

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

**СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА
ЗОН ПЕРЕХОДА
ОТ КОНТИНЕНТА
К ОКЕАНУ**

МОСКВА "НАУКА"

1986

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

**STRUCTURE AND DYNAMICS
OF TRANSITION ZONES
FROM THE CONTINENT
TO THE OCEAN**

Editors

Corresponding Member
of Academy of Sciences of the USSR
V.V. BELOUSSOV

Doctor of technical Sciences

M.E. ARTEMIEV

Candidate of geological and mineralogical Sciences

A.G. RODNIKOV



MOSCOW "NAUKA"

1986



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

4703

Ответственные редакторы
член-корреспондент АН СССР
В.В. БЕЛОУСОВ
доктор технических наук
М.Е. АРТЕМЬЕВ
кандидат геолого-минералогических наук
А.Г. РОДНИКОВ



МОСКВА "НАУКА"

1986



Строение и динамика зон перехода от континента к океану. — М.: Наука, 1986. — 181 с.

Книга содержит материалы международного симпозиума "Строение и динамика переходных зон", посвященного 100-летию планетарной геофизики, проходившего в Сочи. Работы отражают геолого-геофизические исследования в переходной зоне от континента к океану. Особое внимание обращено на выявление неоднородностей в верхней мантии, построение динамических моделей пассивных и активных переходных зон, установление петрохимических особенностей развития островных дуг и окраинных морей Тихого океана. Рассмотрены строение и развитие осадочных бассейнов и закономерности их размещения. Приведены новые данные о расположении границы океан—континент во времени и пространстве.

Рецензенты

В.М. Гордин, А.И. Лучицкий

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1982—1983 гг. в соответствии с решениями Международного совета научных союзов, Международного геодезического и геофизического союза, ЮНЕСКО и других организаций отмечалось 100-летие I Международного полярного года, 50-летие II Международного полярного года и 25-летие Международного геофизического года (МГГ). В связи с этим Междуведомственный геофизический комитет АН СССР провел в Сочи международный симпозиум "Строение и динамика переходных зон. К 100-летию международной планетарной геофизики".

Исследования переходных зон активно проводились в период МГГ и были включены в программы работ, последовавших за МГГ, международных проектов, таких, как Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры, Геодинамический проект, Программа изучения литосферы и др.

Симпозиум охватывал следующие направления.

1. Граница океан—континент во времени и пространстве: новые факты и "старые" гипотезы (конвинеры: Ю.М. Пушаровский, Г.Б. Удинцев).

2. Неоднородности верхней мантии. Соотношение поверхностных структур с глубинными (М.Е. Артемьев, А.Г. Родников).

3. Петрохимические особенности переходных зон (Л.В. Дмитриев, А.Д. Шараськин).

4. Седиментационные бассейны: закономерности размещения, модели образования и эволюции (Г.С. Гнибиденко, Л.Э. Левин).

5. Динамические модели образования и эволюции структур пассивных и активных океанических окраин (Л.В. Никитин, П.М. Сычев).

В книге сохранена группировка сообщений по пяти главным разделам, принятая на симпозиуме. При подготовке книги большую работу по подбору статей провел кандидат физико-математических наук ученый секретарь программного комитета симпозиума В.А. Кучериненко.

В.В. Белоусов

СТОЛЕТИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО СОТРУДНИЧЕСТВА
В ИЗУЧЕНИИ ЗЕМЛИ

"Реальный мир может быть измерен, изучен и включен в работу на человека", — эти слова были девизом Возрождения. Результатами этого призыва мы сейчас пользуемся, когда решаемся оставить дома зонтик, узнав из вечерних известий, что завтра ожидается сухая и ясная погода...

Чтобы достичь такого благополучия, человечеству пришлось проделать длинный-предлинный путь. Большую часть его занял очень медленный разбег. Этот разбег продолжался от самой ранней зари человеческой культуры до совсем недавнего XIX в., т.е. целые тысячелетия. Удивительно, как неспешно человек привыкал к своим же открытиям, с каким трудом он учился измерять и оценивать реальный мир.

Уже в VI в. до н.э. греки считали Землю шаром. Первое измерение ее окружности относится к III в. до н.э. Эратосфен заметил, что, когда в Асуане Солнце бывает точно в зените и его лучи проникают до дна самых глубоких колодезев, в Александрии оно сдвинуто в сторону от зенита на угол, равный $1/50$ доле полной окружности. Следовательно, расстояние между Асуаном и Александрией равно $1/50$ доле окружности Земли. И хотя способ измерения этого расстояния (по количеству дней, которое требуется верблюжьему каравану, чтобы покрыть его) нам покажется не вполне безупречным, ошибка в измерении оказалась не столь большой — около 16%.

Когда в XVI в. была изобретена триангуляция, можно было ожидать сразу значительного уточнения подобных измерений. Однако первоначально и с использованием этого метода была сделана ошибка в 3,4%.

В конце XVII в. Земля для ученых перестала быть шаром. Она стала эллипсоидом. Но как ориентирован этот эллипсоид? Какой его диаметр больше: экваториальный или полярный? Вот тема, которая явилась предметом раздора между англичанами и французами. Англичане, опираясь на авторитет Ньютона, утверждали, что Земля сплюснута от полюса к полюсу. Французы же, ссылаясь на измерения французского ученого Кассини, отстаивали идею, что Земля имеет форму яйца, поставленного вертикально. Этот спор разрешился в пользу англичан в середине XVIII в.

Но в XIX в. выяснилось, что Земля имеет форму не шара и эллипсоида, а гораздо более сложной фигуры, не подпадающей ни под одну геометрическую абстракцию, в связи с чем она была названа геоидом, т.е. в переводе — просто "формой Земли". Так хитроумно была ликвидирована на все последующие времена всякая возможность разногласий: на вопрос, какова же форма Земли, теперь следует ответ, что она имеет форму Земли.

В Библии в книге Иова, составление которой относят ко II тысячелетию до нашей эры, сказано: "От юга приходит буря, от севера — стужа".

С прогнозами погоды такого типа человечеству пришлось существовать до XVII в. н.э., т.е. более 3,5 тыс. лет, пока не были изобретены термометр, барометр и другие метеорологические приборы и не появилась возможность измерять и изучать элементы погоды. Впрочем, применение этих приборов на отдельных обсерваториях началось еще через 100 лет. Но чтобы возникла современная синоптическая метеорология, надо было дождаться ноября 1854 г., когда буря небывалой силы разбросала англо-французский флот, осаждавший берега Крыма. Последующее сопоставление наблюдений, выполненных обсерваториями в разных странах Европы, показало, что буря эта двигалась с запада на восток и, если бы данные наблюдений были раньше известны, бурю можно было бы предсказать и флот был бы спасен. Этот урок повел к тому, что с 1860 г. (всего 120 лет назад) обсерватории стали обмениваться метеорологическими данными, используя для этого телеграф. Тогда же начали составляться синоптические карты погоды.

Все это было совсем недавно в масштабе истории. И хотя мы движемся сейчас небывалыми темпами, но все еще находимся в начале пути. Поэтому следует проявлять снисхождение, когда, поверив прогнозу и оставив дома зонтик, мы попадаем под дождь...

Как прокладывала себе дорогу наука о Земле после того, как она вышла из пеленок?

В развитии этой науки сыграло решающую роль возникшее в конце XVIII в. и укрепившееся в начале XIX в. убеждение, что невозможно как следует постичь процессы, протекающие на поверхности Земли, в ее атмосфере, водной оболочке и недрах, если проводить случайные наблюдения то там, то здесь, пользуясь к тому же разными приборами и методами. Ломоносов, Франклин, Ламарк, Лавуазье, Лаплас говорили о необходимости проводить в разных точках земного шара. одновременные и однотипные наблюдения за атмосферными и магнитными явлениями, изучения которых настоятельно требовала прежде всего морская навигация. Эту идею развивал также Гумбольдт. Природа не знает государственных границ, и для изучения ее требовалось международное сотрудничество ученых. По инициативе Гаусса в 1833 г. был создан Магнитный союз, который, хотя и просуществовал недолго, сыграл большую роль в пропаганде синхронных, согласованных между разными странами наблюдений магнитного поля Земли. В середине XIX в., после упомянутой бури на Черном море, ряд стран договорились, что их корабли, где бы они ни находились, будут по единой форме регистрировать явления погоды, а затем при первой возможности предоставлять их всеобщей гласности.

Во второй половине XIX в. стало ясно, что в формировании погоды средних широт большую роль играет влияние полярных областей. Эти же области привлекали внимание и в связи с местоположением магнитных полюсов Земли, наблюдения около которых могли осветить природу земного магнетизма. Однако изучение северных полярных областей продвигалось медленно.

В августе 1874 г. с далекого Севера возвратилась австро-венгерская полярная экспедиция, побывавшая в 900 км от Северного полюса и открывшая Землю Франца-Иосифа. Ее начальник, лейтенант К. Вайпрехт, выступил с призывом организовать одновременные совместные наблюдения в полярных областях за метеорологическими явлениями, морскими течениями, льдами, магнитным полем. В 1875 г. съезд естествоиспытателей поддержал эту идею, и к 1879 г. была разработана программа Международного полярного года (МПГ), одобренная Международным метеорологическим конгрессом. Была создана Международная полярная комиссия под председательством русского академика Г.И. Вильда, директора Главной физической обсерватории в Петербурге. Наблюдения были назначены на период с августа 1882 г. по август 1883 г. Они

были приурочены ко времени максимума солнечной деятельности. Так случилось, что к началу наблюдений их инициатор К. Вайпрехт скончался и I МПГ проходил без него, став внушительным монументом в его память.

В I МПГ участвовали 11 стран. Вокруг Северного Ледовитого океана были организованы 11 станций. Из них по две принадлежали США и России и по одной Дании, Голландии, Австрии, Швеции, Норвегии, Британии, Финляндии. Кроме того, Франция и Германия организовали станции на мысе Горн и Земле Южная Георгия, положив тем самым начало систематическому изучению антарктических областей. Две станции на севере не удалось открыть, так как направлявшиеся к ним датские и голландские суда были затерты во льдах Карского моря. При этом голландское судно затонуло, и люди добрались до ближайшей земли пешком, а датское судно благополучно вышло из льда, но вынуждено было вернуться.

Трагедия разыгралась на американской станции в заливе Леди Франклин на Земле Гринелла к северо-западу от Гренландии. 26 зимовщиков в 1881 г. были доставлены на эту станцию на корабле. Первая зимовка прошла удачно, но летом судно не пришло, не сумев, как выяснилось позже, пробраться сквозь льды. Ко второму лету психологическая обстановка осложнилась, и начальник станции лейтенант А. Грили принял решение на шлюпках добраться до места, где можно было рассчитывать встретить людей. Предстояло проплыть 400 км. Однако шлюпки погибли во льдах. Люди начали умирать от голода. Но мужественный руководитель экспедиции до конца стремился поддержать дисциплину и продолжал научные наблюдения. Дошло до того, что он вынужден был расстрелять одного из солдат за то, что тот украл тюленьи сапоги, намереваясь их съесть. И в те же дни А. Грили записал в дневнике: "Разбился барометр... Это большая неудача". Помощь пришла, когда из 26 человек в живых оставалось всего семеро... Полярные области нелегко открывали свои секреты. Они требовали человеческого мужества и жертв.

Изложение результатов I МПГ заняло 36 томов. Их содержание до сих пор не потеряло своего научного значения.

Время шло. К концу XIX — началу XX в. науки о Земле получили значительное развитие. Появились новые средства наблюдений, а также новые виды транспорта и связи. В 1909 г. Роберт Пири достиг Северного полюса и в ответ на свою телеграмму президенту США Тафту: "Северный полюс в Вашем распоряжении" — получил ответ: "Благодарю, но затрудняюсь найти применение столь щедрому дару". В конце 1911 г. Южный полюс покорился Амундсену и Скотту.

В конце 20-х годов нашего столетия возникла идея проведения II МПГ с более широкой программой и на новом методическом уровне. Необходимость повторения такого предприятия настоятельно диктовалась возросшими требованиями к навигации (на этот раз не только к морской, но и к воздушной), к прогнозу погоды, а также новыми проблемами, связанными с воздействием солнечной активности на земные процессы, с условиями распространения радиоволн и др.

Первый съезд по поводу организации II МПГ состоялся в 1930 г. в Ленинграде. Руководителем II МПГ был избран датский ученый А. Ла Кур. Наблюдения были назначены на период с августа 1932 г. по сентябрь 1933 г., который совпадал с минимумом солнечной активности. Это давало интересную возможность сопоставить будущие результаты с данными, полученными во время I МПГ, приуроченного к максимуму солнечной деятельности.

Это мероприятие было значительно более широким, чем I МПГ. Проводить наблюдения вызвались 44 страны. Было организовано более 100 новых

наблюдательных станций. Наблюдения велись по широкой программе — как на суше, так и на море. В нее были включены радиофизические и акустические исследования атмосферы. Только Советский Союз организовал 15 морских экспедиций. Под руководством академика О.Ю. Шмидта состоялся знаменитый рейс "Сибирякова" от Архангельска до Владивостока Северным морским путем впервые за одну навигацию. На суше изучались ледники. В частности, подвергся всестороннему изучению один из самых грандиозных горных ледников — ледник Федченко на Памире. США организовали экспедицию Р. Бэрда в Антарктику. Широко применялись новые приборы. Впервые был использован для метеорологических наблюдений радиозонд Молчанова. Благодаря радиосвязи стал возможным непрерывный обмен данными между станциями, и синоптические карты составлялись через каждые 6 часов. Многие станции, организованные в связи с II МПГ, в дальнейшем остались работать в качестве постоянных обсерваторий.

Хотя условия по сравнению с I МПГ коренным образом изменились, это не означало, что мужество и стойкость перестали быть необходимыми качествами исследователей. Немало трудностей пришлось преодолеть наблюдателям и на полярных станциях, и на горных ледниках, и в океанах. Автор столь популярной сейчас гипотезы дрейфа материков немецкий геофизик А. Вегенер трагически погиб в 1932 г. на Гренландском леднике. Советский ученый М.М. Ермолаев с двумя сотрудниками отправился на снегоходе по леднику северного острова Новой Земли за 200 км к Мысу Желания, чтобы доставить туда лампы для радиопередатчика. Снегоход быстро вышел из строя, и в пургу по изрезанному трещинами льду пришлось идти пешком. Один из спутников в пути заболел, и двум другим его пришлось нести. История сохранила фразу, которую он произнес, когда за последним из тысяч снежных холмов вдруг открылись дома станции и люди перед ней: "Простите, пожалуйста, это Мыс Желания?"

Наблюдения II МПГ имели большое значение для изучения магнитных вариаций, полярных сияний, климата Арктики и Антарктики, воздушных течений на разной высоте в атмосфере, распределения температур и течений в океанах, подсчета баланса снега и льда на Земле и для многих других вопросов.

Однако выполнению всей намеченной программы помешал экономический кризис, охвативший в то время многие страны, а обработка собранных богатейших материалов была прервана войной, начавшейся в Европе в 1939 г. Часть материалов погибла.

Тем более было оправдано стремление ученых повторить после окончания войны аналогичное международное предприятие, и не через 50 лет, а значительно быстрее — через 25.

Но в военное и послевоенное время наука и средства наблюдения за природными явлениями совершили огромный скачок в своем развитии. Появились радиолокаторы и радиотелескопы. Сильно прогрессировала техника фотографирования и записей результатов наблюдений. Ученые научились регистрировать космические лучи и различные формы солнечной активности. Было ясно, что новое мероприятие должно иметь по сравнению с МПГ гораздо более широкую программу и опираться на более совершенную аппаратуру.

И когда в 1950 г. американский ученый Л. Беркнер предложил провести III МПГ, эта идея очень скоро переросла в идею Международного геофизического года, наблюдения во время которого должны были охватить не только полярные области, но всю Землю в целом, а также прилегающее к ней космическое пространство, и все формы взаимодействия Солнца с Землей. Эту широкую идею поддержал Международный совет научных союзов. Время проведения МПГ было назначено на 1957—1958 гг., что совпадало

с периодом солнечного максимума. Первоначально предполагалось, что МГГ займет 18 месяцев (с 1 июля 1957 г. по 31 декабря 1958 г.). Но в дальнейшем наблюдения были продлены еще на 12 месяцев, так что весь период наблюдений равнялся 30 месяцам. Во главе всего предприятия стоял Специальный комитет по проведению МГГ. Оперативные вопросы решались в бюро Специального комитета, где президентом был С. Чепмен (Великобритания), вице-президентом Л. Беркнер (США), генеральным секретарем М. Николе (Бельгия), членами Ж. Кулон (Франция), В.В. Белоусов (СССР).

В программу МГГ были включены метеорология, океанология, гляциология, сейсмология, гравиметрия, наблюдения за изменениями широт и долгот, солнечная активность, геомагнетизм, полярные сияния, изучение ионосферы и космических лучей. Каждое из этих направлений было представлено своей рабочей группой, во главе которой находился "докладчик". Особые группы занимались вопросами изучения Антарктики и подготовки запуска ракет и искусственных спутников.

МГГ вылился в действительно грандиозное предприятие исторического значения. В нем участвовали 67 стран. На станциях, число которых достигло 4 тыс., были заняты 30 тыс. специалистов. В Советском Союзе по программе МГГ работали 500 станций и обсерваторий. Многие десятки морских экспедиций отправились во все концы Мирового океана. В северных полярных областях работали дрейфующие станции.

Удалось добиться небывалой согласованности наблюдений. Частота их определялась "регулярными мировыми днями" и "мировыми метеорологическими интервалами". Цепочки станций были специально размещены вдоль некоторых выбранных меридианов (10 и 110° в.д., 70 и 140° з.д.). Была введена служба оповещений под названием "Алерт". Если какая-либо обсерватория замечала то или иное интересное природное явление, она оповещала по специальному коду другие обсерватории в целях более полного изучения этого явления. Эта система особенно эффективно действовала в форме "солнечного патруля". Поскольку на востоке Солнце появляется над горизонтом раньше, обсерватории, расположенные на востоке, имеют возможность первыми заметить новые пятна, выбросы и другие события на Солнце. Чтобы все последующие изменения были возможно лучше зарегистрированы, восточные обсерватории предупреждали о происходящем своих западных коллег, которые включались в наблюдения позже. Таким образом, эстафета наблюдений передавалась от обсерватории к обсерватории.

Три события, связанные с МГГ, должны быть отмечены особо. С МГГ совпало начало космической эры в истории человечества: 4 октября 1957 г. был запущен первый искусственный спутник Земли. Этот первый шаг с Земли в космос был сделан учеными и инженерами Советского Союза. Решающую роль в этом достижении сыграли академики М.В. Келдыш и С.П. Королев.

Второе событие, приуроченное к МГГ, — начало планомерного изучения Антарктиды, которое с тех пор непрерывно продолжается.

Третье событие, заслуживающее упоминания, — организация мировых центров данных. Печальная судьба материалов II МПГ заставила организаторов МГГ отнестись с предельной серьезностью к проблеме сбора и сохранения всех данных МГГ. Было решено организовать два всеобщих мировых центра данных, в которых по определенной форме собирались бы и хранились все без исключения материалы наблюдений. Эти два центра — А и Б — были созданы в США и СССР. Они должны были находиться в постоянной взаимной связи и обмениваться всеми поступающими материалами, с тем чтобы в обоих центрах всегда был полный их комплект. Центры обязались копировать и представлять любому научному институту и отдельным ученым

материалы, которые будут запрошены для работы. Были организованы и специальные центры, обслуживающие отдельные дисциплины.

За 2,5 года наблюдений по программе все отрасли наук о Земле обогатились новыми данными и идеями. Были открыты радиационные пояса Земли. Удалось определить плотность метеорного вещества в межпланетном пространстве. С помощью ракет и искусственных спутников Земли впервые оценены плотность и температура атмосферы выше 200 км. Открыт южный полюс холода со среднегодовой температурой до -57°C . Определено положение шести областей наибольшей повторяемости циклонов вблизи берегов Антарктиды. Установлены скорость и направление ветра на высотах до 110 км. Показано, что слой озона тонкий и высокий в тропической зоне, в полярной зоне мощный и низкий. Обнаружены неизвестные ранее глубинные течения в океанах. Открыты новые ледниковые районы. Установлено, что мощный лед Антарктиды своей тяжестью "продавил" гористый континент до уровня моря и даже ниже. Сейсмические исследования позволили охарактеризовать особенности строения континентальной и океанической коры, а также коры переходных областей. Получены первые сведения и о строении верхних слоев мантии Земли. По спектру полярных сияний было доказано наличие гелия в верхней атмосфере Земли. Обнаружены потоки протонов, вырывающихся в атмосферу из космоса и имеющих, по-видимому, солнечное происхождение. В ионосфере были открыты и детально изучены ионные облака с повышенной плотностью ионизации. Этим перечнем результаты МГГ далеко не исчерпывались. Чрезвычайно важно, что благодаря синхронности наблюдений был получен уникальный материал по связи различных геофизических явлений между собой. Солнечная активность могла быть сопоставлена с магнитными явлениями, мог быть выяснен характер влияния первой и вторых на состояние ионосферы и на распространение в ней радиоволн и т.п. и т.д.

Все геофизические дисциплины испытали обновление, и геофизика после МГГ стала чьеглядеть по-другому. Получили большое развитие ее практические применения. Например, существенно были улучшены теоретические основы прогноза погоды. То же относится к прогнозу распространения радиоволн. Изучение многих сторон метеорологических и магнитных явлений повело к улучшению навигации как морской, так и воздушной. Использование для навигационных целей искусственных спутников Земли привело к разработке автоматических методов определения положения морского или воздушного корабля с недоступной ранее точностью. А открытие радиационных поясов, изучение космического излучения и метеорных потоков оказались необходимыми для освоения космического пространства.

