозойских эвгеосинклинальных структур Камчатки, Сахалина и Приморья, а также базифицированных срединных сиалических массивов в Евразийской ветви Тихоокеанского пояса создают определенную типовую структуру подвижного пояса (с моделью тектоносферы каркасного типа).

2. В каледонидах Алтае-Саянской области эвгеосинклинальные зоны и вулканические пояса образуют характерную ячеистую структуру, в ядрах ячеек которой заключены блоки сиалической коры, испытывавшие устойчивые погружения. Их пространственные соотношения с каледонскими эвгеосинклиналями аналогичны соотношениям базифицирующихся срединных масс Евразийской ветви Тихоокеанского пояса с вулканическими дугами и кайнозойскими поднятиями на месте мезозойских эвгеосинклиналей.

3. Аналогии в расположении поверхностных структур обоих поясов обязаны общности плана глубинных разломов, развитых в висячих боках «тектоноферов». В первом случае роль «тектонофера» играет Курильская сейсмофокальная зона, а во втором — Пракузнецкий глубинный разлом, погружающий под срединные массы Хакасии и Тувы.

В. А. КУЛЫНДЫШЕВ
(ИТИГ ДВНЦ АН СССР)

О ФОРМАЛЬНО-ЛОГИЧЕСКОМ ОПИСАНИИ СТРУКТУРНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

1. Анализ определений структурных поверхностей (СП), показал, что:

а) существующие определения громоздки, сложны и лишены однозначного смысла;

б) отсутствие определения, имеющего вполне фиксированный объем и содержание, не дает возможности однозначно указать процедуру выделения и описания (СП);

в) под СП надо понимать литологическую границу сложной формы.

2. Логический анализ основных методов количественного описания СП (методы изолиний, аналитические методы, методы дискретного анализа) показал:

а) несостоятельность существующих методов описания;

б) для строго формально-логического описания необходимо указать объект описания, т. е. необходима процедура выделения;

в) процедура описания должна основываться на инвариантных признаках, дающих основную характеристику СП.

3. Структурная поверхность — сложная поверхность, рассматриваемая в статически обобщенном геологическом пространстве. Используя лемму элементаризации (Ю. А. Воронин и др., 1967) можно разбить СП на ряд элементарных структурных поверхностей (ЭСП).

Тогда описание СП будет делиться на «сложное» и «элементарное»:

а) «сложное» описание соответственно требует описания «структуры» СП, т. е. описания пространственного расположения и взаимоотношение ЭСП разных знаков;

б) «элементарное» описание соответственно требует описания геометрических характеристик ЭСП.

Таким образом, под СП понимается сложная поверхность,

для которой однозначно указана процедура выделения ЭСП и пространственное взаимоотношение ее элементарных форм.

4. Для ЭСП имеет место следующая аксиома:

Аксиома: На любой СП всегда найдется хотя бы одна точка, обладающая свойством седловой точки.

Аксиоматический подход к выделению ЭСП дает возможность объективно районировать любую СП.

5. Процедура выделения ЭСП, при условии, что задано дискретное множество в области А, состоит из решения трех задач:

Каждая из задач имеет бесчисленное множество решений. Однако совместное решение этих задач дает возможность выделить ЭСП.

Процедура выделения будет определена тогда и только тогда, когда выбрано единственное совместное решение всех трех задач. Выбор процедуры выделения решается на каждом конкретном случае. Процедуры выделения будут различаться друг от друга, если ни различаются постановкой одной из задач. ЭСП разделяется на типы по способам их выделения. Поэтому:

а) сопоставлять между собой можно только ЭСП одного типа;

б) описывать «структуру» СП можно тогда и только тогда, когда ЭСП, входящие в СП, относятся к одному типу;

в) описывать взаимоотношения СП можно тогда и только тогда, если они относятся только к одному типу.

6. Процедуру описания ЭСП можно проводить как к аналоговой, так и цифровой формах. Исходя из общей постановки задач формального описания, за исходное берется аналоговая форма.

Таким образом, имеется некоторая функция, которая может быть сведена к одной или более промежуточным функциям, например, тождественным, корреляционным, преобразованиям Фурье и т. д. В зависимости от использования промежуточных функций способы описания ЭСП разбиваются на типы.