Хотя прогресс техники передвижения и связи предоставлял участникам МГГ возможности, несравнимые с теми, в которых работали наблюдатели I и даже II МПГ, это не означало, что во время МГГ не оставалось места для проявлений личного мужества и физической выносливости. Главным испытательным полигоном на эти качества явилась Антарктида. Рейды на вездеходах в глубину ледового континента, работа на станциях, расположенных на вершине ледяного купола, требовали от человеческого организма приспособления к условиям, находящимся на грани его возможностей. Температура ниже -80°C мороза, бешеные ветры и к тому же высота до 4000 м с ее разреженным воздухом! С преклонением перед их смелостью и выдержкой мы всегда будем вспоминать первых исследователей внутренних областей Антарктиды.

Значение МГГ было не только в непосредственных научных результатах. Опыт проведения МГГ оказал влияние на все дальнейшее развитие наук о Земле. Ученые убедились, что они могут работать совместно несмотря на политические и социальные различия между странами. Более того, поскольку

геофизические процессы всегда по своему существу глобальны, успешное изучение их может осуществляться только на основах международного сотрудничества.

Поэтому возникло естественное стремление развивать этот опыт. Особенно это касалось направлений, которые либо были недостаточно полно представлены в программе МГГ, либо настоятельно требовали дальнейшего специального изучения. Так возник, например, проект верхней мантии, направленный на изучение строения земных недр и происходящих в глубинах Земли процессов. Он разрабатывался в 1961—1970 гг., затем сменился геодинамическим проектом, а в последнее время — проектом изучения литосферы Земли. Возникли также проекты активного Солнца, спокойного Солнца, изучения магнитосферы Земли, исследования астеносферы Земли электрическими методами. Последовал большой ряд океанологических проектов, возникли гидрологические и гляциологические проекты. Большое место в деятельности международных научных организаций заняли исследования атмосферы и магнитосферы Земли. Продолжаются из года в год антарктические экспедиции.

Начавшееся во время МГГ покорение космического пространства привело к тому, что на поверхности Луны отпечатались следы человека и исследовательские ракеты передали нам с близкого расстояния изображения далеких планет.

Хотя каждый из этих проектов был более специализирован, чем МПГ или МГГ, в совокупности они составили систему наблюдений и исследований, которые, как и МГГ, охватили все основные стороны жизни земного шара и поэтому были в сущности продолжением МГГ в разветвленном и углубленном виде.

Благодаря МГГ и в связи с последующими проектами геофизика из науки, являвшейся уделом отдельных узких специалистов, стала обширнейшей областью знаний, в которой работают тысячи ученых и которая пользуется самыми разнообразными, часто очень дорогими средствами, включая искусственные спутники Земли и флот океанографических судов. Это положение не следствие искусственно возбужденного интереса или моды: открытия, сделанные в геофизике по программам международных проектов, показали всю важность этой науки для современной жизни цивилизованного человечества — для средств связи и сообщений, сельского хозяйства, экономики, обороны. Развитое государство в настоящее время просто не может нормально работать без хорошо организованной геофизической науки.

Опыт международных геофизических проектов был подхвачен и другими науками. Возникли, например, международные проекты в биологии, астрономии, химии, медицине и других науках. Получил распространение и опыт организации центров данных: сейчас в разных отраслях науки созданы так называемые банки данных, доступные широким кругам специалистов.

Опыт и результаты проведения МГГ оказали заметное влияние на отношения между странами и в более общей форме. С организацией антарктических экспедиций были прекращены споры по поводу территориальных притязаний, которые раньше предъявлялись некоторым странам к этому континенту. Была достигнута договоренность на межправительственном уровне, что Антарктида остается доступной всем странам для научных исследований и в то же время является заповедным мирным континентом, где запрещены какие-либо эксперименты военного характера и где среда находится под особо бдительной защитой от любого засорения.

Глобальные научные проекты приучают людей всех стран смотреть на земной шар как на общую родину, о судьбе которой надлежит заботиться всем сообща. Такие предприятия, как полярные годы или МГГ, углубляют взаимопонимание между народами нашей планеты. Они работают на дело

мира. Эта общечеловеческая роль международных проектов придает особое значение тем датам, которые мы отмечаем: 100 лет I МПГ, 50 лет II МПГ и 25 лет МГГ.

ABSTRACT

The history of evolution of international cooperation in the studies of the Earth is outlined in connection with the Centenary of the First International Polar Year, the 50-th Anniversary of the Second International Polar Year, and the 25-th Anniversary of the International Geophysical Year.

At the end of the 18th and the very beginning of the 19th centuries it became clear that the processes on the Earth's surface, in the atmosphere, hydrosphere and in the interior cannot be properly studied through casual observations. It became obvious that simultaneous and unified observations in different points of the globe should be organised.

K. Weyprecht in 1874 made an appeal to conduct internationally simultaneous geophysical observations in the polar regions. The First International Polar Year was carried out from 1 August 1882 till 31 August 1883 with participation of 11 countries. In 1927 a suggestion was made to organise a Second IPY. With participation of 44 countries it was conducted in 1932 and 1933.

Finally, the International Geophysical Year was accomplished in 1957—1959 when various geophysical observations covered the entire Earth. 67 countries participated in the enterprise.

The IGY experience had a very great effect on further progress of geosciences.

ГРАНИЦА ОКЕАН — КОНТИНЕНТ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ: НОВЫЕ ФАКТЫ И "СТАРЫЕ" ГИПОТЕЗЫ

УДК 551.24

В.В. Белоусов СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН МЕЖДУ МАТЕРИКАМИ И ОКЕАНАМИ

О третьем типе переходных зон. Помимо различимых обычно двух типов переходных зон — атлантического или пассивного и тихоокеанского или активного, выделен третий тип — колумбийский. Этот тип переходной зоны развит вдоль тихоокеанской окраины Северной Америки между Калифорнией и Аляской. По особенностям своего строения он является как бы промежуточным. То, что вдоль окраины материка протягиваются молодая складчатая зона и горный хребет, роднит эту зону с окраинами тихоокеанского типа. Но вместе с тем на окраине Северной Америки между Калифорнией и Аляской нет ни глубоководного желоба, ни зоны Беньюфа, ни той специфической сейсмичности, которая всегда сопутствует активным окраинам. Эти особенности объединяют колумбийскую переходную зону с окраинами атлантического типа.

Переходные зоны атлантического типа. Переходные зоны атлантического типа накладываются на края материков, находящиеся в состоянии древней или молодой платформы. При этом граница между материком и океаном несогласно срезает докембрийские материковые структуры.

Для переходных зон этого типа важнейшей проблемой является устойчивость границы континент—океан, т.е. линии, разделяющей континентальную и океаническую кору. Всегда ли она находилась там, где обнаруживается сейчас? Известно, что переход континентального склона в океанический происходит там, где глубина океана достигает 2—3 км. Толщина континентальной коры при подходе к этой линии уменьшается. Одновременно в основании коры появляется слой с повышенными сейсмическими скоростями (7,1—7,4 км/с). Эти изменения происходят параллельно со все большим углублением фундамента континентальной коры от прибрежной равнины к внутренней части шельфа и далее к ее внешней части и континентальному склону. Углубление обычно происходит не постепенно, а ступенями, разделенными вертикальными взрезами.

Геологические данные указывают на то, что такое углубление является результатом прогибания земной коры, усиливающегося от континента к океану.

Историю переходных зон этого типа можно разделить на три стадии: континентальную, лагунную и морскую. Первая характеризуется обычно рифтовым режимом, когда кора крутыми разломами разделяется на грабены и горсты, с накоплением в грабенах континентальных отложений, сопровождаемым базальтовыми излияниями и внедрением долеритовых даек. Вторая является временем накопления эвапоритов. Во время третьей образуется основная толща осадков шельфа, несогласно перекрывающих деформированный и метаморфизованный фундамент. В северной части Атлантического океана рифтовая стадия проявляется от перми до средней юры, лагунная стадия приходится на позднюю юру, а условия открытого моря наступают с раннего мела (в барреме или апте). На юге Атлантики

рифтогенез проявляется в триасе, юре и большей части раннего мела, эвапориты образуются в апте, а большая морская трансгрессия начинается в позднем мелу.

Характерные для переходных зон атлантического типа окраинные подводные плато также представляют собой результат опускания коры. Смена осадков по вертикали указывает на то, что первоначально такие плато составляли часть мелководного шельфа. Например, плато Блейк у берегов Флориды оставалось мелководным до конца мела и только позже опустилось на глубину 1—2 км.

Интерес представляет то обстоятельство, что в глубинном строении окраинных плато особенно хорошо выделяются слои с повышенными сейсмическими скоростями. Например, на плато Веринг у берегов Норвегии по сейсмическим данным на глубине 10 км залегает крупный массив плотных пород. Было высказано предположение, что это внедрившиеся основные и ультраосновные мантийные породы. Можно допустить, что опускание плато причинно связано с внедрением этих тяжелых пород. Логично предположить, что и общее утонение континентальной коры в сторону океана является проявлением того же процесса прогрессивной "океанизации" коры по геофизическим показателям.

В этой связи интерес представляет то, что соль, отложившаяся во время лагунной стадии, сейчас обнаруживается не только на шельфе, но и за пределами континентального склона на глубинах, где кора имеет океаническое строение.

Например, в Мексиканском заливе соль залегает на глубине 8 км ниже уровня моря, где глубина последнего достигает 3,5 км и где по геофизическим данным консолидированная часть коры имеет океанический характер. В районе Канарских островов соленосный триас обнаружен под толщей воды в 4,5 км и также на коре океанического строения. Отсюда следует, что во время лагунной стадии мелководье распространялось значительно дальше от берега, чем сейчас. Едва ли можно сомневаться в том, что мелководный бассейн подстилался континентальной корой. Последняя затем была заменена корой океанической.

Зоны спокойного магнитного поля повсеместно протягиваются вдоль переходных зон атлантического типа.

Первоначально в свете спрединговой модели предполагалось, что эти зоны отвечают тому геологическому времени, когда не было инверсий магнитного поля. В качестве таких спокойных эпох указывались различные отрезки геологического времени от позднего карбона до середины позднего мела. Но если все определяется магнитной геохронологией, то спокойное поле везде должно окаймляться одной определенной линейной аномалией. Это правило не выдерживается. В Северной Атлантике у берегов Америки крайней аномалией оказывается 31-я, у противоположного берега, у плато Веринг, — 24-я, а у берегов южной Австралии — 21-я. В связи с этим в литературе высказываются два мнения: или кора спокойных зон всегда была "особой" — не континентальной и не океанической, или же это бывшая континентальная кора, приобретшая каким-то образом геофизические признаки коры океанической.

В рамках мобилизма и тектоники плит обычно считается, что преобразования континентальной коры на атлантических окраинах связаны с ее растяжением, которое в верхних слоях происходит по "листрическим" сбросам, а глубже — пластическим путем. Между тем реальные геологические данные указывают не на листрические сбросы, а на преимущественно вертикальные взрезы.

Нельзя пройти и мимо аналогий с некоторыми внутренними морями и даже внутриконтинентальными структурами. Утонение континентальной коры и постепенный переход ее в кору "базальтовую" наблюдаются, например, в южной котловине Каспийского моря и в Черном море. Между тем на месте этих бассейнов в недавнем геологическом прошлом находились поднятые массивы суши, которые должны были повсеместно иметь континентальную кору.

Из внутриконтинентальных структур сошлемся на Прикаспийскую депрессию. В рифе на месте этой депрессии были континентальные условия и существо-

вала, несомненно, континентальная кора. В дальнейшем в процессе прогибания здесь было накоплено свыше 20 км осадков. Под ними континентальная кора, которая на внешнем контуре депрессии имеет мощность 40 км, по направлению к центру депрессии постепенно уменьшается до 30—26 км и одновременно меняется ее состав: в ней все больше преобладают породы с "базальтовыми" сейсмическими скоростями. В наиболее погруженной части депрессии консолидированная кора, подстилающая осадки, имеет мощность 6—9 км и целиком состоит из "базальтового" (гранулит-базитового?) материала, а гранито-гнейсовый слой отсутствует. Это строение коры должно рассматриваться как вторичное, его связь с прогибанием коры несомненна. Но в этом случае, как и в предыдущем, нет места для сколько-нибудь значительного растяжения коры. Гораздо более вероятным нам кажется предположение, что преобразование коры в сторону ее океанизации по геофизическим показателям происходит на месте. Возможный механизм такого преобразования будет рассмотрен дальше.

Переходные зоны тихоокеанского типа. Мезозойские и кайнозойские подвижные пояса, вдоль которых протягиваются переходные зоны тихоокеанского типа, испытали длительное полициклическое ортогеосинклинальное развитие и сейчас находятся в орогенном режиме. Переходная зона накладывается на подвижные пояса, что коренным образом отличает их от переходных зон атлантического типа, которые накладываются на платформу.

Полный перечень современных структур тихоокеанских переходных зон включает глубоководный желоб, островную дугу и окраинное море. Этот перечень является условным: не все полосы островов дугообразны, а Анды, принадлежащие к переходной зоне этого типа, не островная дуга, а наземный хребет, за которым нет окраинного моря.

Выделяются островные дуги I и II типов. Островные дуги I типа (Япония, Филиппины, Новая Гвинея и т.п.) пережили полициклическое ортогеосинклинальное развитие и имеют нормальную континентальную кору. С неогена они вступили в орогенный режим с преобладанием поднятий, глыбовых дислокаций, сейсмичностью, наземным вулканизмом андезит-базальтового и андезитового состава.

Дуги II типа, как правило, не имеют обнаженного фундамента, указывающего на полициклическое ортогеосинклинальное развитие. Большею частью они расположены сейчас на океанической коре, которая, однако, толще коры открытого океана. Частично они подстилаются и континентальной корой, как, например, северный и южный концы Курильской дуги.

История дуг II типа известна преимущественно с позднего мела. Начинается она с прогибания земной коры, сопровождаемого сильным магматизмом, что указывает на большое значение разломов. Сперва преобладают толеитовые магмы, но потом к ним присоединяются известково-щелочные. С миоцена или позже развиваются поднятия и сильный наземный андезит-базальтовый и андезитовый вулканизм. Дуги II типа лишены проявлений складчатости общего смятия: все дислокации имеют глыбовый характер и связаны с вертикальными взрезами. Склоны глубоководных желобов также ступенчаты и только местами на них наблюдаются более сложные деформации, имеющие, по-видимому, гравитационную природу. Дуги II типа лишены также проявления регионального метаморфизма и гранитного антексиса.

Окраинные моря расположены частично на континентальной, но большей частью на океанической коре. Судя по данным глубоководного бурения, моря имеют разный возраст. Наиболее древнее море Карибское: на океанической коре в его котловинах залегают туронские отложения. Тасманово море образовалось на рубеже мела и палеоцена. Другие моря имеют более молодую кору — от эоценовой до плиоценовой. Там, где между континентом и открытым океаном расположено несколько окраинных морей, более молодые моря находятся дальше от континента.

Существует мнение, что островные дуги — современные геосинклинали. Но их теперешнее состояние — это не геосинклинальный, а орогенный режим, вполне аналогичный внутриконтинентальным его проявлениям. Что касается предыдущего состояния, то, как указывалось, островные дуги I типа пережили полициклическое ортогеосинклинальное развитие со всеми его проявлениями, не отличающееся от развития геосинклиналей внутри материков. В дугах же II типа отсутствующие складчатости общего смятия, регионального метаморфизма и гранитизации не позволяют видеть продукт ортогеосинклинального режима. Это "приразломные" парагеосинклинали.

Глубоководные желоба, судя по возрасту осадков и их малой мощности, очень молоды. Они образовались не раньше миоцена — в орогенную эпоху, одновременно с поднятием островных дуг, и являются по отношению к последним передовыми прогибами. Ступенчатое строение их склонов отражает ту же глыбовую тектонику, которая характерна в орогенную стадию для всех островных дуг.

Окраинные моря представляют собой особые образования. Время формирования их прямо не связано со стадиями развития островных дуг: большинство морей образовалось до того, как поднялись дуги II типа и приобрели современный облик дуги I типа, другие моря образовались одновременно с поднятием дуг, третьи — позже их поднятия.

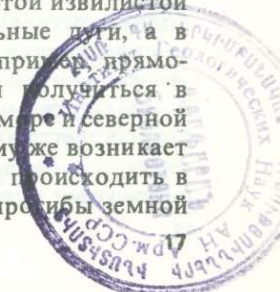
В окраинных морях, расположенных на континентальной коре, наблюдается, как и в переходных зонах атлантического типа, уменьшение толщины коры с возрастанием глубины моря. Континентальная кора выклинивается и сменяется океанической на глубине моря 2—3 км. При этом есть много указаний на то, что история всех окраинных морей, расположенных как на континентальной, так и на океанической коре, состоит в опускании коры. Там, где в морях на континентальной коре буровые скважины или драга достигли фундамента, поверхность последнего оказывалась размытой и осадки начинались с мелководных или даже континентальных. Смена осадков в окраинных морях на океанической коре указывает на постепенное углубление бассейна, а осадки на подводных поднятиях в таких морях во многих случаях свидетельствуют о том, что эти поднятия первоначально находились выше уровня моря.

Таким образом, в этом случае можно предположить, что утонение континентальной коры и переход ее в океаническую исторически связаны с прогибанием: кора при этом по геофизическим показателям постепенно преобразуется из типичной континентальной через промежуточную в типичную океаническую.

Современные представления в рамках тектоники плит также приписывают окраинным морям вторичное происхождение, но связывают его с рассеянным спредингом, сопровождаемым образованием новой океанической коры.

Следовало бы проверить вероятность такого происхождения окраинных морей путем реконструкции ситуации, которая должна была существовать до начала спрединга. Странно, что такие проверки отсутствуют. Между тем, если ранее окраинные моря не существовали, а затем образовались путем спрединга, то материал всех островных дуг Тихого океана должен был быть первоначально сконцентрирован около Азиатского и Австралийского континентов и полоса этого материала неминуемо должна была быть чрезвычайно извилистой в соответствии с извилистостью края континентальной коры. Как же из этой извилистой полосы путем рассеянного спрединга получились столь правильные дуги, а в некоторых случаях столь прямолинейные очертания островов. Например, прямолинейный архипелаг островов Тонга и Кермадек должен был получиться в результате суммарного и разновременного спрединга в Тасмановом море и северной и южной частях моря Фиджи, а также в районе островов Лау. К тому же возникает еще вопрос: какой материал перемещался? Спрединг должен был происходить в период, когда на месте будущих островных дуг II типа еще были прогибы земной

4703



коры. Должны ли мы думать, что передвигались именно те прогибы, из которых уже на новом месте поднялись островные дуги?

Существенной особенностью строения окраинных зон тихоокеанского типа являются сейсмофокальные зоны Беньофа. Тектоника плит связывает их формирование с субдукцией океанической литосферы. Глубинные разломы, образующие зоны Беньофа, имеют тесную связь с глубоководными желобами, вернее, с зоной их контрастного сочленения с поднимающейся островной дугой. Отсюда и время их образования, видимо, то же, что и возраст этого сочленения, т.е. неотектоническая орогенная эпоха. Что же касается субдукции, то все, что в последнее время становится известно о строении глубоководных желобов из геофизических и особенно буровых данных, красноречиво свидетельствует против существования в природе процесса субдукции.

В качестве таких данных отметим спокойное залегание осадков на дне глубоководных желобов; приращение горизонтальных слоев осадков к внутреннему склону желоба без каких-либо деформаций; повсеместные признаки растяжения на склонах желоба при полном отсутствии деформаций сжатия за исключением тех, которые легко объяснимы гравитационным оползанием рыхлых осадков. Особенное значение имеет тот факт, что внутренний склон желобов сложен во всех известных случаях не океаническими осадками, "прилепленными" в процессе субдукции, а осадками, имеющими свой источник на прилегающей островной дуге. Отметим также переход по простирацию глубоководных желобов в передовые прогибы на континентальной коре. Такой переход наблюдается на простирации Зондского желоба в обе стороны — в Бирме и близ о-ва Тимор; он существует также на простирации желоба Тонга-Кермадек у берегов Новой Зеландии, где этот желоб переходит в прогиб Хикураинги на континентальной коре. Желоб Пуэрто-Рико в Венесуэле непосредственно сообщается с континентальным передовым прогибом Ориноко.

Тектоника плит связывает с субдукцией океанической литосферы образование известково-щелочного магматизма. Однако схема этого процесса слишком сложна, многоступенчата и во многих своих частях ненадежна. Это отмечалось неоднократно. Предположение, что мантия нагревается под влиянием трения на поверхности опускающегося языка литосферы, физически не обосновано: напротив, опускающаяся холодная литосфера должна охлаждать окружающую мантию.