Описание подтипов ЭСП лучше представлять в цифровой форме:

Описание классов ЭСП проводится посредством свойств, стойких при любых преобразованиях.

Вид описания зависит от набора признаков. Если набор признаков постоянный, то описание называется стандартным, а если непостоянный, то описание нестандартно.

Практически описание по признакам:

а) относительно описанию, состоящее из более или менее информативных признаков, разрешающая способность которых достаточно высока;

б) тождественно описанию объемных знаков, рассматриваемых в теории распознавания образов.

7. Формально-логические процедуры выделения и описания ЭСП дают возможность составлять алгоритмы для решения практических задач на ЭВМ.

8. Формально-логическое описание возможно не только для СП, но и для любой другой поверхности (геофизической, геохимической, геоморфологической, стратиграфической и т. д.).



Т. В. МОЛЧАНОВА

(ГИН АН СССР)

О СТРУКТУРНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ОХОТСКОГО МАССИВА И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ С ЧУКОТСКО-КАТАЗИАТСКИМ ВУЛКАНИЧЕСКИМ ПОЯСОМ

1. В пределах гигантского вулканического пояса, протягивающегося от Чукотки до Юго-Восточной Азии, развиты эффузивные, субвулканические и интрузивные образования. На основании изучения этих образований, главным образом, Охотской ветви пояса, Е. К. Устиев доказал их пространственную и генетическую общность и объединил в вулкано-плутоническую формацию. В настоящее время понятие вулкано-плутонической формации, введенное этим исследователем, пользуется всеобщим признанием.

2. На Охотском массиве, окруженном и частично перекрытом меловыми эффузивными и субвулканическими образованиями Охотской ветви вулканического пояса, широким развитием пользуются крупные интрузивы гранитоидов. Их формирование обычно связывалось с заключительной стадией развития мезозойской Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. Проводившиеся детальные изучения условий размещения, возраста, петрографического состава и химизма этих интрузивов

позволяют отнести их к той же вулкано-плутонической формации и связывать не с заключительной стадией развития мезозойской геосинклинали, а с образованием крупнейшего Чукотско-Катазиатского вулканического пояса.

3. В пределах Верхояно-Колымской складчатой зоны развития крупные интрузивы верхнемезозойских гранитоидов, внедрение которых продолжалось от поздней юры до конца мелового периода, на протяжении более 100 млн. лет. Эти интрузивы концентрируются вблизи окраин Колымского срединного массива, вдоль ограничивающих его крупных зон разломов. Широко принята точка зрения, что формирование интрузивов связано с ходом развития мезозойской геосинклинальной области и их внедрение происходило в орогенный этап.

К тем же зонам разломов приурочены системы грабенов, выполненные верхнемезозойскими вулканическими породами; в ряде участков имеются крупные стратовулканы, в строении которых принимают участие эффузивные, субвулканические и интрузивные образования, представляющие собой, как это было показано К. Н. Рудичем, типичную вулкано-плутоническую формацию. По мнению этого исследователя крупные массивы гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой зоны представляют собой интрузивную фацию этой формации.

4. Проведенные сопоставления эффузивных и субвулканических образований, принимающих участие в строении стратовулканов и выполняющих грабены в Верхояно-Колымской зоне, и пород Охотской ветви вулканического пояса показывают значительное сходство между ними по времени излияний, тесной связи с магмоконтролирующими разломами и по вещественному составу пород. Такое же сходство устанавливается и между интрузивными гранитоидами Верхояно-Колымской зоны и Охотского массива. Эти данные позволяют предположить, что вдоль окраины Колымского срединного массива проходила другая — Колымская — ветвь вулканического пояса, аналогичная Охотской. В настоящее время она глубоко эродирована, благодаря чему была удалена большая часть вулканических пород и оказались вскрытыми интрузивные тела, внедрение которых тесно связано с формированием вулканического пояса.