Вопрос о происхождении известково-щелочной магмы сейчас приобретает новый аспект в свете новейших данных о распределении в мантии истощенного и неистощенного слоев. На дне морей и океанов господствуют толеитовые базальты. Они бедны летучими компонентами и щелочами, и это их качество, по-видимому, указывает на то, что они были выплавлены из уже истощенного слоя мантии. Было показано, что слой истощенной мантии залегает выше неистощенного. Но последний может быть достигнут глубокими разломами, и по этим разломам на поверхности могут быть извлечены из неистощенного слоя мантии летучие, щелочи, радиоактивные и легкие редкоземельные элементы. Именно с глубоким неистощенным слоем мантии следует связывать струи щелочных базальтов, поднимающиеся на океанических островах. Тот же неистощенный слой, как нам кажется, является первоисточником и известково-щелочных магм островных дуг. По глубинным разломам, широко распространенным в переходных зонах тихоокеанского типа, среди других продуктов из неистощенного слоя поднимается водород, играющий важную роль в составе глубоких недр. Ближе к поверхности в результате его окисления образуется вода. Как показывают экспериментальные данные, при давлении 15—25 кбар и температуре около 1200°С в присутствии большого количества воды из ультраосновных пород мантии выплавляется андезит. Вопрос о том, почему глубинные разломы на тихоокеанских окраинах наклонны и имеют характер сейсмофокальных зон Беньофа, будет рассмотрен ниже.

Переходная зона колумбийского типа. Океаническое дно в этой зоне погружается с удалением от континента чрезвычайно медленно, так что изобата 5 км проходит на расстоянии около 2000 км от берега. В отличие от других переходных зон шельф здесь испытывает поднятие: судя по бентосным фораминиферам, с позднего миоцена у берегов штата Орегон (США) произошло обмеление шельфа на 1 км. Полно загадок строение континентальной части этой зоны. Это история и амплитуда разлома Сан-Андреас; происхождение Поперечного хребта — этой уникальной структуры, пересекающей почти под прямым углом складчатую зону Берегового хребта; генезис Большого Бассейна, представляющего собой типичный рифт, но расположенный на необычном для рифта месте — внутри молодой складчатой зоны. Траппы Колумбийского плато также распространены в складчатой зоне, а не на платформе. Проблему составляют андезиты Каскадных гор. Немало вопросов таится и в происхождении францисканской формации.

Условия океанизации. Из предыдущего было видно, что в развитии переходных зон атлантического и тихоокеанского типов автор придает большое значение преобразованию континентальной коры в океаническую.

Основным механизмом океанизации, по-видимому, является базификация. Вспомогательную роль могут играть метаморфические процессы, которые расширяют в глубине коры зону гранулитовой фации метаморфизма, тем самым повышая плотность коры.

В основе процесса базификации лежат внедрение в кору и вытекание на поверхность основных и ультраосновных мантийных пород. Хотелось бы особенно подчеркнуть, что в последнее время появились данные, указывающие на значительно большую роль в строении континентальной коры ультраосновных интрузий и эффузий, чем это предполагалось ранее. Проникая в кору по вертикальным разломам, основные и ультраосновные породы распространяются на широких площадях в форме силлов и покровов. При этом между вертикальными и горизонтальными интрузиями изолируются глыбы коры. Они прогреваются и подвергаются особенно сильному метаморфизму с потерей воды и увеличением плотности.

Очевидно, что такой процесс может происходить только в том случае, если верхние слои мантии подвергаются плавлению на 60—70%. Температура в них должна подняться до 1500—1600°C. При этом плотность соответственно уменьшается. Поэтому естественно, что там, где базификация происходила геологически недавно и, может быть, продолжается и сейчас (в молодых окраинных морях Тихого океана, в Средиземном море), тепловые потоки повышены и, по сейсмическим данным, верхние слои разуплотнены и характеризуются пониженными сейсмическими скоростями. Однако в наиболее древнем окраинном море — Карибском, а также на окраинах атлантического типа, где, как можно полагать, процесс прекратился давно и мантия остыла, тепловые потоки имеют нормальные значения и сейсмические скорости в кровле мантии также нормальные.

Понижение плотности верхних слоев мантии при увеличении плотности коры после застывания внедрившихся в нее и вылившихся поверх нее мантийных пород может привести к инверсии плотностей на границе между корой и мантией. Этот пункт является центральным в данной концепции. В результате инверсии плотности от коры начнут откалываться глыбы, которые будут тонуть в мантии, а их место займет поднимающийся мантийный материал. Весь процесс будет постепенно продвигаться в коре снизу вверх. В подтверждение такой возможности сошлемся на расчеты, выполненные Д. Таркоттом и другими и показавшие, что вещество разогретого мантийного материала при наличии открытых вертикальных каналов способно подняться вплоть до самых верхних горизонтов континентальной коры — до глубины 3,25 км под уровнем гидросеида.

Подчеркнем, что, по нашей схеме, новая океаническая кора возникает не путем базификации континентальной коры на месте, а в результате замещения

ее продуктами мантийных выделений, тогда как утяжеленные глыбы коры, постепенно откальзывающиеся от ее подошвы, погружаются в мантию. Этот процесс сопровождается выделением воды.

Когда утяжеленные глыбы коры погружаются в мантию на глубину свыше 60 км, они могут подвергнуться эклогитизации, что будет содействовать ускорению их дальнейшего погружения. Они "провалятся" на дно астеносферы и образуют там тяжелый слой.

Глубинные условия развития переходных зон. В заключение рассмотрим, как высказанные соображения могут быть применены к переходным зонам разных типов.

В истории переходных зон атлантического типа в качестве начальной выделяется стадия рифтогенеза. Известно, что рифтогенез связан с разогревом верхней мантии. Очевидно, и в этих зонах в ту начальную стадию температуры и тепловой поток были повышенными. С тех пор произошло остывание и тепловой поток стал нормальным.

Полагая, что при образовании Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов не было раздвижения континентов, я высказываю гипотезу, что рифтогенез охватывал первоначально всю площадь указанных океанов. Рифтогенез подготовил условия для проникновения разогретого мантийного материала в кору для базификации последней.

Линза разогретого материала мантии в дальнейшем постепенно остывала. Под Атлантическим океаном ее остывание началось с краев. От краев к оси океана затухала вулканическая деятельность, сменяясь нормальным отложением осадков. Поэтому возраст консолидированной океанической коры и осадков на ней становился все моложе по направлению к оси океана, где срединный хребет с его рифтом на поверхности, современным вулканизмом и линзой разогретого материала под корой представляет собой реликт состояния, ранее распространенного на весь океан.

Гораздо сложнее обстоят дела в переходных зонах тихоокеанского типа. Эта сложность создается большой раздробленностью этих зон. Базификация проявляется в окраинных морях. Предполагается, что на их месте ранее была континентальная кора. Это были срединные массивы внутри мезозойско-кайнозойской геосинклинали. Они окаймлялись подвижными зонами, которые частично — на всех дугах I типа и на некоторых отрезках дуг II типа — представляли собой ортогеосинклинали, но большая часть дуг II типа — это зоны разломов, развивающиеся как "приразломные парагеосинклинали" с образованием в них типичных островных дуг II типа. Ортогеосинклинали и зоны глубинных разломов благодаря притоку глубинного материала и большей толщине коры представляли препятствие для базификации и подверглись ей лишь частично, претерпев в той или иной степени обрушение с краев. Выше было сказано, что образование известково-щелочных магм на островных дугах мы связываем с подтоком вещества из глубокого слоя неистощенной мантии по глубинным разломам, которыми являются зоны Беньофа. Особенно сильный подток приурочен к последнему — орогенному этапу, возможно, потому что этот неотектонический этап повсеместно характеризуется возбуждением активности земных недр.

Почему зоны Беньофа наклонны? Можно думать, что этот наклон вторичен и связан с разной плотностью верхней мантии по обе стороны разлома. Первоначально эти разломы, по всей вероятности, были вертикальными. На это указывает глыбовый характер дислокаций на островных дугах II типа в течение всего их развития и на островных дугах I типа на орогенной стадии. Зоны Беньофа всегда совпадают с температурным контрастом, отраженным в контрасте тепловых потоков. По одну сторону (под окраинным морем) тепловой поток выше, чем по другую (т.е. в глубоководном желобе и за ним). Очевидно, что более высокий тепловой поток связан с менее плотной верхней мантией и наоборот. Если вязкость

верхней мантии такова, что ее материал может течь с достаточной скоростью под влиянием этих разностей плотностей, то более плотная мантия должна подтекать под менее плотную, соответственно менее плотная мантия должна натекать на более плотную. Поэтому наклон зоны Беньофа всегда направлен в сторону более разогретой мантии. Этот механизм позволяет понять и обратный наклон зоны Беньофа у островов Соломоновых и Новые Гебриды, поскольку мантия более молодой Северо-Фиджийской котловины, лежащей к северу от этих островов и образовавшейся в миоцене, должна еще сохранять более высокую температуру и иметь меньшую плотность, чем мантия расположенного южнее Кораллового моря, образовавшегося в эоцене. Это предположение о причине наклонного положения зоны Беньофа уже было выдвинуто А.Г. Гайнановым и П.М. Сычевым.

Хотя субдукции океанической литосферы не происходит, однако при подтекании более плотной мантии под менее плотную в пределах некоторой зоны происходит общее оседание более плотной мантии и общее надвигание менее плотной. Эти относительные смещения создают сейсмический режим зоны Беньофа. Они же повели к образованию глубоководного желоба там, где смыкаются различно нагретые тектоносферы.

В островных дугах II типа нет регионального метаморфизма и гранитного анатексиса. Нет и складчатости. Дислокации имеют только глыбовый характер. Эти особенности развития следует связывать с чрезвычайно большой сосредоточенной и сквозной проницаемостью коры, благодаря которой глубинные потоки летучих, щелочей, а также и магмы легко проходят сквозь кору и в значительной степени вырываются на поверхность: какого-либо глубокого физико-химического взаимодействия с окружающими породами коры при этом не происходит. Между тем для регионального метаморфизма, гранитизации, образования глубинных диапиров, лежащих в основе складчатости общего смятия, как раз необходимо тесное физико-химическое взаимодействие глубинных продуктов с корой. Это возможно только в обстановке рассеянной и замкнутой проницаемости коры. Такая обстановка возникает на определенной (инверсионной) стадии развития ортогеосинклиналей, но не в парагеосинклиналях, которыми были дуги II типа, и не при орогенном режиме на дугах обоих типов.

В этом отношении имеется сходство между дугами II типа и средним отрезком Анд. В течение всего мезозойско-кайнозойского цикла развития чилийско-перуанские Анды представляли собой арену сильнейшего известково-щелочного магматизма при полном отсутствии регионального метаморфизма, гранитизации и складчатости общего смятия: все дислокации в этой части Анд имеют глыбовый характер. Именно повышенная проницаемость, сосредоточенная вдоль глубинных разломов, определила особый характер развития этой зоны.

Условия развития переходной зоны колумбийского типа представляют особый интерес. Особенности этой переходной зоны связаны с взаимным наложением процессов ортогеосинклинального и орогенного развития, с одной стороны, и рифтогенеза — с другой. Кордильеры Северной Америки в течение мезозоя и в начале кайнозоя развивались как ортогеосинклиналь. В неогене геосинклинальный режим сменился орогенным. Но одновременно с последним возник и режим рифтовый. Он связан со срединным океаническим хребтом, который частично тянется вблизи берега, а частично проходит и под континентом: Восточно-Тихоокеанское поднятие "входит" в Калифорнийский залив, затем его продолжение, судя по эпицентрам землетрясений, прослеживается на суше под разломом Сан-Андреас, Большим Бассейном и Колумбийским плато. Севернее мыса Мендосино срединный хребет снова переходит на дно океана, где его отрезками, разделенными поперечными разрывами, являются подводные хребты Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер.

Ортогеосинклинальное и орогенное развитие связано с разогреванием неисто-

щенной мантии. На это указывают в первом случае процессы регионального метаморфизма и гранитного анатексиса, а во втором — известково-щелочной характер магм. Можно думать, что под ортогеосинклиналью и орогенной зоной неистощенная мантия находится на небольшой глубине. Для рифтового процесса и базификации благоприятна, напротив, истощенная мантия. Поэтому рифтовый процесс и базификация могут прийти на смену ортогеосинклинальному и орогенному развитию там, где мантия испытала истощение. Если в той или иной зоне мантия на отдельных участках истощена, тогда как в других местах она еще не подверглась значительному истощению, то при разогреве такой неоднородной мантии возможно существование бок о бок как ортогеосинклинального и орогенного режимов, так и рифтового режима и процессов базификации.

Именно такое сочетание мы и наблюдаем в переходной зоне колумбийского типа. Процессы рифтогенеза и базификации проникли в орогенную зону Кордильер локально, при этом они выражены в разной форме в зависимости от степени рифтогенеза и базификации. Так, в Большом Бассейне они привели к растяжению и образованию горстов и грабенов, а на Колумбийском плато — к излиянию траппов. Можно думать, что эти проявления отвечают определенным степеням истощения материала мантии.

В связи со срединным хребтом образовалось широкое валообразное поднятие коры. Последнее отразилось в распределении глубин вдоль тихоокеанского берега Северной Америки, где вместо глубоководного желоба наблюдается постепенное понижение в глубину океана. Это же валообразное поднятие захватило шельф.

Что касается отсутствия зон Беньофа, то это следует связать с тем, что здесь нет температурных контрастов. Во всей переходной зоне, включая как Кордильеры на суше, так и прилегающую часть дна океана, тепловые потоки повышенные и приблизительно одинаковые. Следовательно, здесь нет условий для образования блоков мантии с разной плотностью, что лежит в основе возникновения зон Беньофа и смещений по ним.

ABSTRACT

Three types of transition zones are distinguished: Atlantic, Pacific, and Columbian. The subsidence of the Earth's crust is the characteristic process for all transition zones. There are convincing data which show that this subsidence is connected with in situ substitution of continental crust by oceanic. The most probable mechanism of this substitution is the subsidence of continental crust, block by block, into highly warmed upper mantle under conditions when a density inversion appears between the crust and the mantle with reduced density. The rise of the mantle material to the surface in place of the recent continental crust results in the formation of the new oceanic crust.

Evolution of transition zones of the Atlantic type is connected with rifting which at the initial stage covers the whole width of the ocean and then is concentrated in the mid-oceanic ridge. Evolution of transition zones of the Pacific type is to a great extent determined by deep faults penetrating to the level of unimpoverished mantle; from this level the volatile products, which are necessary for the formation of lime-alkalic magmas of island arcs, rise to the surface. The tilt of "Benioff zones" is secondary and is caused by the contrasting upper mantle density on both sides of the zone, i.e. the denser mantle flows under the heated and less dense mantle, and thus the subduction in the form assumed by "plate tectonics" is non-existent. The features of the transition zones of Columbian type comprise the basic features of the transition zones of the Atlantic and Pacific types.

С. Уеда

ТЕКТОНИКА ПОГРАНИЧНЫХ ЗОН МЕЖДУ ОКЕАНОМ И КОНТИНЕНТОМ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Западная часть Тихого океана окаймлена несколькими зонами субдукции. В рамках тектоники плит субдукция — это процесс, при котором происходит поглощение океанической литосферы. Одним из наиболее убедительных признаков субдукции является существование наклонных зон очагов глубокофокусных и промежуточных землетрясений, называемых зонами Вадати—Беньофа. Если мы согласны с тем, что слагающие Землю породы могут быть сейсмогенными лишь при достаточно низких температурах, то происхождение глубокофокусных землетрясений объясняется лишь при условии, что холодный поверхностный материал непрерывно поступает в мантию через зоны Вадати—Беньофа. Зоны субдукции имеют важное значение не только для геотектоники, но и для жизни человечества, так как над ними часто расположены районы густой заселенности, в которых происходят разрушительные землетрясения, вулканические извержения и возникают цунами. В то же время процессы, протекающие в зонах субдукции, воспроизводят запасы полезных ископаемых и даже могут обеспечить потенциально эффективную возможность защиты окружающей среды — вопрос, которого мы коснемся ниже.

Субдукция как главный движущий механизм перемещения плит. Относительные движения крупных плит могут быть установлены на основе различных данных, включающих линейные магнитные аномалии океана, трансформные разломы и механизмы очагов землетрясений [24]. Если предположить, что горячие точки неподвижны относительно глубоких частей мантии [26, 28], то можно определить абсолютные перемещения плит (рис. 1). Из рис. 1 ясно, что все океанические плиты, существующие части которых вовлечены в погружение вдоль границ зон субдукции, движутся намного быстрее остальных. Среди различных возможных сил, движущих плиты, наибольшей является гравитационная сила тяги субдуктирующей части плиты. Океанические плиты перемещаются с предельной скоростью, при которой сила тяжести, затягивающая плиту вниз, почти уравнивается силой сопротивления, действующей на погружающуюся плиту [4, 12].

Таким образом, субдукция является не только важной частью механизма тектоники плит, но, как теперь оказывается, и его главным двигателем, причем процесс растекания океанического дна в срединно-океанических хребтах рассматривается как более или менее пассивный.

Главные геофизические особенности зон субдукции и их модели. Рассмотрим дугу Тохоку (северо-восточная часть Японии) как типичную островную дугу. Ее главные отличительные черты таковы.

1. Тепловой поток низок со стороны Тихого океана и высок с континентальной стороны зоны вулканического фронта, включая Японское море.

2. Тыловой островодужный бассейн (Японское море) имеет почти типичную океаническую кору, которая, как полагают, сформировалась в сравнительно недавнем геологическом прошлом, по-видимому, в олигоцене и(или) миоцене, в ходе процесса тектонического растяжения [19, 21].

3. Скорость P -волн в самых верхних слоях мантии непосредственно под дугой является аномально низкой, что указывает на возможность подъема высоко-температурной астеносферы почти до границы M [30].

4. Механизмы очагов землетрясений показывают замечательную упорядоченность, включающую двухплоскостную структуру зоны Вадати—Беньофа. Почти все сильнейшие землетрясения Циркумтихоокеанского сейсмического

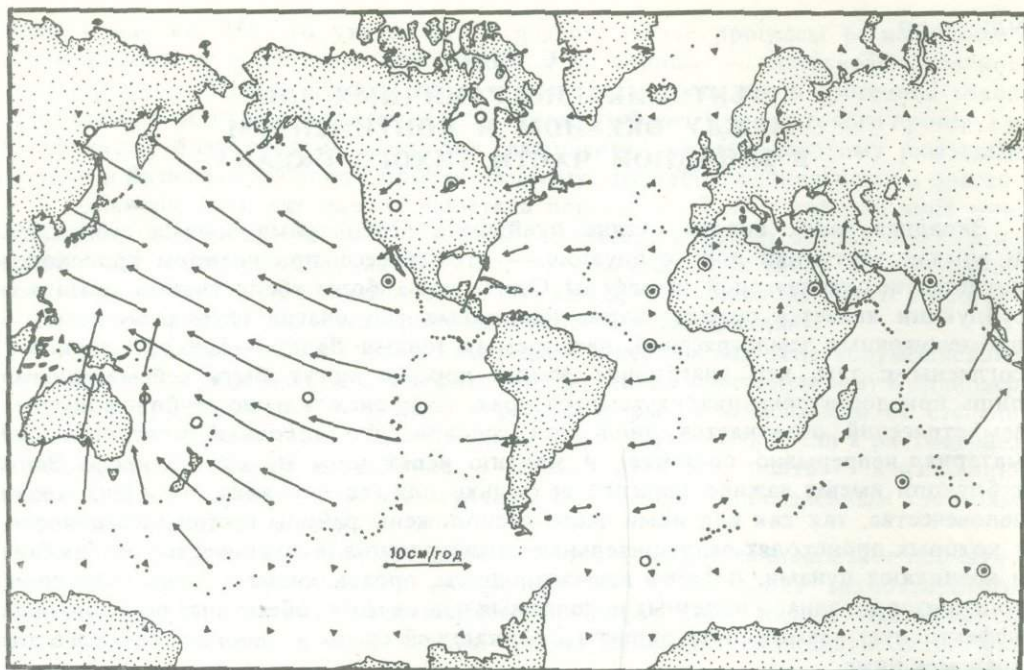


Рис. 1. Векторы абсолютных перемещений плит в избранных точках [24]. Звездочки указывают противоположные полюсы вращения

пояса, часто катастрофические, являются надвиговыми и возникают в процессе относительного перемещения надвигающихся и субдуктирующих плит.

Суммируя эти и некоторые характерные особенности, можно изобразить разрез идеализированной модели зоны субдукции в виде простой обобщенной модели (рис. 2). Однако процессы субдукции в различных районах неодинаковы. Существуют два в корне различных режима или типа процессов субдукции — с высокими (чилийского типа) и низкими (марианского типа) напряжениями, а также все градации между ними.

Хорошо известны различия орогении островных дуг и Кордильер. Подобным же образом полезно классифицировать зоны субдукции согласно тектонической активности в тыловых частях дуговых структур, о чем автор совместно с Х. Канамори писал еще в 1974 г. и что отмечалось, например, в [7, 31]. Два крайних типа — это зоны субдукции континентальной дуги (чилийский тип) и зоны субдукции островной дуги с активно протекающим разрастанием окраинных морей (марианский тип). Их характерные особенности показаны на рис. 3. Как правило, зоны субдукции чилийского типа характеризуются хорошо развитыми горными цепями типа Кордильер, вершины которых увенчаны андезитовыми стратовулканами, в то время как зоны субдукции марианского типа имеют менее массивные островные дуги, но отличаются обилием продуктов базальтового вулканизма, покрывающих фундамент океанической коры.

Оказывается, что различие между двумя типами субдукции связано в основном с различной степенью механического сцепления между поддвигающейся и надвигающейся плитами, обусловленного относительным перемещением надвигающейся плиты и положением желоба, т.е. шарнирной линии погружающейся океанической плиты. Можно различными способами продемонстрировать фундаментальное различие двух типов зон субдукции. Приведем несколько примеров.