5. Формирование гранитного магматического расплава, давшего такие громадные массы кислых магматических пород, не может быть связано с ходом развития мезозойской геосинклинальной области и с процессом складкообразования, поскольку вулканический пояс на своем протяжении сечет структуры

самого различного характера и возраста. По мнению многих исследователей образование магматического расплава происходит благодаря поднятию из мантии, или из еще больших глубин, компонентов, получивших подвижность благодаря зонной плавке или полному плавлению вещества. По мере его поднятия в верхние горизонты происходит обогащение материалом вмещающих толщ и изменение состава расплава, вплоть до гранитного, в случае прохождения сквозь мощный «гранитный» слой земной коры. Некоторые различия в химическом составе магматических пород Колымской и Охотской ветвей вулканического пояса вероятно связаны с различием в мощности «гранитного» слоя этих районов.

Период формирования Чукотско-Катазиатского вулканического пояса совпадает с периодом интенсивного прогибания и осадконакопления в кайнозойской геосинклинали. Такое совпадение во времени этих двух процессов не случайно и, по-видимому, объясняется тем, что они представляют собой две разные формы проявления каких-то интенсивных преобразований, происходивших на больших глубинах.



А. Я. РАДЗИВИЛЛ

(ИГН АН УССР)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ АСИММЕТРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Асимметрия верхних оболочек Земли проявляется прежде всего во взаимоотношении материков и океанов, коры океанической и материковой (А. П. Карпинский, 1888; В. Г. Бондарчук, 1946, 1961, 1970; И. И. Шафрановский, 1962; Г. Н. Каттерфельд, 1962; Ю. М. Пуцаровский, 1968). Как одна из наиболее характерных черт планеты, она приобретает всеобщее историко-геологическое значение, то есть присуща и структурам более высоких порядков. Специальному изучению асимметрии последних уделялось мало внимания (А. Я. Радзивилл, 1970). Между тем, раскрытие закономерностей асимметрии региональных структур прольет свет на историю формирования границы материк—океан и глобальной асимметрии. Весьма интересны в этом отношении регионы Северо-Востока Азии, охватывающие преимущественно территорию Западной Чукотки.

Тектоническое развитие Западной Чукотки прослеживается в связи с наиболее общим характерным свойством всех геологических тел и процессов региона — их асимметрией. Признаки дисимметрии или асимметрии были выявлены ранее для крупных (планетарных) структур Тихоокеанского сектора Земли (А. П. Карпинский, 1888; Г. Н. Каттерфельд, 1962; Ю. М. Пущаровский, 1968).

По А. А. Николаевскому (1964) мощность земной коры Омолонского массива и прилегающих структур региона достигает 40 км. Из них на базальтовый слой приходится около 25 км, на гранитный — более 10 км и только менее 5 км мощности падает на слабо метаморфизованные слоистые толщи. Намечается направленное асимметричное уменьшение мощности в сторону слабо и неметаморфизованных пород: базальтовый слой — гранитный слой — слой слабо метаморфизованных и рыхлых образований палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Интенсивность дислокаций мезозойских толщ четко возрастает в направлении от Омолонского массива к Анюйской складчатой зоне (в сторону Ледовитого океана), а позднемезозойских — кайнозойских — от западной окраины Охотско-Чукотского пояса к Корякско-Камчатской складчатой области (в сторону акватории Тихого океана). В тех же направлениях закономерно уменьшаются площади докембрийских и палеозойских массивов.

Асимметрия вулканогенно-осадочных комплексов (формаций или ассоциаций) выражена в последовательной смене в разрезе (во времени) конгломератов вулканитами, а затем — углистыми алевролитами и песчаниками. Магматические формации и комплексы развиваются в последовательности от основных к кислым.

Внутреннее асимметричное строение терригенных формаций наблюдается на примере флиша, в закономерном переслаивании: песчаник — алевролит — сланец.

Тенденция к развитию форм от линейных к изометричным проявляется как в пределах одной и той же структуры на протяжении крупного геологического этапа, так и от мобильных к относительно устойчивым структурам.

По взаимоотношению магматических образований Южно-Анюйского прогиба и Охотско-Чукотского вулканического пояса выяснено место вулканических структур в истории развития региона и их закономерное пространственное положение. Во времени (на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя) разновозрастные структуры перемещаются следующим образом: се-

веро-восточные—в сторону Тихого океана, северо-западные — в сторону Ледовитого. Для разновозрастных магматических образований свойственно зональное увеличение щелочей в направлении от океана вглубь континента.