1. Механизмы очагов землетрясений, возникающих в надвигающихся плитах, показывают, что современные тектонические напряжения в задуговых районах

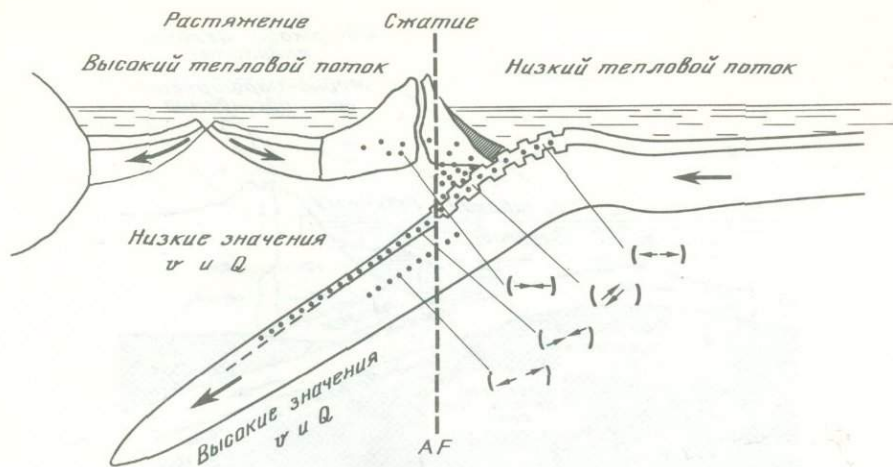


Рис. 2. Схематический разрез зоны субдукции (без соблюдения масштаба). Точки — очаги землетрясений; стрелки — направления движения плит; v — скорость сейсмических волн; Q — сейсмический параметр затухания; AF — асейсмический фронт. Стрелки в скобках указывают на механизм землетрясений

являются сжимающими в зонах субдукции чилийского типа, таких, как Япония и Курилы. В противоположность этому зоны субдукции марианского типа характеризуются растягивающими напряжениями в окраинных морях, как, например, в Андаманском море [10], районе Рюкю [11] и других местах. Хотя часто ссылаются на то, что в районе Анд преобладают нормальные сбросы, свидетельствующие о растяжении коры, эти разломы, вероятно, являются лишь поверхностным проявлением гравитационного коллапса поднимающихся континентальных масс [18], а действующие в глубинных частях коры напряжения являются сжимающими.

2. Почти все землетрясения, связанные с межплитовым надвигом, с магнитудой, существенно превышающей 8 по шкале, которая основана на сейсмическом моменте, происходят в районах дуг чилийского типа [18]. Однако статистика показывает, что при этих сильнейших землетрясениях выделяется свыше 95% всей энергии землетрясений Земли. Это говорит о сильном сцеплении между поддвигающейся и надвигающейся плитами в данных зонах, в то время как в зонах субдукции марианского типа сцепление существенно меньше. Скорость сближения двух плит, по-видимому, мало влияет на степень их механического сцепления.

3. Между двумя типами зон субдукции имеется поразительное различие в скоростях современных поднятий береговых линий. В зонах чилийского типа поднятие происходит со скоростью несколько миллиметров в год, что сравнимо со скоростями современных поднятий Анд и Японии, а в зонах марианского типа поднятие если и происходит, то с существенно меньшими скоростями [6]. Высокая скорость вертикальных движений наблюдается и в некоторых местах, которые, однако, не относятся к зонам субдукции чилийского типа, например в средней части дуги Рюкю (о-в Кикайгасимо), на Новогбридской дуге и в северной части Новой Гвинеи. Это районы, в которых происходит столкновение плавучих относительно мантийного вещества элементов топографического рельефа низкой плотности.

Причина существования двух режимов субдукции. Существование двух типов субдукции, вероятно, обусловлено различной степенью сцепления надвигающейся и поддвигающейся плит. Но почему возникает та или иная степень сцепления в различных зонах субдукции?

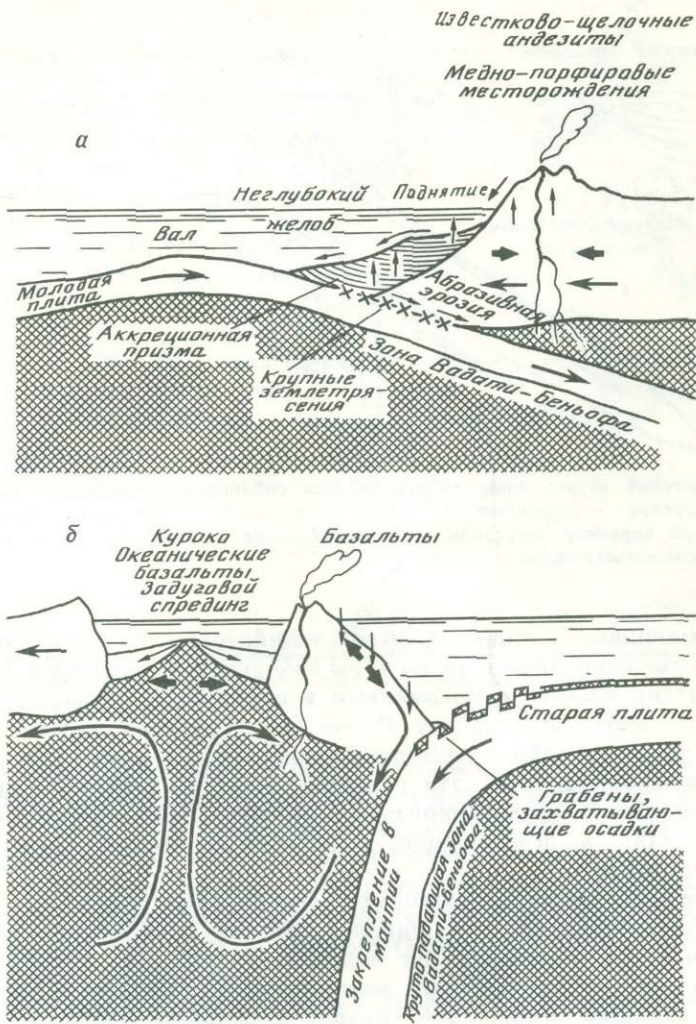


Рис. 3. Два режима субдукции с возможными тектоническими причинами и следствиями
а — чилийский тип; б — марианский тип

Для ответа на этот вопрос постулируются три основных механизма. Первый из них связывает неодинаковое сцепление с различиями в природе контакта между плитами [29]. Второй механизм придает значение возрасту опускающейся плиты как фактору, контролирующему режим субдукции [17]. При остывании в процессе спрединга плиты становятся тяжелее, поэтому более древние части плит подготовлены к погружению. При погружении холодной плиты зона субдукции отступает в сторону океана (марианский тип). В то же время молодые плиты являются более плавучими, а потому появляются дополнительные, направленные вниз силы, действующие на них со стороны надвигающейся плиты в процессе субдукции (чилийский тип). Среднее различие в возрасте плит, погружающихся на западной и восточной окраинах Тихого океана, по-видимому, подтверждает наблюдение, согласно которому зоны субдукции марианского типа на западной окраине Тихого океана встречаются чаще, чем на восточной. Смещение желобов в сторону океана вследствие соответствующего смещения оси зоны субдукции названо Д. Дьюи [7] "откатыванием".

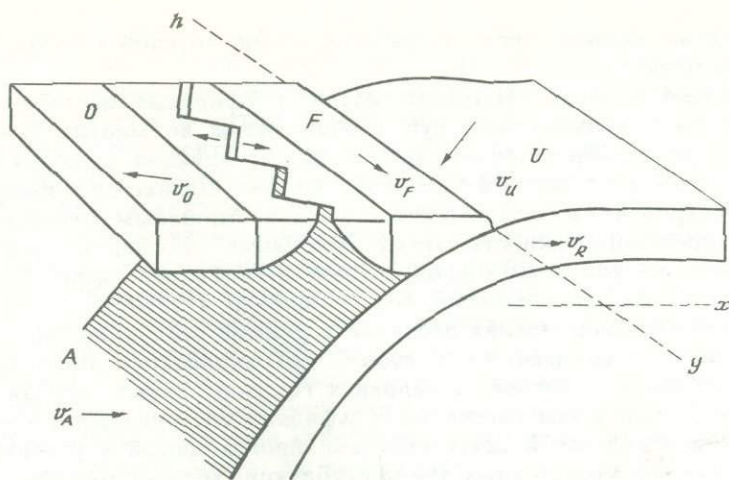


Рис. 4. Схема субдукции

O — надвигающаяся плита, имеющая скорость v_O ; U — поддвигающаяся плита, имеющая скорость v_U ; F — небольшой пласт, имеющий скорость v_F ; A — астеносфера, движущаяся со скоростью v_A ; v_R — скорость откатывания; h — шарнирная линия желоба

Если рассмотреть вопрос с геометрической точки зрения, то, как это отмечалось автором и Х. Канамори в 1979 г., а также в [7, 31], степень механического сцепления, которая контролируется движениями плит, должна определяться векторами относительного перемещения надвигающейся плиты и положения желоба, т.е. шарнирной линии субдуктирующей океанической плиты (рис. 4). Упомянутое выше откатывание желоба — это отступление шарнирной линии в сторону океана. Естественной частью процесса является движение верхней плиты. Если вектор перемещения этой надвигающейся плиты имеет направленную к континенту компоненту, которая больше (меньше), чем компонента продвигания в том же направлении шарнирной линии, то происходит субдукция марианского (чилийского) типа.

Вопрос в том, чтобы выяснить, какой из двух указанных факторов, т.е. перемещение шарнирной линии или перемещение надвинутой плиты, преобладает в действительности. Анализируя современные глобальные движения плит, автор и Х. Канамори показали, что при субдукции марианского типа хорошо проявляется отступление к континенту надвинутой плиты (см. также [31, 25]). При субдукции чилийского типа, как, например, в Южной Америке, Японии и Беринговом море, надвигающиеся плиты перемещаются в сторону океана, подтверждая идею о том, что абсолютное перемещение этих плит играет важную роль при установлении режима субдукции. В то же время, однако, при рассмотрении таких районов, как дуги Скоша и Новогейбридская, существенное место отводилось эффекту откатывания [5].

Для того чтобы плиту, погруженную глубоко в астеносферу, было трудно сместить относительно окружающего ее материала астеносферы, она должна быть жесткой. Литосферная плита оказывается как бы "заякоренной" или "приколоченной" к астеносфере [31]. Если движение астеносферного материала существенно медленнее, чем перемещение плиты, то закрепление последней означает, что абсолютное движение шарнирной линии практически отсутствует. Это означало бы также, что откатывание субдуктирующей плиты может происходить там, где астеносферный поток направлен в сторону океана. Именно так может обстоять дело в случае дуги Скоша [3].

На основании приведенных аргументов должно быть ясно, что формирование нормальных океанов, внутридуговых бассейнов и так называемых бассейнов

растяжения существенно определяется процессами, обусловленными движениями литосферных плит.

Металлогенез в зонах субдукции. Медно-порфировые месторождения образуются в связи с вулканизмом дуг и обнаружены во многих районах, где в недавнем геологическом прошлом происходила субдукция, включая прибрежные зоны Тихого океана в Южной и Северной Америке. Однако они явно отсутствуют в районах островов на западе Тихого океана, типичным примером является Япония. В противоположность этому массивные сульфидные месторождения распространены на континентальной стороне дуги Тихого океана (северо-восток Японской дуги). Автор совместно с Т. Нисиваки в 1980 г. интерпретировал эти особенности с точки зрения различий в режиме субдукции. Медно-порфировая минерализация связывается с субдукцией чилийского типа, при которой наземный вулканизм протекает в условиях горизонтальных сжимающих напряжений в коре. Вместе с тем массивные сульфидные месторождения ассоциируются с подводной вулканической деятельностью, происходящей в условиях тектонического растяжения, характерных для зон субдукций марианского типа. Возможно, этот контраст генетически подобен различиям в вулканогенных породах, возникающих при двух типах субдукции: известково-щелочные андезиты характерны для чилийского типа, а преимущественно базальтовый бимодальный вулканический материал — для марианского типа (см. рис. 3).

Наличие массивных сульфидных месторождений на дугах марианского типа разумно объясняется, если признать, что тектонические процессы в раскрывающихся островодужных тыловых бассейнах подобны процессам, протекающим в центрах океанического спрединга, где недавно было открыто много термальных источников и участков минерализации [3].

Изменение режима субдукции во времени. Почему в Японии, которая является дугой чилийского типа, найдены сульфидные месторождения? Около 15 млн. лет назад, когда сформировалось месторождение Куроко, Японская дуга относилась к марианскому типу [1]. Эта точка зрения согласуется с оценками максимальных горизонтальных напряжений в северо-восточной части Японской дуги для настоящего времени и миоценового периода, основанным на результатах исследований механизмов очагов землетрясений, направлений даек, разломов и складок, а также упорядоченного расположения вулканов. В настоящее время напряжения являются сжимающими в направлении коллизии плит (чилийский тип), но в миоцене напряжения были растягивающими (марианский тип). Вероятно, этот период субдукции марианского типа был тесно связан с раскрытием Японского моря.

Участь осадков: аккреция против субдукции. Вполне естественно, что осадки не просто вовлечены в процесс субдукции, так как они имеют малую плотность и выдерживают лишь небольшую механическую нагрузку. Однако было развито представление о так называемой аккреционной призме, основанное на геологических наблюдениях в районах, примыкавших в прошлом к фронтальным участкам дуг, где осадки в древних желобах соскребались и накапливались в виде чешуйчатых структур [1].

В то же время, по данным отраженных сейсмических волн и драгирования, отмечалось существование зон субдукции, в которых на склонах желобов с континентальной стороны какие-либо осадки отсутствовали. Более того, интенсивные работы по Проекту глубоководного бурения показали, что континентные склоны не только Марианской впадины, но и Японского и Гватемальского желобов практически не имеют осадочных пород, принесенных со стороны океана. Даже Перуанско-Чилийский желоб, по-видимому, не имеет хорошо развитой аккреционной призмы [8, 9], хотя это пока не подтверждено бурением.

Здесь важно рассмотреть, по крайней мере, два фактора. Первый — это количество осадков, поступающих к желобу. Если скорость притока осадков выше, чем скорость их поглощения в желобе, то образуется аккреционная призма.

Обе эти скорости изменяются во времени и пространстве. Объем поступающих осадков должен определяться и двумя источниками: пелагической (хемипелагической) и терригенной компонентами. Вполне возможно, что терригенная компонента сильно меняется в пространстве. Желоба чилийского типа, по определению, находятся ближе к континенту, чем марианского, так что первые обычно получают больше обломочного материала. Однако прибрежная зона в западной части Северной Америки, исключая ее самую южную часть, является, как известно, аридной и дает лишь незначительные примеси обломочных образований.

Чем же определяется второй фактор, т.е. способность поглощения осадочных пород в зонах субдукции? Интересное предположение [15, 27] состоит в том, что осадки, рыхлые или плотные, могут вовлекаться в субдукцию благодаря наличию структур горстов и грабенов, развивающихся на поверхности погружающейся плиты, когда она изгибается перед субдукцией. Подобный механизм иллюстрируется рис. 3 (марианский тип), и он понятен без пояснений. Этот механизм предполагает, что если какой-либо нежелательный материал поместить в правильно выбранное место на поверхности погружающейся плиты, то он будет быстро и глубоко захороняться огромными оползнями со стороны континентального склона. Следовательно, такие участки можно рассматривать как возможные места захоронения ядерных отходов или даже вышедших из строя атомных кораблей [27].

Разумно предполагать, что каждый желоб характеризуется индивидуальной способностью поглощения материала, зависящей от стадии развития структур горстов и грабенов. Такие структуры распознаются почти повсеместно, исключая районы с очень мощным покровом осадков. Далее можно заключить, что структуры горстов и грабенов лучше выражены в случае марианского типа субдукции, так как для него характерен более резкий изгиб плиты. Когда объемы грабенов достаточно большие, склон желоба с континентальной стороны может обрушаться в них и вовлекаться в субдукцию, что приводит к тектонической эрозии, свойственной в большей степени субдукции марианского типа. В случае субдукции чилийского типа, когда под дугой плиты сильно прижаты одна к другой (см. рис. 3), должен развиваться другой вид эрозии, который можно назвать абразивной.

Тектоника столкновения и аккреции. Рано или поздно у желобов неминуемо появляются топографические поднятия. Они могут различаться по происхождению. Это могут быть подводные горы, острова, возвышенности, плато, островные дуги, микроконтиненты и даже срединно-океанические хребты. Вследствие малой плотности слагающих их пород некоторые из них не могут быть вовлечены в субдукцию и при столкновении с дугами надвигающейся плиты соединяются с последней.

Столкновение островов и подводных гор с островной дугой иногда вызывает ее изгиб [16]. Столкновение срединно-океанического хребта (центр спрединга) с зоной субдукции может привести к большим изменениям в строении окраины плиты. Например, столкновение тихоокеанского хребта Фаральон¹ с Северной Америкой [13, 20] преобразовало границу плиты из зоны субдукции в зону трансформного разлома. Столкновения такого типа происходят перед окончательным закрытием океана и коллизией континентов.

Изучение тектоники столкновения и аккреции связано с установлением факта, что существенная часть западного района Северной Америки состоит из сросшихся экзотических комплексов пород [14, 22]. Начинаются исследования, цель которых показать, что большая часть западных островных дуг Тихого океана, включая Японию, Филиппины, Меланезийские бордерленды и всю Восточную Азию, пред-

¹ В литературе иногда встречается написание Фараллон. Правильной является данная транслитерация испанского названия Farallon, соответствующая географическому названию мыса Фаральон, от которого произошло название хребта.

ставляет собой коллаж экзотических блоков и континентальных массивов [22, 23]. Главными проблемами, которые предстоит разрешить, станут процессы происхождения, перемещения и последующего столкновения указанных комплексов пород. Например, А.Нур и З. Бен-Аврахам выдвинули интересное предположение, что массивы пород по периферии Тихого океана представляют собой осколки древнего континента Пацифида [2].

Субдукция является не только составной частью глобального механизма тектоники плит, но и его главным двигателем. В то же время сама субдукция — очень сложный процесс. Однако ее загадочную природу и несомненно комплексный характер можно лучше понять, если рассмотреть два крайних режима: режим высоких напряжений (субдукция чилийского типа), когда имеет место сильное механическое сцепление между надвигающейся и поддвигающейся плитами, и режим низких напряжений (субдукция марианского типа), когда сцепление между двумя плитами слабое. Важными факторами, контролирующими степень механического сцепления, могут быть возраст погружающейся плиты, движения астеносферы и воздымающейся плиты и, возможно, природа границ между плитами.

Неизбежным следствием непрерывной субдукции является аккреция или субдукция осадочных пород, поступающих в желоба. Субдукции осадков способствуют структуры горстов и грабенов — отличительная черта резко изогнутых океанических плит. Кроме того, субдукция приводит к столкновению с надвигающейся плитой различных топографических форм субдуцирующей плиты. Некоторые из них могут присоединяться к последней и играть важную роль в эволюции континентов. В конце концов океан закрывается, наступает столкновение континентов и цикл Вилсона завершается поднятием горных хребтов гималайского типа.

ABSTRACT

Ocean-continent boundary in the Western Pacific region is mainly composed of subduction zones. Subduction is not only the counterpart process to seafloor spreading in the plate tectonic regime, but also is the major driving mechanism of plate motions. The features of subduction zones are difficult to explain by a single model. The importance of recognizing the existence of two basic and contrasted modes in subduction, controlled by the strength of coupling between subducting and overriding plates, is demonstrated. The two modes are High Stress Chilean-type subduction and Low Stress Mariana-type subduction. Collision and accretion of buoyant features on seafloor, is also important in the evolution of continents.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Alvarez W.* Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and driving mechanism of plate tectonics//*J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 6697—6710.
2. *Atwater T.* Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. Vol. 81. P. 3513—3536.
3. *Carlson R.L., Melia P.J.* Subduction hinge migration//*Tectonophysics*, 1984, Vol. 102. P. 399—411.
4. *Chapple W.M., Tullis T.E.* Evolution of the forces that drive the plates//*J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 1967—1984.
5. *Chase C.* Extension behind island arcs and motions relative to hot-spots//*J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 5385—5387.
6. *Dalmayrac B., Molnar P.* Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints of the state of stress//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 55. P. 473—481.
7. *Dewey J.L.* Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries//*Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1980. Vol. 20. P. 553—574.
8. *Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions//*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1979. Vol. 63. P. 2—31.
9. *Edmonds J.M., Damm K.V.* Hot springs on the ocean floor//*Sci. Amer.* 1983. Vol. 248. N 4. P. 78—93.
10. *Eguchi T., Uyeda S.* Seismotectonics of the Okinawa Trough and Ryukyu Arc//*Mem. Geol. Soc. China.* 1983. N 5. P. 189—210.