Строение вулканических аппаратов меняется с изменением химизма лав—от линейных к кольцевым.

В целом, все структуры региона развиваются во времени в направлении от линейных к пелинейным. Это относится к блокам, складчатости, разрывным нарушениям, магматическим образованиям, жильным сериям, а также к строению формаций.

Признаки асимметрии в процессе развития структуры постепенно уменьшаются и она приобретает симметричное строение или стремится приблизиться к нему. Последний этап связан с объединением структур в жесткий массив с последующей стабилизацией режима и консолидацией.

Э. Н. ЯНОВ

(ВСЕГЕИ)

КАРТА ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ СССР масштаба 1 : 2 500 000

1. Большим коллективом геологов ВСЕГЕИ, НИИГА, ВНИГРИ, Зап.-Сиб. НИГНИ, СВГУ, СЗГУ и ряда других организаций составлена карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1 : 2500000.

2. Карта составлена со снятием червертичных отложений и представляет разновидность геологической карты, на которой нанесены границы и поля выходов конкретных формаций. Типы (виды) осадочных формаций показываются значками черного цвета, вулканогенных—красного, а вулканогенно-осадочных—смешанными значками, а также индексируются одной-двумя строчными буквами русского алфавита, справа от которых помещается индекс возрастных (стратиграфических) подразделений—буквенные символы систем (групп) с присоединением арабских цифр для обозначения отделов системы (подгрупп). Фоновая закрашка используется для показа групп и

подгрупп формаций. Плутонические формации показываются обобщенно (с объединением ряда типов) значками красного цвета по белому фону.

3. Типы (виды) формаций намечаются в результате сравнительного анализа конкретных формаций разного возраста и (или) развитых в различных регионах, но характеризующихся общностью состава и строения и, как правило, занимающих аналогичное положение в формационных рядах.

Конкретные формации выявляются эмпирически как реальные геологические тела, четко выделяющиеся среди смежных с ними геологических тел особенностями своего состава и (или) строения.

При этом под «осадочными формациями» понимаются естественные комплексы пород (отложений), их фаций, парагенетически тесно связанных друг с другом, т. е. образующих закономерные, упорядоченные сочетания, устойчиво возникающие в разных местах земного шара одновременно или в разное геологическое время в определенных тектонических условиях и в однородной или разнородной климатической обстановке.

Под «вулканогенными формациями» понимаются ассоциации близких по петрохимическим особенностям вулканогенных пород, парагенетически тесно связанных друг с другом и формировавшихся в определенных тектонических условиях.

В случае тесного парагенетического сочетания осадочных и вулканогенных образований, развитых в сопоставимых количествах, выделяются вулканогенно-осадочные формации.

4. Формации объединяются в подгруппы и группы также по «парагенетическому принципу», предложенному Н. С. Шатским, т. е., путем эмпирического выявления парагенезов формаций, что можно сделать, сравнивая формационные ряды различных регионов и структурно-формационных зон СССР. Предварительно принята следующая классификация осадочных и вулканогенных формаций: геосинклинальная надгруппа формаций подразделяется на собственно геосинклинальную группу (подгруппы — эвгеосинклинальная, эвмиogeосинклинальная, миогеосинклинальная и флишево-геосинклинальная) и группу формаций срединных массивов и геоантиклиналей (подгруппы — срединных массивов, геоантиклиналей и пригеосинклинальная).

Орогенная надгруппа формаций делится на группы эпигеосинклинальную и постконсолидационной активизации; первая

из них — на подгруппы пригеосинклинальную орогенную, край-
вых прогибов межгорную, глыбовых поднятий и вулканоген-
ных поясов, а вторая — на подгруппы внутренних впадин,
предгорную и сводово-глыбовых поднятий.

Платформенная надгруппа формаций включает собственно
платформенную (подгруппы кратонная, перикратонная и плат-
форменная аллохтонная), катаплатформенно - авлакогенную
(подгруппы катаплатформенная и позднесавлакогенная) и ква-
зиплатформенную группы.