11. *Eguchi T., Uyeda S., Maki T.* Seismotectonics and tectonic history of the Andaman Sea//Tectonophysics. 1979. Vol. 57. P. 35—51.
12. *Forsyth D.W., Uyeda S.* On the relative importance of driving forces of plate motion//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1975. Vol. 43. P. 163—200.
13. *Hilde T.W.C.* Sediment subduction versus accretion around the Pacific//Tectonophysics. 1983. Vol. 99. P. 381—397.
14. *Hilde T.W.C., Sharman G.F.* Fault structure of the descending plate and its influence on the subduction process//EOS. 1978. N 59. P. 1182.
15. *Horikoshi E.* Development of late Cenozoic petrogenic provinces and metallogeny in northeast Japan//Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1976. N 14. P. 121—142.
16. *Hussong D.M., Edwards P.B., Johnson S.H.* et al. Crustal structure of Peru-Chile Trench: 8—12°S Latitude//Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1976. N 19. P. 155—174.
17. *Kanamori H.* Great earthquakes at island arcs and the lithosphere//Tectonophysics. 1971. Vol. 12. P. 187—198.
18. *Kanamori H.* Quantification of earthquakes//Nature. 1978. Vol. 271. P. 411—414.
19. *Karig D.E.* Origin and development of the marginal basins in the Western Pacific//J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 2542—2561.
20. *Lister C.R.B.* Tectonic movement in the Chile Trench//Science. 1971. Vol. 173. P. 719—722.
21. *Matsuda T., Uyeda S.* On the Pacific-type orogeny and its model — extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas// Tectonophysics. 1971. Vol. 11. P. 5—27.
22. *McCabe R., Uyeda S.* Hypothetical model for bending of the Mariana Arc//Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1983. N 27. P. 281—293.
23. *McKenzie D.P., Morgan W.J.* Evolution of triple junctions//Nature. 1969. Vol. 224. P. 125—133.
24. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present day plate motions; a summary//Source mechanism and earthquake prediction. P.: Cent. Nat. rech. sci., 1980. P. 109—124.
25. *Molnar P., Atwater T.* Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere// Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 330—340.
26. *Morgan W.J.* Plate motions and deep mantle convection//Geol. Soc. Amer. Mem. 1980. Vol. 132. P. 7—20.
27. *Scholl D.W., Christensen M.N., Von Huene R., Marlow M.S.* Peru-Chile Trench sediments and sea-floor-spreading//Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 1339—1360.
28. *Wilson J.T.* Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1965. Vol. 258. P. 145—165.
29. *Yonekura N.* Late Quaternary vertical crustal movements in and around the Pacific as deduced from former shoreline data//Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region. Geodynamics Ser. 11. Amer. Geophys. Union. Geol. Soc. Amer., 1983. P. 41—50.
30. *Yoshii T.* A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan//Tectonophysics. 1979. Vol. 55. P. 349—360.
31. *Zonenshain L.P., Savostin L.A.* Movement of lithospheric plates relative to subduction zones: Formation of marginal seas and active continental margins// Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 57—87.

УДК 551.242.25

Ю.Г. Киселев

ГРАНИЦЫ ОКЕАН — КОНТИНЕНТ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

Между материком и океаном выделяются три типа границ разделов: физико-географическая (переход от береговой линии суши к открытой части моря), геоморфологическая (переход от подножия материкового склона к ложу океана) и глубинно-геологическая, или тектонофизическая (область смены континентального и субконтинентального строения коры на субокеаническое и океаническое).

Чем древнее океан или отдельно взятые его области, тем более контрастно выражены эти границы разделов и тем на меньшем расстоянии одна от другой они находятся.

В Северном Ледовитом океане с его шельфами огромных размеров, недоразвитостью материковых склонов, широким развитием в центральной части океана реликтивно-материковых горсто-глыбовых хребтов и порогов — крупнейших ответвлений погруженных участков бывшего шельфа, а также фрагментарностью развития собственно ложа океана отмечается большая сложность, а местами

неопределенность положения геоморфологической, а тем более глубинно-геологической, или тектонофизической, границ разделов между материковой и океанической тектоносферой.

Это происходит вследствие того, что Северный Ледовитый океан, несмотря на существование отдельных окон океанической коры, продолжает находиться на переходной стадии развития, одновременно имея как типично океанические, так и материковые черты. Поэтому эти границы здесь сильно "размазаны", что хорошо видно из общего рассмотрения морфологии дна, структуры геофизических полей и глубинного строения земной коры.

Морфология дна. Пространство, занимаемое водами Северного Ледовитого океана (общая площадь 14,8 млн. км²), в настоящее время географически подразделяется на три самостоятельные части.

1. Североевропейская часть (Гренландское, Норвежское, Баренцево и Белое моря). Отдельные зарубежные ученые не включают в состав Северного Ледовитого океана Норвежское и Гренландское моря, а относят их к Атлантическому океану, проводя границу между океанами по линии, идущей от крайней северной точки Норвегии к самой южной точке о-ва Западный Шпицберген и далее к северо-восточной оконечности Гренландии [5].

2. Арктическая часть (или Арктический бассейн, состоящий из двух суббассейнов — Американо-Арктического и Евразийского, разделенных поднятием Ломоносова).

3. Моря материковой отмели (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Бофорта, Линкольна, Баффина).

Такое деление было основано на первых представлениях об орографии дна — выделении обширных зон шельфа, Норвежско-Гренландской глубоководной впадины и глубоководной впадины Арктического бассейна.

Проследивание в Северо-Европейском бассейне северного продолжения Срединно-Атлантического хребта (хребты Мона и Книповича), а в Арктическом бассейне поднятия Ломоносова потребовало подразделить глубоководную часть океана на Норвежскую и Гренландскую котловины и Евразийский и Американо-Арктический суббассейны.

Открытие в последующие годы новых поднятий дна: Менделеева, Срединно-Арктического (Гаккеля), Нордвинд, Черевичного, экспедиции "Север" и др. — показало более сложную картину расчлененности дна. Ложе океана распалось на ряд котловин и небольших впадин, находящихся на разных батиметрических уровнях. Этими открытиями было доказано, что главной морфометрической особенностью глубоководной части Северного Ледовитого океана является его поперечное, а не продольное, как это имеет место в других океанах, расчленение на отдельные части (бассейны, впадины, котловины) системами порогов, хребтов и поднятий, идущих от одного края шельфа к другому и составляющих с ним некогда единый протошельф (рис. 1) [2].

Установление реликтово-материковой, эпিশельфовой природы поперечных поднятий, хребтов и порогов, на долю которых приходится почти 30% площади внутренней части Северного Ледовитого океана, привело к необходимости решения ряда вопросов. Что принимать здесь за шельф в морфометрическом, структурно-тектоническом и генетическом смысле, где ограничивать его, что относить к эпিশельфу или протошельфу, что вкладывать в понятия "материковый склон" и "собственно ложе океана"? Как полярная ветвь срединно-океанического хребта (хребтов Мона, Книповича, Гаккеля) связана с образовавшимися ранее основаниями эпиморских впадин (Норвежско-Гренландской и Евразийской)?

Сравнительное изучение морфологии дна Северного Ледовитого океана показало, что по средней глубине (1225 м) и сравнительно небольшой площади субокеанической и океанической коры (25%) Северный Ледовитый океан отличен от других океанов мира. Для Атлантического, Индийского, Тихого океанов средние глубины дна колеблются около отметок 3800 м, площади шельфов не вы-

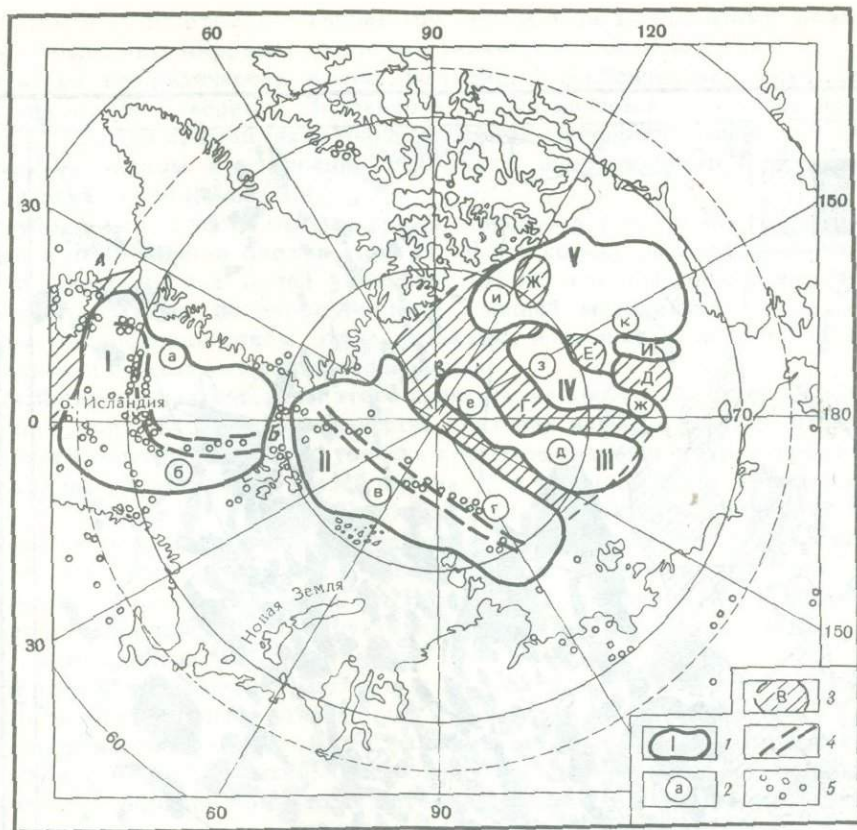


Рис. 1. Основные морфоструктурные провинции дна Северного Ледовитого океана

а — бассейны (глубоководные части океана): Норвежско-Гренландский (I), Евразийский (II), Центрально-арктический (III), Североморцев (IV), Канадский (V); 2 — котловины: *а* — Гренландская, *б* — Норвежская, *в* — Нансена, *г* — Амундсена, *д* — Толля, *е* — Макарова, *ж* — СП, *з* — Североморцев, *и* — Стефансона, *к* — Канадская; 3 — пороги, хребты, поднятия: *А* — Фареро-Исландский, Исландско-Гренландский, Уайвилла Томсона, *Б* — Ховгарда, *В* — Ломоносова, *Г* — Менделеева, *Д* — Чукотского купола, *Е* — Черевичного, *Ж* — экспедиции "Север", *И* — Нордвинд; 4 — гребневая зона срединно-океанических хребтов; 5 — эпицентры землетрясений

ходят за пределы 10—15%, а ложе океана (площади с глубинами 3000 м и более) составляет от 80 до 90%.

Сильно различаются и характеры материковых склонов. Так, если на карско-баренцевском и аляскинском участках дна материковый склон является единым уступом (аналогично другим океанам), крутым в верхней части и пологим в нижней, то на остальной площади Арктического бассейна (большой части Восточно-Сибирского моря, Чукотском море, море Бофорта, акватории Канадско-Арктического архипелага) материковый склон местами сильно растянут, отмечаются разрывы между верхними и нижними уступами, широко представлены краевые плато, лежащие на отметках от 400—500 до 1500 м и более, а на участках подходов поднятий Ломоносова и Менделеева отсутствует типичная зона развития материкового склона.

Эти обстоятельства не позволяют выделить здесь единую зону развития материкового склона и наметить исходя только из геоморфологического принципа границу раздела между материковой и океанической тектонической сферой. В качестве общей границы между отдельными морскими впадинами и разделяющими их порогами и хребтами в восточной части Арктического бассейна может быть принята условная линия — начало верхнего перегиба во внешней зоне шельфа, лежа-



Рис. 2. Схема обобщенных магнитных аномалий Арктического бассейна
 1 — положительные значения; 2 — отрицательные значения

щего повсеместно на отметках глубин 100—130 м. Она, по-видимому, может быть связана с последним мировым гляциоизостатическим уровнем моря.

Структура геофизических полей. Важнейшей особенностью структуры геофизических полей Северного Ледовитого океана является отсутствие для большей части площади прямой связи морфологии дна с современным синокеаническим структурным планом и изменениями в знаке, напряженности и простираниях геофизических полей (аномалий).

К глубоководной части океана нельзя применить теорию многократных разрастаний и перемещений блоков коры [1, 6], поскольку рассмотрение всей совокупности геофизических полей указывает на то, что они определяются структурно-геологическими неоднородностями бывшей материковой коры, образовавшейся на доокеаническом этапе развития, и только в небольшой степени современными процессами ее преобразования.

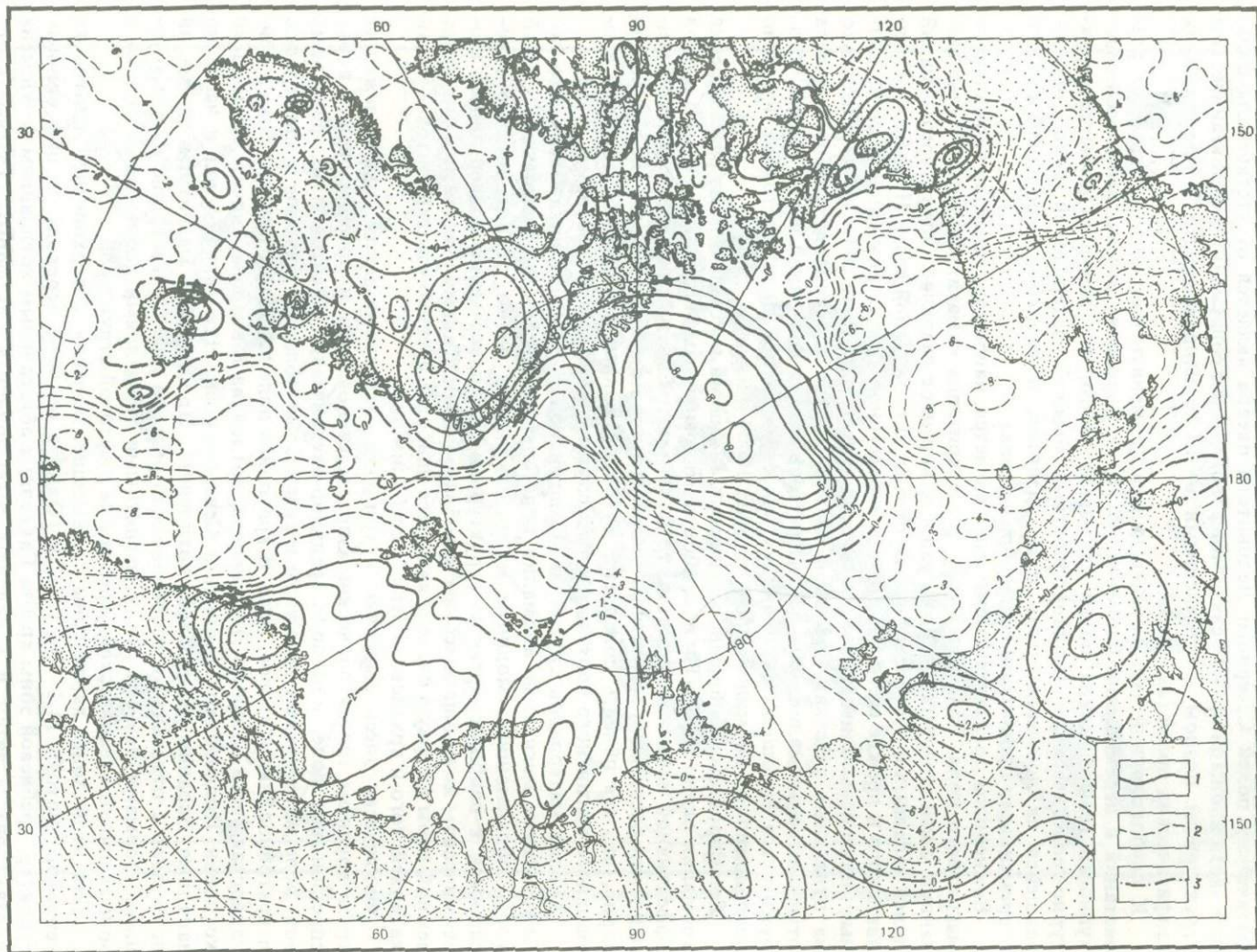
Важнейшим доказательством этого является, например, характер аномального магнитного поля. Если взять в качестве критерия намагниченность и тесно связанную с ней геотермию, можно увидеть коренное различие в структуре аномалий полей западных и восточных частей океана. Для западной части Норвежско-Гренландского и прежде всего Евразийского бассейнов характерны спокойные магнитные поля с невысокими значениями, редко превышающими 200—300 нТл, и только на отдельных участках рифтовой зоны и в ряде зон континентального склона отмечаются аномалии 300—600 нТл. Напротив, в восточной части океана обнаруживается сплошное высокоиндуктивное магнитное поле, состоящее из тесно расположенных аномалий, достигающих 1000—1400 нТл.

Если провести обобщение магнитных аномалий и исключить из рассмотрения аномалии около ± 200 нТл, отвечающие маломощным телам либо телам с низкой эффективной намагниченностью, то фактически Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны в магнитном поле окажутся не выраженными (рис. 2). Характерно, что вся область попадает в глубокий минимум и при рассмотрении аномального магнитного поля по данным спутниковой съемки (рис. 3).

Анализ материалов спутниковой магнитной съемки [3] показывает, что положительные магнитные аномалии поля спутников связаны с участками земной коры, обладающими мощным магнитоактивным слоем, территориально относящимся к наиболее древним структурным комплексам, не подвергшимся геотермическим и геодинамическим преобразованиям. Такими участками в структуре земной коры в первую очередь являются наиболее древние участки щитов — части катархейского и архейского этапов стабилизации.

Фактически здесь выделяются три типа магнитных полей, принадлежащих трем крупным геотектоническим эпохам становления и преобразования коры: спрединговое поле, или поле срединно-океанических хребтов и их фланговых зон, поле материковых платформ и складчатых областей шельфов и эпিশельфов и кратонное, или щитовое, поле. В кратонное поле попадают приполюсная и приканадская части поднятия Ломоносова, котловина Макарова, значительные части котловин Подводников (Толля) и Североморцев, Чукотский купол и частично западные окраины Канадской котловины. Простираение магнитных аномалий не связано с отдельными особенностями рельефа дна. Соответствие между крупными формами рельефа дна и магнитными аномалиями наблюдается только в зоне срединно-океанического хребта с ее рифтовой структурой.

Для этой зоны характерны наивысшие значения поверхностной плотности теплового потока $14,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Однако по мере перехода от рифтогенных структур (гребневой зоны хребта Гаккеля) к абиссальным котловинам Амундсена и Макарова, а затем и к склонам докембрийской платформы (краевые части Чукотского купола, южные отроги поднятия Менделеева) и, наконец, к обнажающимся выступам фундамента (цокольная часть поднятия Менделеева — плоскогорье "Север") плотность теплового потока резко падает до $3,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Таким



образом проявляется общепланетарная закономерность — щитовым участкам Земли везде присущи минимальные значения плотности теплового потока и полная асейсмичность.

Глубинное строение земной коры. Не имея на большей части площади четкого структурного различия между материковой и океанической корой (отсутствуют признаки разделения "гранитного" и "базальтового" слоев), Северный Ледовитый океан вместе с тем характеризуется значительными изменениями мощности коры от 3 до 10 км в абиссальных котловинах Амундсена и Нансена до 30—35 км на шельфах морей советской Арктики. Это подтверждено результатами глубинного сейсмического зондирования и преобразований аномалий силы тяжести в значения мощности коры. Наибольшее различие отмечается в строении фундамента.

По форме сейсмической записи, граничным скоростям, характеру взаимоотношений с выше- и нижележащими толщами выделяются три типа фундамента: кристаллический, складчатый и океанический, или базитовый. Граничные скорости по кровле фундамента изменяются, км/с: для кристаллического — от 6 до 6,5, складчатого — от 4,7 до 5,8—6 и базитового (при отождествлении его с поверхностью пород второго океанического слоя). — от 4 до 6,3.

Комплексы пород кристаллического фундамента развиты в пределах Центральноарктической зоны поднятия дна и слагают основание бывшей Гиперборейской, или Центральноарктической, панплатформы [8].

Складчатый комплекс, вероятно относящийся к породам третьего структурного этажа, развит в краевых зонах Арктической панплатформы — в Новосибирско-Ломоносовской зоне, вдоль окраины островов Канадского архипелага и на северном склоне Аляски.

Базитовый комплекс, по-видимому, представлен в основании почти всех котловин, где глубины дна превышают 3—3,5 км. В виде сплошного покрова он занимает всю центральную часть Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов и выходит на поверхность дна в зоне развития срединно-океанического хребта (Срединно-Арктического).

В глубоководных котловинах центральных и восточных частей Арктического бассейна базитовый комплекс (слой) находится на больших глубинах под осадочными породами значительной мощности. Его выделение и прослеживание по записям МОВ достаточно сложны. Поэтому при неглубоком залегании поверхности кристаллического основания и фрагментарности его изучения она ошибочно может быть принята за поверхность базитового слоя. Однако там, где поверхность кристаллического основания быстро уходит вниз и идет резкое нарастание мощности осадочных пород, достигающей 4—6 км и больше (при глубинах моря от 3,5 до 4 км — район Канадской котловины), появляется совершенно новая гофрированная сейсмическая поверхность, секущая слои осадочных пород. По-видимому, она может быть принята за поверхность поднимающегося базитового слоя, что свидетельствует о переработке материковой коры в океаническую.

Из рассмотрения особенностей морфологии дна, структуры геофизических полей и глубинного строения земной коры в Северном Ледовитом океане видно, что основные границы разделов (геоморфологическая и тектонофизическая) между материковой и океанической тектоносферой только-только начинают оформляться. Они находятся в подвижном состоянии и местами очень слабо выражены.

Таким образом, образование глубоководной части океана шло путем вычленения из общего протошельфа крупных областей проседания, образования эпиморских впадин (часто дискордантно по отношению к предшествующему доокеаническому

Рис. 3. Аномальное магнитное поле (в нТл) Северной полярной области Земли по данным со спутника на высотах 400—550 км

Изолинии: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые

структурному плану) с последующим переходом их на абиссальный уровень. Дальнейшее проседание центральных частей океана ведет к сужению и уничтожению реликтово-материковых хребтов и порогов, разделяющих впадины, и к созданию единого ложа с образованием (подобно развитию Атлантического океана) общего континентального склона и его подножия.

Свидетельством этого является нынешнее положение границы раздела между абиссальными и шельфовыми частями океана по линии внешнего перегиба шельфа. Это приводит, с одной стороны, к подъему фундамента и появлению отдельных поднятий и выступов на краю шельфа, возникновению островов, а с другой — к разрыву некогда единых седиментационных бассейнов и обособлению океанической и материковой тектоносферы.

ABSTRACT

The character and relation of three ocean-continent boundaries in the Arctic Ocean (the physiographical, geomorphological and deep-geological ones) are considered in this paper. It is shown also, that the Arctic Ocean is at primary stage of ocean development, therefore the discontinuities between continental and oceanic tectonospheres are in "mobile" state and they are just beginning to form. The ocean is being formed by means of separation of major areas of subsidence from general protoshelf region, within of which epi-submarine basins occur (sometimes discordantly relative to character of former preoceanic-structural-plan), that subsequently transit into abyssal level.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структура дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 188—193.
2. Киселев Ю.Г. Длинноволновые магнитные аномалии и общий тектогенез Земли // Геофизические исследования в Мировом океане. Л.: ВНИИОкеанология, 1981. С. 5—18.
3. Киселев Ю.Г. Арктическая зона перехода от материка к океану // Морские геофизические исследования в Арктике. Л.: ВНИИОкеанология, 1982. С. 27—37.
4. Киселев Ю.Г., Деменецкая Р.М., Полькин Я.И. Гиперборейская платформа // Тектоника северной полярной области Земли: Объяснительные записки к Тектонической карте Северной полярной области Земли. Л.: НИИГА, 1982. С. 147—155.
5. The encyclopedia of oceanography / Ed. R.W. Fairbridge. N.Y.: Reinhold publ. co, 1966. 560 p.
6. Vogt P.R., Ostenson N.A. Magnetic and gravity profiles across the Cordillera and their relation to the Arctic Sea floor spreading // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 26. P. 4925—4937.

УДК 551.24

Д.Ф. Семенов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТА И ОКЕАНА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Зона сочленения континента и океана, которая чаще называется зоной перехода от континента к океану, обычно определяется по геофизическим данным как область, характеризующаяся переходным типом (от материкового к океаническому) строения земной коры [7]. Специфику этой зоны в геофизическом смысле признают большинство исследователей. А что же такое зона сочленения континента и океана в геологическом смысле? Обладает ли она как единый структурный элемент земной коры геологическим своеобразием?

Некоторые геологи [6] считают, что зона перехода от континента к океану не отличается от континентальных областей. Многие геологи все же признают геологическую специфику переходной зоны, однако четкие определения этой зоны в геологическом смысле пока еще не сформулированы.

Очевидно, поиски такого определения зоны сочленения континента и океана следует вести прежде всего на основании вещественных признаков крупных геологических тел. Поэтому мы обратились к сравнительному анализу формационных комплексов территорий Дальнего Востока, которые, по геофизическим данным, обычно включают в зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Сахалин, Курильские острова, Камчатка, Хоккайдо). Сравнивались, во-первых, разновозрастные формационные комплексы в пределах указанных территорий, а во вторых, формационные комплексы этих территорий с одновозрастными формационными комплексами континента и океана. Поскольку переходная зона могла существовать не всегда, целесообразно рассматривать формационные комплексы от более молодых к древним.

Из позднекайнозойских формационных комплексов в пределах Сахалина, Камчатки, Курильских островов и Хоккайдо выделяются три: позднеплиоценовый—четвертичный, среднемиоценовый—плиоценовый и олигоценовый—раннемиоценовый. Они разграничены поверхностями угловых, иногда стратиграфических несогласий. Самый молодой формационный комплекс — позднеплиоценовый—четвертичный, ограниченный снизу поверхностью углового несогласия в верхней части плиоценовых образований, — продолжает накапливаться. Его будущие состав и структура во всем объеме нам известны, поэтому этот комплекс мы не будем рассматривать.

Среднемиоценовый—плиоценовый и олигоценовый—нижнемиоценовый формационные комплексы разобщены поверхностью несогласия в основании или в середине среднего миоцена. Оба эти комплекса близки по составу и строению. Вулканиды в них ассоциируются с кремнисто-глинистыми отложениями, в которых широко развиты кремнистые и опоковидные аргиллиты. Это относительно глубоководные породы с тонкостенной фауной и радиоляриями. Характерны также цеолитсодержащие глинистые породы. Вместе с вулканитами они образуют вулканогенно-кремнисто-глинистые группы формаций, по составу и строению близкие к геосинклинальным [3]. Такие вулканогенно-кремнисто-глинистые толщи чередуются с чисто терригенными формациями, которые сложены мелководными и наземными, часто угленосными породами.

Характерны флишеидное строение и большие мощности (до 5000—6000 м каждый) формационных комплексов. Среди вулканитов обоих формационных комплексов преобладают базиты, но развиты также и салитовые вулканиты. Для всех вулканических формаций характерны натровая специализация щелочей и повышенная глиноземистость пород. Среди вулканитов отмечаются как известково-щелочные и субщелочные, так и щелочные базиты, нередко в пределах одной и той же свиты. Роль толеитовых базальтов снизу вверх увеличивается. Так, на Сахалине в аракайской свите верхнего олигоцена их не более 5%, в чеховской свите нижнего миоцена — 15—20, в орловской свите плиоцена — около 70% объема вулканитов.

В одновозрастных интрузивных формационных комплексах сопряжены габбро-диоритовая и габбро-плагиогранитная формации (Большие Курильские острова). Гранитоиды характеризуются натровой специализацией щелочей и повышенной глиноземистостью. Габброиды, как правило, двупироксеновые (преобладают габбро-нориты). Широко распространены щелочные базиты эссексит-крианитовой формации. Гипербазиты отсутствуют. Так же, как и в вулканических формационных комплексах, в интрузивных комплексах в целом преобладают базитовые формации.

Анализ позднекайнозойских формационных комплексов территорий Сахалина, Камчатки, Курильских островов и Хоккайдо показывает, что они обладают признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов. К собственно геосинклинальным признакам можно отнести широкое развитие толеитов, габброидов и кремнисто-глинистых формаций, небольшую роль кислых магматических продуктов (как гранитоидов, так и вулканитов), большие мощности

и ритмичное строение осадочных толщ. Орогенными признаками следует признать преобладание известково-щелочных высокоглиноземных вулканитов, контрастность их серий, широкое развитие щелочных габброидов и диоритов, наличие грубозернистых, часто угленосных осадочных формаций.

Эти формационные комплексы обладают и такими специфическими дислокациями, как складчатость промежуточного типа по В.В. Белоусову [1], для которой характерно развитие как линейно-вытянутых, так и брахискладок. Как правило, чередуются узкие антиклинали и широкие синклинали.

Такое сочетание геосинклинальных и орогенных признаков позволяет выделить особый переходный тип формационных комплексов. К нему мы относим и так называемый островодужный комплекс Больших Курильских островов.

Допозднекайнозойские формационные комплексы Сахалина, Камчатки, Курильских островов и Хоккайдо существенно отличаются от рассмотренных. Дат-олигоценовый и верхнемеловой формационные комплексы западных частей Камчатки, Сахалина и Хоккайдо близки и представлены морскими терригенными, преимущественно песчано-глинистыми амагматичными отложениями большой мощности (до 8—10 км только меловых пород). Это типично миогеосинклинальные образования. В отличие от них верхнемеловой формационный комплекс восточных частей Сахалина и Камчатки содержит кремнистые породы и известняки, которые ассоциируют с базитовыми вулканитами. В мезозойских вулканических формационных комплексах наблюдается смена (снизу вверх) вулканитов толеитовой серии (обычно спилит-диабазовая формация) щелочной оливин-базальтовой серией (чаще всего трахиандезито-базальтовая формация). Они ассоциируют с глинисто-кремнистыми и граувакковыми осадочными формациями, не содержащими наземно-пресноводных пород. В мезозойских интрузивных формационных комплексах широко развиты дунит-гарцбургитовая, диорит-габбровая, габбро-диоритовая и норит-ортопироксенит-перидотитовая формации. Все эти формационные комплексы типично эвгеосинклинальные.

Состав и строение позднекайнозойских переходных формационных комплексов сохраняются и на большей части акватории Татарского пролива, Охотского и Японского морей, на склонах Курильской островной дуги, где, по данным драгирования, развиты кремнисто-глинистые породы и вулканиты разного состава. Кайнозойские формационные комплексы этих акваторий непосредственно переходят в комплексы кайнозойских прогибов Сахалина, Камчатки, Хоккайдо.

Сравним теперь позднекайнозойские формационные комплексы Сахалина, Камчатки, Курильских островов и Хоккайдо с одновозрастными формационными комплексами материковой части Азиатского континента и дна Тихого океана.

Верхнемеловые (начиная с сенона) и палеогеновые формации Восточного Сихотэ-Алиня являются орогенными (среди них преобладают кислые вулканиты и гранитоиды, терригенные формации являются только наземно-пресноводными и сложены, как правило, грубозернистыми, часто угленосными породами). Неоген-четвертичные формации Сихотэ-Алиня относятся к разряду плитных. Это горизонтально или очень полого залегающие наземные вулканиты платобазальтового типа и наземно-пресноводные осадочные породы. Далее на запад в глубь Азиатского континента отмечаются разновозрастные геосинклинально-складчатые комплексы и метаморфические образования фундамента геосинклиналей. Исходя из этого, континент в геологическом смысле может быть определен как структурный элемент Земли первого порядка, характеризующийся развитием геосинклинально-складчатого, орогенного и плитного формационных комплексов.

На дне океана, судя по многочисленным опубликованным материалам глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер", среди кайнозойских осадков преобладают наноилы, кремнисто-глинистые отложения (типа диатомовых и радиоляриевых илов), цеолитовые пелагические глины, в которых отмечаются прослойки вулканического пепла и эффузивных пород (как правило, толеитовые

базальты). Мощность этих образований обычно не превышает сотен метров. Вулканические комплексы океанических островов, как правило, сложены своеобразной ассоциацией пород со сменой снизу вверх толеитов щелочными оливиновыми базальтами. Кислые вулканиты не играют существенной роли. Хотя на некоторых внутриокеанических островах и имеются эффузивные породы кислого состава, но количество их не превышает 5—10% общего объема вулканитов. Согласно данным Б.Н. Пискунова и В.И. Федорченко [4], кислые породы дна океана являются производными базальтовой магмы. В осадочных образованиях дна океана нет пресноводно-континентальных грубообломочных пород. Из этого можно сделать вывод, что по составу и структуре осадочные и магматические образования океанического дна существенно отличаются как от континентальных, так и от переходных формационных комплексов. Соответственно океан в геологическом смысле определяется как структурный элемент Земли первого порядка, обладающий своеобразным формационным комплексом, состоящим из глубоководных осадочных пород и вулканитов преимущественно толеитового типа. Океанические формации, возможно, следует относить к предгеосинклинальным образованиям.

Океаническое дно также неоднородно по своему строению. По набору формаций можно выделить окраинно-океанический вал, срединно-океанические хребты, океанические островные дуги и котловины. Однако это структурные элементы более мелкого порядка.

Таким образом, эти формационные комплексы занимают переходное структурное положение между континентом и океаном, не встречаясь ни на континентах, ни в океанах. Зона сочленения континента и океана в геологическом смысле рассматривается нами как область распространения особых формационных комплексов, обладающих признаками как собственно геосинклинальными, так и орогенными. Главные из них: 1) чередование мелководных терригенных (часто угленосных) и вулканогенно-кремнисто-глинистых, относительно глубоководных групп формаций; 2) преобладание в магматических продуктах базитов и совместное распространение известково-щелочных, щелочных и толеитовых вулканитов; 3) флишоидное строение толщ; 4) сочетание линейно вытянутых складок и брахискладок.

По площади распространения этих комплексов и с учетом палеогеографической обстановки можно реконструировать зону сочленения континента и океана в геологическом прошлом. Поскольку мезозойские и раннекайнозойские формационные комплексы рассмотренного региона не могут относиться к типу переходных, то можно сделать вывод, что зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана существует здесь только с олигоцена. По площади распространения разновозрастных формационных комплексов переходного типа можно судить о латеральных перемещениях зон сочленения континента и океана. Можно, в частности, отметить, что с олигоцена происходило расширение этой зоны за счет континента в основном в западном направлении.

Специфика статической геологии зоны сочленения континента и океана, выражающаяся в особых переходных формационных комплексах, отражает и историю геологического развития этой зоны. Ранее было высказано предположение [5], что в этой зоне в позднем кайнозое имели место наложение и слияние двух основных эндогенных процессов: сиализации и базификации земной коры. Сиализация проявилась в увеличении осадочного слоя, усилении "орогенного" облика терригенных отложений, метаморфизме геосинклинальных комплексов, переходе геосинклинальных прогибов в разряд красных, а базификация — в увеличении роли основных вулканитов в значительной части толеитового типа, образовании вулканогенно-кремнисто-глинистых групп формаций, развитии новых прогибов — глубоководных впадин (типа Японской и Южно-Охотской).

В.В. Белоусов выделяет среди материковых окраин три типа переходных зон: тихоокеанский, атлантический и колумбийский [2]. Возможно, наши опреде-

ления зоны сочленения континента и океана применимы не ко всем этим трем типам. Но, по крайней мере, в пределах тихоокеанских активных окраин материков следует выделять два класса геологического развития: материковый, включая окраинно-континентальный вулканический пояс, и зону сочленения континента и океана. Переходная зона характеризуется особым набором геологических формаций и специфическими эндогенными режимами. Таким образом, зона сочленения континента и океана — это не область перехода от океанической стадии развития к континентальной или наоборот. Это особый класс геологического развития.

По соотношению терригенных, глинисто-кремнистых и вулканогенных формаций в пределах зоны сочленения континента и океана можно выделить вулканические и невулканические геоантиклиналы, тыловые, междуговые и фронтальные прогибы, отличающиеся историей геологического развития. Однако это структурные элементы и типы геологического развития более мелкого порядка.

ABSTRACT

The connection zone of the continent and ocean is defined as the distributional area of special formational complexes possessing both features of geosynclinal complexes itself and orogenic ones. One can reconstruct this zone by the distributional areas of such complexes in the geological past. It was done the conclusion that the junction zone of the continent-ocean is characterized by the interference and junction of the processes: sialization and basification of the earth crust — this is a special class of geological development.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
3. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона / М.С. Марков, В.Н. Аверьянова, И.П. Карташов и др. М.: Недра, 1967. 224 с.
4. Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы. Ст. II // Тихоокеан. геология. 1982. № 4. С. 22—28.
5. Семенов Д.Ф. О наложении процессов сиализации и базификации земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану: (По геологическим данным) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 6. С. 1460—1462.
6. Соловьев В.А. Тектоника континентов: Систематизация понятий и упорядочение терминологии. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975. 366 с.
7. Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1967. 487 с.

НЕОДНОРОДНОСТИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ. СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР С ГЛУБИННЫМИ

УДК 550.311

С.А. Болдырев

МАНТИЙНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ АКТИВНЫХ ОКРАИН МИРОВОГО ОКЕАНА

Основная причина эволюции Земли как планеты и ее верхней оболочки тесно связана с латеральными изменениями физических свойств слагающего ее вещества. За счет неоднородностей происходит перемещение значительных масс, возникают дополнительные напряжения, которые частично реализуются в виде землетрясений. Сейсмоактивные зоны являются бесспорным индикатором изменения физических параметров среды и в то же время представляют собой аномалии распределения упругих деформаций. Сейсмологические данные — распределение параметров сейсмичности, кинематические и диссипативные характеристики среды — позволяют выделить эти неоднородности, количественно оценить их масштаб и контрастность.

Направление развития верхних оболочек Земли в значительной степени определяется свойствами среды на границе океан—континент, положением этой границы в пространстве и времени. Сейсмологические характеристики — распределение землетрясений по глубине и энергии их очагов — отражают контраст этих границ, позволяют классифицировать их по сеймотектоническому критерию. В районе так называемых пассивных окраин океана происходят мелкофокусные землетрясения. Их магнитуда редко превышает 3—4, а особенности распределения изучены недостаточно. Такой тип сочленения широко представлен по периферии Атлантического и Индийского океанов и местами сопровождается современным вулканизмом (вулканы островов Африки, северной части Евразии, побережья Антарктиды). Наиболее интенсивно такие процессы происходят на Тихоокеанском побережье Канады, выделенном в колумбийский тип переходных зон [1].

С увеличением масштаба и контрастности неоднородностей очаги землетрясений проникают в мантию до глубины 600—700 км, образуя компактные сейсмофокальные зоны, а их энергия достигает максимально возможных на Земле значений. Наиболее широко сейсмоактивные зоны развиты по окраинам Тихого океана, образуя его специфическое обрамление. Отдельные аналоги подобных структур встречаются также в Атлантическом и Индийском океанах. Для таких активных окраин океана характерна сопряженная система глубоководных желобов и цепей современных вулканов, между которыми находятся сейсмоактивные зоны. Часто в тыловой части таких систем расположены краевые моря.

Для активных окраин характерны специфическая геоморфология, сходные черты геофизических полей, идентичные циклы геологических явлений, из чего можно предположить, что глубинные процессы, происходившие в мезозойско-кайнозойское время, имели одну принципиальную основу [2]. В настоящее время накоплен экспериментальный материал, с разной степенью детальности

характеризующий сейсмологические неоднородности мантии активных окраин. Наиболее изучен северо-западный сектор Тихого океана, где одним из определяющих элементов является Курило-Камчатская островная дуга, а главная сейсмологическая неоднородность представлена областью разрядки основных напряжений региона или сейсмофокальной зоной одноименных землетрясений.

Сейсмоактивный блок переходной зоны от океана к континенту имеет вполне конкретные границы, положение которых устанавливается с точностью и объективностью определения координат гипоцентров. Имеются данные [19, 21, 27 и др.], что сейсмофокальные зоны представлены двумя областями сгущения очагов, прослеживаемыми до глубин 250 км и более. Они, по-видимому, отражают положение внутренней и внешней границ сейсмоактивного объема. Причем землетрясения с максимальной энергией приурочены к тыловой границе, а вблизи внешней океанской стороны происходят события существенно (на 3—5 порядков) слабее. Высокая динамическая эффективность обмена упругих волн вблизи внутренней границы [26] свидетельствует о скачкообразном изменении свойств при переходе от сейсмоактивного блока к асейсмичной мантии.

В классической модели переходной зоны [28] сейсмоактивный блок устанавливается в асейсмичной мантии по высоким значениям скорости и добротности. Сравнительно слабая зависимость от частоты показателя добротности Q вещества фокальной зоны курило-камчатских землетрясений [3] характеризует эту зону и по реологическим характеристикам. Гравитационные [29] и геотермические [13] аномалии переходной зоны свидетельствуют о сравнительно низкой температуре и повышенной плотности вещества фокальной зоны, что и предопределяет в значительной степени его высокие прочностные характеристики, выражающиеся в способности накапливать упругие деформации, повышенных значениях скорости, добротности и вязкости.

С появлением донных сейсмических станций (ДС) стало возможным более точно оценивать координаты очагов моретрясений, в частности их глубину. На южнокурильском фланге дуги записи советских [7] и американских [25] ДС показали, что активность земной коры в районе выхода сейсмофокальной зоны на поверхность на 2—3 порядка ниже, чем в верхнем подкоровом слое мантии, где происходит примерно 2/3 событий переходной зоны [6]. Аналогичные закономерности можно обнаружить по распределению алеутских, южноамериканских и новогвинеидских землетрясений [20]. Низкий уровень тектонической активности земной коры шельфа и континентального склона активных окраин плохо согласуется с гипотезой аккреции осадков при субдукции океанической литосферы [24], и причина увеличения здесь мощности земной коры, по-видимому, имеет другую природу.

Концентрация очагов в подкоровом слое мантии активных окраин является следствием значительных напряжений и достаточно высоких прочностных характеристик среды. В пределах Южно-Курильского региона изменение свойств этого жесткого горизонта в какой-то степени отражает схема распределения параметра γ (рис. 1), характеризующего наклон графика повторяемости землетрясений с разной энергией. Вблизи внутренней и внешней границ сейсмоактивного блока разрядка напряжений происходит в основном за счет слабых событий (высокие значения γ). Увеличение доли сильных землетрясений (пониженные значения γ), высокая плотность очагов [5], большие значения магнитуды событий, происшедших в осевой части фокальной зоны, свидетельствуют о росте упругих характеристик среды.