5. Анализ карты осадочных и вулканогенных формаций
позволяет выявить формационные ряды для каждой структур-
но-формационной зоны и проследить латеральные фациаль-
ные замещения формаций. Это дает возможность уточнить тек-
тоническое районирование территории СССР и (совместно с
картой магматических формаций СССР) создаст принципи-
ально новую основу для металлогенического анализа. Кроме
того, на карте показаны рудоносные подформации осадочных
формаций (железородные, меденосные, бокситоносные, марган-
ценозные, фосфоритоносные), что непосредственно может быть
использовано для прогноза этих видов осадочных полезных
ископаемых.

СОДЕРЖАНИЕ

П. Л. БЕЗРУКОВ, И. О. МУРДМАА. Структурно-фацимальное районирование океана и осадочные формации	3
И. И. БЕРСЕНЕВ. О принципах тектонического картографирования Тихоокеанского сегмента Земли	4
Г. М. ВЛАСОВ. О талассогеосинклиналях и их месте в структурах Тихоокеанского подвижного пояса	5
Г. С. ГНИБИДЕНКО. О тектоническом районировании земной коры и океанов и зон перехода от океанов к континентам	8
Л. И. КРАСНЫЙ. Формационные ряды Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана	10
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ. Тектоническое районирование ложа океанов	13
И. П. АТЛАСОВ, Ю. Г. КИСЕЛЕВ, Я. И. ПОЛЬКИН. Реликты структур континентального типа в притихоокеанской части Арктического бассейна	14
В. Ф. БЕСПАЛОВ. Общий характер соотношения Урало-Сибирского Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов	17
В. Г. БОНДАРЧУК, Н. Н. ТРАЩУК. Структура зон сочленения океанических и материковых образований Восточной Азии	19
Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ. Перемещения уровня Мирового океана и проблема прогибания его ложа	21
Л. П. ЗОНЕНШАИН. Эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии, как аналоги океанических хребтов	22
М. В. КЛЕНОВА. Дисимметрия земного шара и тектоника океанских пространств	23
В. М. ЛАВРОВ. Закономерности размещения выходов магматических пород на Срединном Атлантическом хребте в связи с разломной тектоникой и соотношением разломов с континентами	26
О. К. ЛЕОНТЬЕВ, С. М. АЛЕКСАНДРОВ. Современные представления о геоморфологическом строении переходных зон между материками и океанами	28
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ. Проблема соотношений рифтовых зон океанов и континентов	30
Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА. Мезо-кайнозойские геосинклинальные прогибы на периферии Тихого океана	33
В. М. МОРАЛЕВ, Е. А. ДОЛГИНОВ, В. П. ПОНИКАРОВ. Соотношение чарнокитовых поясов континентов с океанами	36

А. А. ТИМОФЕЕВ. Тихоокеанский подвижной пояс — планетарная надвиговая структура	37
М. Л. ГЕЛЬМАН. О некоторых океанических чертах геологии Колымо-Омолонского массива	39
В. В. ДАВИДЕНКО. Оценка тектонических гипотез	42
П. Ф. ИВАНКИН, А. П. ЩЕГЛОВ. О некоторых аналогиях в строении Западно-Тихоокеанских мезозонд и Алтае-Саянских каледонид	45
В. А. КУЛЫНДЫШЕВ. О формально-логическом описании структурных поверхностей	46
Т. В. МОЛЧАНОВА. О структурной и генетической связи верхнемезозойских гранитоидов Охотского массива и Верхояно-Колымской складчатой зоны с Чукотско-Катазиатским вулканическим поясом	48
А. Я. РАДЗИВИЛЛ. Некоторые закономерности асимметрии геологических структур Северо-Востока Азии	50
Э. Н. ЯНОВ. Карта осадочных и вулканических формаций территории СССР и масштаба 1:2 500 000	52

ВМ 00469. Подписано к печати 9/III-72 г. Объем 3,5 п. л.

Заказ № 1433. Тираж 600 экз. Цена 20 коп.

Долинская типография Управления по печати Сахоблисполкома

Цена 20 коп.