Описанные закономерности нарушаются в области глубинного субширотного разлома, выделенного по аэромагнитным данным [15]. Заливообразное увеличение γ на рис. 1 свидетельствует о преобладании на этом участке слабых событий. В зоне разлома зарегистрирована повышенная плотность земле-

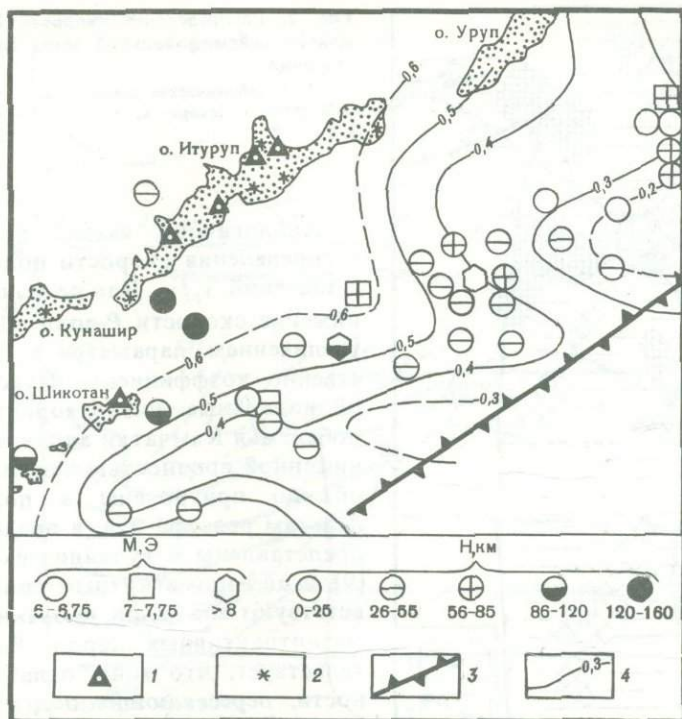


Рис. 1. Изменение коэффициента γ наклона графика повторяемости южнокурильских землетрясений 1958—1967 гг. с $H \leq 60$ км

1 — сейсмические станции; 2 — действующие вулканы; 3 — глубоководный желоб; 4 — изолинии параметра

трясений, что позволяет проследить его продолжение за глубоководным желобом. Аномально низкочастотные спектры продольных и поперечных волн, возникших вблизи разломной зоны, также свидетельствуют об ослаблении прочности среды аномальной зоны, простирающейся до глубины 100 км и более [5]. Показательно, что разлом разграничил эпицентральные зоны двух сильнейших землетрясений региона [18] и, по-видимому, явился естественной преградой в развитии разрыва, прервав его ход почти на 5 лет.

Данные о скоростях упругих волн составляют наиболее надежные сведения о строении и свойствах среды. Записи землетрясений позволяют восстанавливать двух- и трехмерные распределения кинематических характеристик глубинных структур. Наиболее эффективно при этом использование относительных значений отклонений наблюдаемых времен пробега волн Δt относительно стандартных моделей. Таким образом построены схемы распределения скорости упругих волн в подкоровом слое мантии ($H=30-50$ км) у побережья Камчатки [6]. Для сейсмоактивного блока среднее значение скорости P -волн составляет 7,93 км/с, что примерно на 2% выше исходных стандартных значений [10]. Методика подбора материала и его обработки позволила выделять скоростные аномалии распределения скорости P -волн с амплитудой свыше 0,2 км/с и размером 75 км на фоне значительных вариаций v_p по площади, достигающих 2 км/с (рис. 2). На рис. 2 участки с пониженными значениями скорости пересекают площадь Авачинского и Кроноцкого заливов, причем в центре Авачинского залива зарегистрированы чрезвычайно низкие (менее 7 км/с) скорости P -волн. Обширные высокоскоростные участки тяготеют к областям повышенной концентрации очагов.

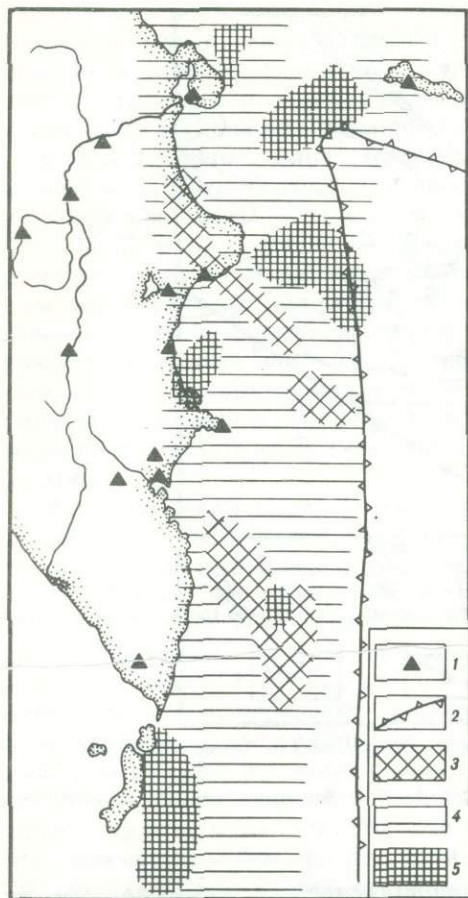


Рис. 2. Распределение скорости P -волн в верхах мантии сейсмофокальной зоны камчатских землетрясений

1 — сейсмические станции; 2 — глубоководный желоб; 3—5 — скорость, км/с: 3 — $< 7,5$, 4 — $7,5-8$, 5 — > 8

Аналогичные схемы построены для распределения скорости поперечных волн и значений v_p/v_s . Для региона в целом понижение скорости P -волн сопровождается увеличением параметра v_p/v_s и соответственно коэффициента Пуассона. Субмеридиональные низкоскоростные зоны у побережья Камчатки характеризуются пониженной прочностью вещества. Эти зоны обычно приурочены к положительным формам рельефа дна, в пределах которых представлены и вулканические постройки [9], а по аэромагнитным данным им соответствуют аномалии, вызванные подъемом магнитоактивных пород. Все это свидетельствует, что зоны ослабленной прочности, пересекающие под углом $30-40^\circ$ дуговые структуры, связаны с напряжениями растяжения, которые направлены вдоль дуги.

Описанные мелкомасштабные неоднородности развиты на фоне геоструктуры островной дуги. Комплекс программ "Дуга" [8] позволяет восстановить трех-

мерное распределение скорости в сейсмоактивном и асейсмичном блоках мантии переходной зоны на всем протяжении Курило-Камчатской островной дуги и до глубины 650 км. В этом методе также используются отклонения времен пробега волн от землетрясений относительно стандартной модели Земли [22]. По их совокупности на множестве трасс, в разных направлениях пересекающих изучаемую среду, подбираются значения скорости, которые наилучшим образом соответствуют наблюдаемым временам пробега. Абсолютные значения скорости при этом оцениваются с ошибкой $0,3-0,5$ км/с, но относительная точность выше, что позволяет обсуждать детали распределения, амплитуда которых превышает $0,10-0,15$ км/с.

По результатам счета построены схемы распределения скорости P -волн для уровней 50, 250, 450 и 650 км [8]. Наиболее существенные вариации скорости наблюдаются в верхней части модели, а в интервале глубин 150—250 км эти изменения достигают максимума — 20%. Здесь значения v_p сейсмофокальной зоны на 5—7% выше, чем в стандартной модели, а в асейсмичной мантии под глубоководным желобом и в особенности под Курило-Камчатской грядой и восточной периферией Охотского моря скорость уменьшается, причем под зоной современного вулканизма на Камчатке ее дефицит достигает —14%, т.е. $1-1,3$ км/с. С ростом глубины поле v_p становится более однородным. В сейсмоактивном блоке на всех уровнях наиболее высокие скорости приурочены к внутренней границе, а на внешней океанической v_p в среднем на $0,1-0,2$ км/с меньше.

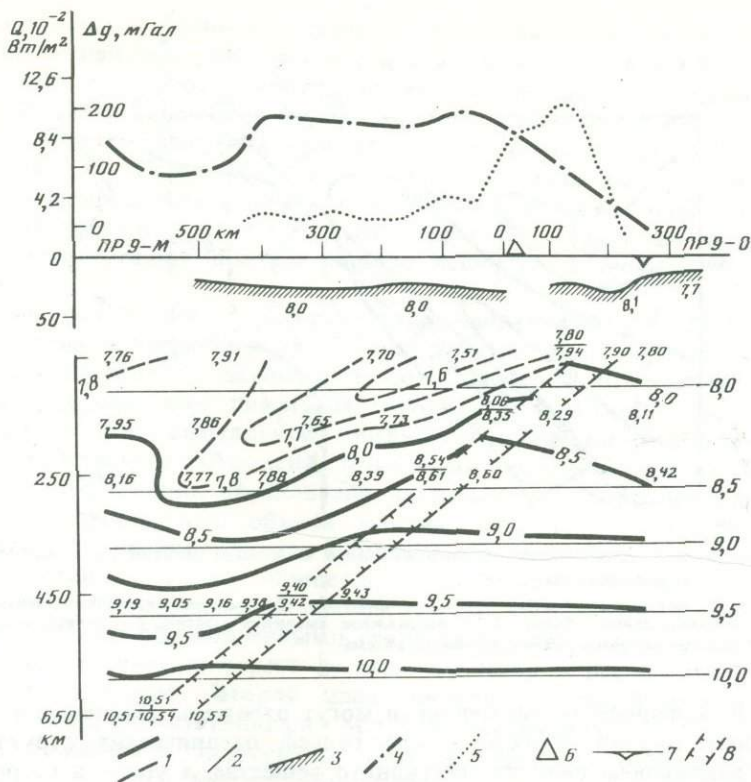


Рис. 3. Скоростной разрез по сечению, перпендикулярному основным структурам дуги вблизи южной оконечности Камчатки

1 — скорость P -волн, км/с; 2 — скорость V_{ST} [22]; 3 — граница M и значения граничной скорости, км/с [16]; 4 — фоновый тепловой поток [13]; 5 — аномалии поля силы тяжести в редукции Фая [29]; 6 — вулканическая гряда; 7 — глубоководный желоб; 8 — границы сейсмоактивного объема мантии

При совершенствовании алгоритма удалось увеличить разрешение модели в местах высоких градиентов скорости. При этом уточнена конфигурация низкоскоростной зоны, которая на рис. 3 выделена изолинией $v_p=7,8$ км/с. Эта зона объединяет пониженные скорости на глубине 150—250 км и низкие значения v_p под современными вулканами. Область с минимальной скоростью погружается в сторону континента под углом около 20° . Примерно такой же наклон имеют кровля повышенной электропроводности под Западной Камчаткой [12] и изотермы в мантии переходной зоны [14]. В верхней части этого низкоскоростного объема наблюдается интенсивное затухание P - и S -волн, особенно их низкочастотных составляющих [3]. Не исключено, что эта низкоскоростная зона отражает положение и форму области частичного плавления вещества — возможного источника современного вулканизма активных окраин.

В данной модели впервые удалось количественно оценить региональные изменения свойств мантии вдоль островной дуги — в верхней части разреза перепад v_p 0,6—0,7 км/с. Причем низкоскоростной асейсмичной мантии соответствуют мелководье северной части Охотского моря и Западная Камчатка с континентальным типом земной коры. Перепад высот рельефа дна относительно Курильской котловины с субокеаническим типом коры и более высокоскоростной мантией 2—3 км. Примерно такую же связь глубинного строения и рельефа можно обнаружить по результатам изучения котловины Берингова моря и западной части п-ова Аляска с помощью поверхностных

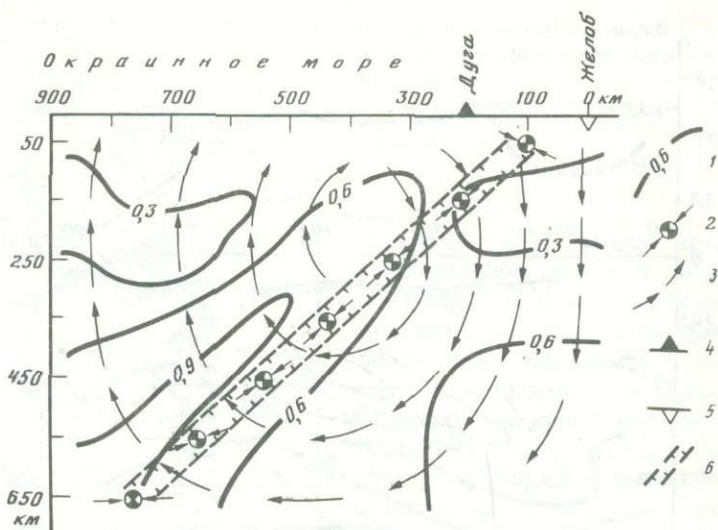


Рис. 4. Реконструкция напряженно-деформированного состояния мантии активных окраин океана по плотностным неоднородностям

1 — изолинии максимальных касательных напряжений, кбар; 2 — направление главных сжимающих напряжений в сейсмоактивном объеме; 3 — направление смещения мантии; 4 — вулканическая гряда; 5 — глубоководный желоб; 6 — границы сейсмоактивного объема

волн [23]. Выявленные закономерности могут отражать различные этапы развития активных окраин. Вместе с тем рельеф океанических структур можно объяснить изменением свойств мантийного вещества, а уровень компенсации — размерами этих структур. Локальные поднятия на шельфе Камчатки (см. рис. 2) характеризуются понижением скорости в подкоровом слое ($H=30-50$ км); перепад глубин южной и северной частей Охотского моря отражает неоднородности на глубине 150—250 км, где отмечен максимум гетерогенности мантии (см. рис. 3).

Значительные изменения свойств мантии активных окраин океана, проявляющиеся в резких градиентах скорости гравитационного [29] и геотермического [13] полей, обуславливают высокий уровень напряжений в мантии, которые приводят к движениям и деформациям, а в некоторых случаях и к разрывным нарушениям с внезапным высвобождением упругой энергии. Совместно с А.Б. Ефимовым и Н.М. Наумовой произведена реконструкция напряженно-деформированного состояния среды переходной зоны от океана к континенту, вызванного плотностными неоднородностями. Предполагалось, что изменения скорости (см. рис. 3) определяются исключительно изменением плотности, что позволило по известным корреляционным зависимостям рассчитать латеральные изменения плотности $\Delta\rho$, которые для рассматриваемого региона достигали $0,2 \text{ г/см}^3$.

Для Курило-Охотоморского региона область максимальных сдвиговых напряжений, достигающих 0,9 кбар (рис. 4), практически совпадает с современным положением сейсмофокальной зоны. В верхней части сейсмоактивного объема, в интервале 100—150 км, касательные напряжения имеют локальный минимум. На этом уровне ранее [5] отмечались повышенное затухание объемных волн от курило-камчатских землетрясений и спадание сейсмической активности. Выше уровня 120 км максимальные сжимающие напряжения имеют субгоризонтальное направление и приводят к левостороннему сдвигу по разрыву. С увеличением глубины напряжения сжатия уже ориентированы по падению фокальной зоны (см. рис. 4) и реализуются в виде правостороннего

сдвига. Аналогичные особенности типичны для механизма очагов сильнейших землетрясений активных окраин океана.

Аномалии $\Delta\rho$ вызывают перемещение вязкой среды в поле силы тяжести, и при средней вязкости мантии 10^{23} П скорость перемещения составляет 0,1—0,2 см/год. Характер движения при этом напоминает поле в конвективной ячейке (см. рис. 4). Горизонтальные течения в верхах мантии увеличивают тектоническую подвижность и проницаемость покрывающих толщ, что находит отражение в увеличении теплового потока через дно окраинных морей. Такие условия благоприятствуют преобразованию вещества земной коры активных окраин океана.

Решающими факторами в распределении напряжений являются конфигурация и размеры области разуплотненной мантии под окраинным морем. Градиент литостатического давления в зоне перехода от океана к континенту действует в широком диапазоне глубин и с ним могут быть связаны не только наклон сейсмофокальной зоны, но и линейные очертания ее границ. Возможно, встречное погружение фокальных зон землетрясений островных дуг Тонга и Новых Гебрид обусловлено их положением относительно одного и того же низкоскоростного объема мантии, расположенного между ними. Представляется, что неоднородности мантии активных окраин предопределяют развитие сейсмотектонического процесса в подобных геоструктурах в виде взаимодействия двух тектонических планов. Первый вызван субгоризонтальными напряжениями сжатия, обусловленными градиентом литостатического давления. Эти напряжения направлены вкост дуговых структур и реализуются в очагах мантийных землетрясений. Второй план представлен линейными участками ослабленной мантии, существующими в условиях растяжения.

Подобные линеаменты пересекают дуговые структуры под углом около 45° и на северном фланге имеют субмеридиональное направление (см. рис. 2), а на южном — субширотное (см. рис. 1). Тангенциальные растягивающие напряжения могут возникнуть как под воздействием горизонтального течения пластичной мантии окраинных морей (см. рис. 4), так и при общем растяжении поверхности Земли при увеличении ее объема [11]. Эти линеаменты, судя по аналогичным структурам Камчатки [17], могут иметь более древний возраст заложения, чем глубоководный желоб. Возможно, что система ослабленных зон не ограничивается районом Курило-Камчатской островной дуги. В северо-западном секторе Тихого океана можно выделить целый ряд протяженных линеаментов положительных структур дна, гравитационные аномалии которых свидетельствуют [29] о разуплотнении слагающего их вещества.

ABSTRACT

Basing on the data of seismicity, kinematic and dissipative parameters of the medium, deep mantle structure of active marginal areas and seismotectonic effect caused by obtained inhomogeneties were under consideration.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Белоусов В.В., Косминская И.П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. N 7. С. 7—24.
3. Болдырев С.А. Спектры упругих волн от землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 200—213.
4. Болдырев С.А. Горизонтальные неоднородности и сейсмическая анизотропия верхней мантии у юго-восточного побережья Камчатки // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 210—216.

5. *Болдырев С.А.* О некоторых свойствах фокальной зоны // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1976. С. 110—119.
6. *Болдырев С.А.* О верхней границе распределения очагов сейсмофокальной зоны курило-камчатских землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N 4. С. 25—32.
7. *Болдырев С.А., Кац С.А.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. N 2, С. 80—84.
8. *Болдырев С.А., Спирин А.И.* Изучение южнокурильских землетрясений с помощью автономных донных станций // Вулканология и сейсмология. 1980. N 2. С. 80—94.
9. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. Л.И. Красного. Л., 1970.
10. *Кузин И.П.* Фокальная зона и особенности строения верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
11. *Ларин В.Н.* Новая геохимическая модель Земли // Природа. 1981. N 12. С. 28—33.
12. *Мороз Ю.В.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки по данным магнитотеллурических зондирований // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 1. С. 76—85.
13. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. N 1. С. 16—31.
14. *Соинов В.В., Соловьев В.Н.* Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона // Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, 1978. С. 53—56.
15. *Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г.* Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги // Сов. геология. 1963. N 3. С. 113—123.
16. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
17. *Тихонов В.И.* Схема тектоники южной части полуострова Камчатки // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, N 1. С. 176—179.
18. *Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З.* Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 212 с.
19. *Хасегава А., Умино Т., Тагаки А.* Двухслойная структура сейсмической зоны островной дуги северо-восточной Японии // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток, 1978. С. 68—75.
20. *Chen A.T., Frohlich C., Latham G.V.* Seismicity of the forearc marginal wedge (accretionary prism) // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 5. P. 3679—3690.
21. *Endahle E.R., Scholz C.H.* A double Benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere // Geophys. Res. Lett. 1977. Vol. 4. P. 473—476.
22. *Jeffreys H., Bullen K.E.* Seismological tables. L.: Burlington hous, 1940. 92 p.
23. *Jung J., Herrin E.* Surface wave studies of the Bering Sea and Alaska area // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1980. Vol. 6. P. 2117—2144.
24. *Karig D.E., Sharman G.F.* Subduction and accretion in trenches // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 2. P. 377—389.
25. *McDermott J.C., Lathert R.J., Marshall V.O.* Ocean bottom seismographyc experiments // Prelim. Bull. Texas Instr. Incorpor. Dallas, 1967. 246 p.
26. *Okada H.* Conversion from ScS to ScSp at the inclined deep seismic zone // Trans. Amer. Geophys. Union, 1973. 365 p.
27. *Samowitz I.R., Donald F.W.* Double seismic zone beneath the Mariana Island Arc // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 8. P. 7013—7021.
28. *Utsu T.* Anomalies in seismic velocity and attenuation associated a deep earthquakes zone (1) // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII. 1967. Vol. 3. P. 1—25.
29. *Watts A.B., Kogan M.G., Bodin J.H.* Gravity field of the northwest Pacific basin and its margin: Kuril island arc-trench sistem // Publ. Geol. Soc. Amer. Inc. Map and Chart. Ser. MC-27, 1977.

СРЕДНИЕ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В геотектонических гипотезах о происхождении и развитии литосферы дальневосточной переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану до настоящего времени используются результаты сейсмических исследований, проведенных в период МГГ [7]. При этом не всегда учитывается рекогносцировочный характер данных. Редко расположенные пункты наблюдений и взрывов позволили получить корреляционно увязанные системы только для глубинных границ. Средняя дальность уверенной регистрации сейсмических волн в первых вступлениях не превышала 120—150 км, т.е. была примерно в 2 раза меньше, чем на континентах. Соответственно меньше была и глубина проникновения сейсмических волн. Закономерности изменения скорости внутри слоев при увеличении глубины и при переходе от одного слоя к другому, представляющие большой интерес при геологической интерпретации сейсмических данных, изучены недостаточно. Для обоснования гипотез об образовании и развитии земной коры и мантии используются грубые структурные скоростные разрезы без учета неоднозначности условий их получения.

Повышение детальности экспериментальных исследований, как правило, расширяет представление о неоднородности глубинного строения. Изменение скорости в литосфере с глубиной имеет более сложный характер, чем это предусматривается двух- или трехслойными моделями, которые являются крайне условными и спорными. Экспериментальные работы с применением ГСЗ повышенной детальности показали, что неоднородность глубинного строения разных районов переходной зоны значительно сложнее, чем это представлялось ранее [2]. Увеличение дальности регистрации до 1000 км и более при сейсмических исследованиях на длинных профилях с большими взрывами показало наличие неоднородностей в распределении скорости до глубин 200—300 км как под континентами, так и под океанами. Несмотря на рекогносцировочный характер этих исследований, они позволяют сопоставлять времена регистрации сейсмических волн на континенте и в океане на больших расстояниях [3, 5].

Наиболее существенно в последние годы изменилось представление о разделе кора — мантия, который ранее представлялся в виде четкой границы, а затем тонкого переходного слоя. В настоящее время существует точка зрения, что в ряде районов этот переход захватывает большие толщи слоев с повышенными и пониженными скоростями. В некоторых работах при интерпретации сейсмических данных с учетом спектральных характеристик сейсмических волн [6] и при анализе обменных волн [1] было показано, что и в океане и вблизи Курильских островов раздел, принимаемый ранее за границу М, представляет собой дискретный слой с повышенной относительно вмещающей толщи скоростью. Действительно, повышение скорости сейсмических волн до 8 км/с не дает еще основания относить этот слой к мантии, так как такие слои выделены на континенте в гранитной толще [5] и вскрываются скважинами.

Выявление все более тонких деталей глубинного строения: дискретных слоев с повышенными и пониженными относительно вмещающей среды скоростями, слоев с наличием разнонаправленных градиентов скорости, анизотропии скоростей, мелкой неоднородности — создает большие трудности при сопоставлении скоростных характеристик разных районов. Сопоставления, проводимые на уровне скоростных разрезов, полученных ранее без учета неоднозначности определения скоростных характеристик, недостаточно корректны,

так как неизбежно включают различия, присущие как экспериментальному материалу, так и методическим приемам обработки, используемым разными авторами.

При обработке сейсмических данных, особенно при редкой системе наблюдений, расшифровка природы волн весьма затруднительна, так как по кинематическим характеристикам трудно различить рефрагированные и головные волны, закрытые, отраженные от нижней границы слоя, от преломления в верхней и т.д. [4]. Подбор модели глубинного строения часто лишь схематически удовлетворяет зарегистрированному волновому полю. Кроме того, при наличии в разрезе градиентов скоростей всегда можно подобрать несколько подходящих моделей. При геологическом истолковании результатов ГСЗ неоднозначность определения скоростных разрезов обычно не принимается во внимание, суждения же о вещественном составе больших толщ по граничным скоростям могут привести к ошибочным заключениям, особенно при невозможности выявления подэкранных слоев. Например, теоретические расчеты показывают, что при наличии слоя мощностью до 2 км на глубине 10 км могут экранироваться сейсмические волны от нижележащих слоев до удалений свыше 100 км. Это приведет к завышению значений скоростей и плотностей по сравнению с реальными.

Для наиболее объективного сравнения скоростных характеристик разных тектонических элементов переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в настоящей работе были использованы средние скорости, рассчитанные непосредственно по записям сейсмических волн, зарегистрированных при ГСЗ [2, 7] и на длинных литосферных профилях в северо-западной части Тихого океана [8—11]. При этом снимались времена наиболее четких вступлений сейсмических волн на разных расстояниях. Для того чтобы не вносить дополнительных искажений, средние скорости рассчитывались по простой формуле $\bar{v} = R/t$ и рассматривались в функции расстояния, являющегося аналогом глубины проникания сейсмических волн. Расчеты средней скорости для разных теоретических моделей показали, что для градиентных сред типа $v = v_0(1 + \beta H)$, являющихся наиболее характерными в среднем для литосферы Земли, их значения близки к среднезвешенным для модели. При наличии в разрезе слоев с повышенными скоростями наблюдаются резкие возрастания средней скорости с расстоянием, при наличии слоев с пониженными скоростями — резкие замедления. Средние скорости, рассчитанные по временам сейсмических волн в первых вступлениях, на расстояниях, в 5—7 раз превышающих глубину проникновения, равны среднезвешенным скоростного разреза. Для верхних слоев с большими градиентами более удовлетворительным является коэффициент пересчета расстояния в глубину, равный 7. Для волн, проникающих на глубины свыше 15—20 км, где градиент нарастания скорости с глубиной уменьшается, более оптимальным является коэффициент пересчета, равный 6. Погрешность определения средней скорости по такой методике составляет в среднем $\pm 0,2$ — $0,3$ км/с, погрешность пересчета расстояния в глубину проникновения сейсмических волн ± 3 — 5 км. Эта методика была опробована и на ряде детальных экспериментальных профилей ГСЗ на континенте. Сравнение с результатами обработки с помощью традиционных методов показало хорошее согласие.

Средние скорости распространения сейсмических волн для профилей ГСЗ вдоль субмеридионального направления Колыма — Магадан — Тихий океан, рассчитанные по экспериментальным данным, в дальневосточной переходной зоне представлены на рис. 1. Графики средних скоростей имеют значительный на близких расстояниях разброс, достигающий 3—3,5 км/с. До 70 км наибольшие скорости присущи районам северной части Охотского моря. Эти данные почти совпадают с полученными для континента на профиле Магадан — Колыма.

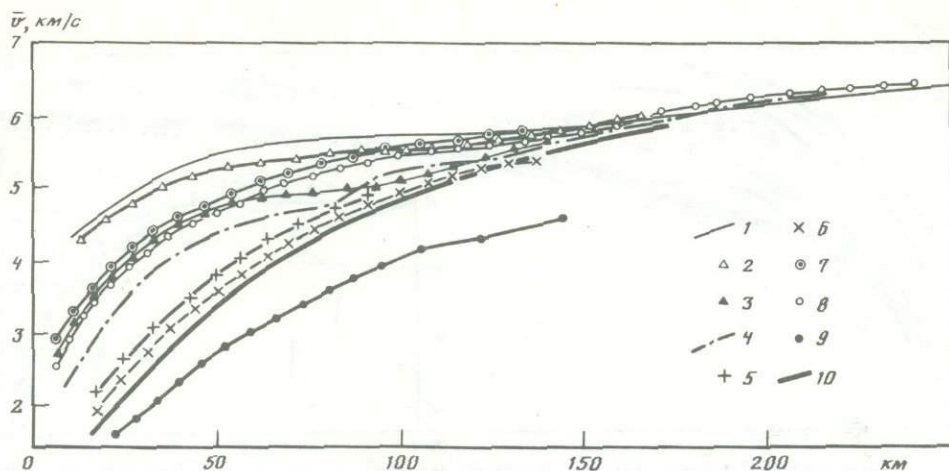


Рис. 1. Зависимости средних скоростей \bar{v} от расстояния для разных районов в Дальневосточной переходной зоне

1 — профиль Магадан — Колыма; 2 — шельф Охотского моря, профиль 13; 3, 4 — средняя часть Охотского моря, профили 9, 14; 5, 6 — котловина Охотского моря, профили 1, 6; 7, 8 — шельф восточнее о-ва Итуруп, профили 22, 23; 9 — Курило-Камчатский желоб, профиль 15; 10 — северо-западная часть Тихого океана, профили 1, 6, 24

Средние скорости, характерные для северо-западной части Тихого океана, имеют наименьшие значения, за исключением данных, полученных по профилю 15, на котором наблюдения проводились вдоль оси впадины. С увеличением расстояния зависимости средних скоростей быстро сближаются, разброс на расстояниях свыше 150 км находится практически в пределах погрешности экспериментальных данных. Среднестатистическое значение средней скорости, характерное для континентальной коры, составляет $6,25 \pm 0,25$ км/с и по годографам волн в первых вступлениях наблюдается на расстояниях 200—225 км. По годографам отраженных волн разброс от среднестатистического составляет $\pm 0,45$ км/с. Средние скорости для переходной зоны на удалениях 150—200 км не выходят за пределы среднестатистических значений, характерных для континента. Так как средняя скорость является интегральной характеристикой, отражающей скоростные неоднородности на всем пути распространения сейсмических волн, низкие значения для океана и желоба обусловлены влиянием мощного водяного слоя. Средние скорости для котловины Охотского моря имеют несколько повышенные значения по сравнению с океанскими. Шельф восточнее о-ва Итуруп характеризуется быстрым нарастанием скорости с глубиной. Графики средних скоростей на расстояниях 120—160 км смыкаются с кривой для континента. На больших удалениях значения средних скоростей несколько выше, чем для континента, что косвенно свидетельствует о повышении скорости в нижней части коры вблизи Курильских островов. Графики средних скоростей в центральной части Охотского моря занимают промежуточное положение между кривыми, характерными для континентов и океанов, и изменяются с расстоянием нелинейно. В интервалах 60—90 и 100—130 км существуют аномальные зоны замедления нарастания средней скорости; зоны нарастания средней скорости на расстояниях 100 км и свыше 150 км могут быть связаны с наличием тонких слоев с повышенной скоростью.

Существенное перераспределение средних скоростей с расстоянием наблюдается на графиках, рассчитанных без учета водного слоя. На рис. 2 наглядно показано, что наибольшие средние скорости характерны для литосферы под океаном. Снизу графики скоростей в переходной зоне ограничены кривой

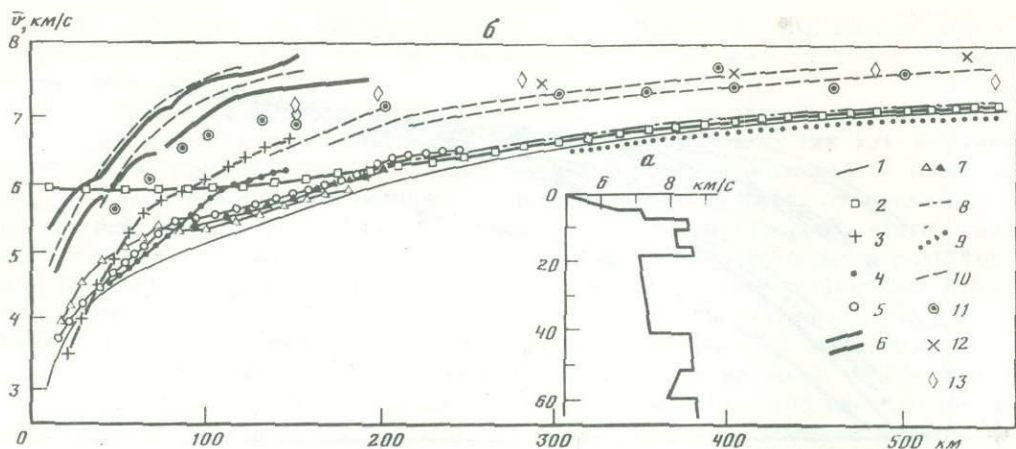


Рис. 2. Теоретическая модель (а) и изменение средних скоростей, рассчитанных по сейсмическим волнам с поправкой за воду (б)

1 — среднее для континента; 2 — Балтийский щит; 3 — Охотская котловина; 4 — Курило-Камчатский желоб; 5 — шельф Курильской гряды; 6 — разброс экспериментальных данных для океана; 7 — средняя часть Охотского моря (профиль 14); 8 — расчет по годографу Херрина; 9 — расчет по годографу Джеффриса—Буллена; 10 — теоретическая модель; 11—13 — данные [9—11]

для среднего континентального типа. Кроме того, приведены данные теоретических расчетов для слоисто-неоднородной модели и средние скорости, рассчитанные по записям длинных литосферных профилей [9—11], а также кривые распределения для данных по Балтийскому щиту и годографов Херрина и Джеффриса—Буллена, используемых в сейсмологии. Анализ данных показывает, что зависимости средних скоростей в Охотском море (за исключением котловины) и шельфе Курильских островов не выходят за пределы, характерные для континента. В пределах средних скоростей, полученных для Балтийского щита и годографа Херрина, находятся значения для океана до расстояний 40—50 км, для котловины Охотского моря — до 90—100, для желоба — до 120—130 км.

Таким образом, анализ средних скоростей показал, что нет достаточных оснований для выделения в верхних слоях литосферы котловины Охотского моря и океана особого океанического типа коры.

Средние скорости, полученные по данным ГСЗ в океане [7], на 0,5—0,8 км/с выше, чем на профилях [9, 10]. Причиной этого, по-видимому, является использование в исследованиях [2, 7] больших зарядов. Анализ динамических характеристик показал, что слои с повышенной скоростью ограничены по мощности. Обработка этих данных совместно с записями мощных взрывов на расстояниях 300 км [8—10] показала, что на глубинах $20\text{--}40 \pm 5$ км возможно понижение скорости в среднем до 7,2—7,4 км/с. По полученной модели были рассчитаны теоретические кривые изменения средней скорости с расстоянием, которые в среднем удовлетворяют экспериментальным данным. Разброс по сравнению со значениями средних скоростей, характерными для континента, уменьшается с расстоянием от 0,7 до 0,5 км/с. При этом значения средних скоростей с учетом водного слоя, рассчитанные по данным литосферных профилей, совпадают с данными для континента.

Средние скорости, рассчитанные для смешанных путей, пересекающих желоб в направлении от островов к океану, приведены на рис. 3. На этом графике нанесены результаты расчета по годографу Херрина, средние для континента, средние по ГСЗ на о-ве Хонсю [8], данные для профиля 1—0, пересекающего Курило-Камчатский желоб, и данные больших взрывов при регистрации в

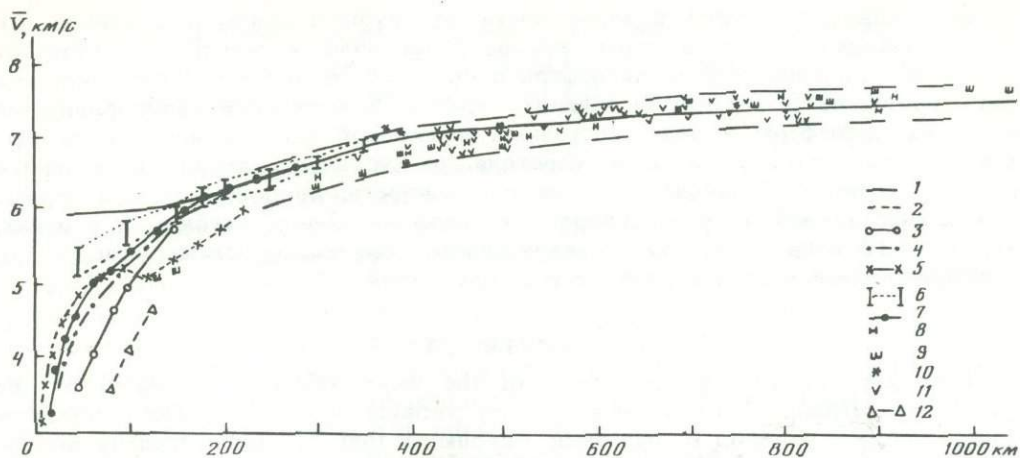


Рис. 3. Изменение с расстоянием средних скоростей для профилей, пересекающих Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба

1 — по годографу Херрина; 2 — среднее для континента; 3 — среднее для океана; 4, 5 — Курило-Камчатский желоб (профили 17 и 1-0); 6 — о-в Хонсю; 7 — шельф Курильской гряды; 8—11 — данные [9—11]; 12 — вдоль Курило-Камчатского желоба

океане [9, 10] и на Японских островах [11]. Значения средних скоростей распространения сейсмических волн на о-ве Хонсю, рассчитанные по детальным наблюдениям, занимают промежуточное положение между средними данными для континента и полученными по годографу Херрина. Для профилей, пересекающих желоб, характерно резкое нарастание средней скорости с расстоянием. На расстояниях свыше 100 км после пересечения желоба скорости быстро приближаются к значениям, характерным для континента.

В работе [11] при исследовании смешанных путей сейсмические волны зарегистрированы на удалениях свыше 300 км. Выделены узкие зоны изменения скоростей, связанных с асейсмическим фронтом на океанском побережье островов.

Однако расчеты средних скоростей и анализ их изменений показывают, что существуют закономерности их изменения с расстоянием. На расстояниях 300—350 км средние скорости, рассчитанные по литосферным взрывам в океане, отличаются от данных ГСЗ на о-ве Хонсю в пределах погрешности эксперимента не более чем на $\pm 0,3$ км/с. Характерной особенностью является резкое замедление нарастания скорости в интервале 350—500 км. Основной объем экспериментальных данных характеризуется немного пониженными скоростями по сравнению с годографом Херрина, причем по средним скоростям совпадают данные регистрации на суше и в океане с учетом воды. Резкое нарастание скоростей наблюдается на удалениях свыше 500 км. Преобладающее число записей характеризуется повышенными средними скоростями по сравнению с годографами, средними для континента. Это позволяет заключить, что на глубинах 40—60 км скоростные неоднородности для смешанных путей острова—желоб—океан по средним скоростям скомпенсированы в пределах погрешности полученных данных. На глубине свыше 70—80 км существует слой с повышенной скоростью, характерной, по-видимому, для всей переходной зоны.

Несмотря на то, что средняя скорость является интегральной характеристикой, полученные данные представляют большой интерес при изучении структурных связей между Тихим океаном и Азиатским континентом и могут быть использованы для развития геодинамических моделей. Закономерности изме-

нения средних скоростей в зависимости от глубины моря показывают, что формирование литосферы этого района произошло в результате опускания дна. Причем преобразование литосферы происходит, по-видимому, под действием двух процессов в верхних и нижних толщах. Компенсация неоднородностей строения литосферы в дальневосточной переходной зоне происходит на глубинах 45 ± 5 км, т.е. в зоне перехода от коры к мантии, характерной для континентов. Океаническая кора по мощности, по-видимому, соизмерима с континентальной, а высокоскоростные слои на разных глубинных уровнях, возможно, близки по своему происхождению к высокоскоростным прослойкам, обнаруженным в земной коре трапповых провинций.

ABSTRACT

The paper presents a comparison of the mean velocities calculated by the travel-time refracted arrivals, observed on variable seismic profiles in transition zones continent—ocean. It has been established that the inhomogeneity surface is compensated at the depths of 45 ± 5 km in mean velocity and experimental error.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н.К. К вопросу о границе Мохоровичича под океанами // Геология и геофизика. 1979. N 2. С. 52—63.
2. Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
3. Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. 249 с.
4. Косминская И.П. Глубинное сейсмическое зондирование. М.: Наука, 1968. 150 с.
5. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
6. Старшинова Е.А. О возможности существования волновода в области перехода от коры к мантии в океане // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, N 4. С. 821—824.
7. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 190 с.
8. Туезов И.К., Жильцов Э.Г. Глубинное строение Японии по сейсмическим данным // Методика и результаты исследований земной коры и мантии. М.: Наука, 1972. С. 114—133.
9. Acada T., Shimamura H. Observation of earthquakes and explosions at the western Pacific; structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1976. N 19. P. 135—154.
10. Nagumo S., Ouchi T., Kasahare I. et al. Sub-Moho seismic profile in the Mariana basin by ocean bottom seismograph long range explosion experiment // AGU Fall Meeting. Tokyo, 1978. P. 1—25.
11. Okada H., Asano S., Yoshii T. et al. Regionality of P_n velocity around Northeastern Japan as derived from explosion seismic observations // 3rd Soviet-Japan Symp. Yushno-Sakh. Tokyo, 1976.

Г.И. Семенова, Ю.Г. Зорина, Н.Я. Кунин, А.Г. Родников
**РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТИХОГО ОКЕАНА
ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Геофизическими исследованиями наиболее полно охарактеризована поверхность верхней мантии. Стрoение более глубоких зон освещено фрагментарно и на основании менее точных материалов. Основу предлагаемого районирования верхней мантии составляют данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

С помощью ГСЗ в Тихом океане изучены глубины до поверхности Мохоровичича и граничные скорости вдоль этой поверхности примерно в 600 пунктах, расположенных с разной степенью плотности на большей части океана. Относительно более изученные районы (с плотностью 20—25 точек на 1 млн км²) располагаются преимущественно в западной переходной зоне и составляют 15% ее акватории. С такой же плотностью наблюдений изучено около 7% акватории ложа океана. Кроме того, спорадически изучено (с плотностью 4 точки на 1 млн км²) около 65% акватории западной переходной области и 54% акватории ложа океана (0,8 точек на 1 млн км²). Остаются неизученными южные области океана и некоторые районы в центральных его частях. В данной статье учтены результаты зондирования, представленные в ряде сводных работ [16, 17, 21, 24—26] и в публикациях по отдельным районам [14, 18—20], характеризующих изученность примерно на начало 80-х годов.

При исследованиях в районах океанов методом ГСЗ параметры h_M и v_r^M определяются наиболее надежно. Подавляющее большинство оценок этих параметров выполнено с использованием годографов длиной свыше 40—50 км, количество точек на ветвях годографов первых волн, связанных с поверхностью М, превышает 5—10. По совокупности имеющихся данных можно полагать, что значения v_r^M характеризуют свойства верхней мантии ниже ее поверхности в слое толщиной не менее 5—20 км.

Районирование по глубине залегания поверхности М. По данным проведенного обобщения глубинных сейсмических исследований на акватории Тихого океана, глубина до поверхности верхней мантии (границы М) изменяется от 6 до 30 км, на отдаленных участках до 40 км (рис. 1). Граничные скорости 7,5—9 км/с. Значения $v_r^M = 7,2—7,4$ км/с, относимые по отдельным зондированиям некоторыми исследователями к верхнемантийным, нами оценены как принадлежащие земной коре и в настоящем обобщении не учитывались. Единичные значения 8,9—9,3 км/с учтены в группе значений $v_r^M = 8,8$ км/с и более.

На ложе океана, представляющем собой внутренние области акватории океана до глубоководных желобов, а в местах их отсутствия до окраин континентальных плато или уступов материкового склона, глубины, равные 10 км и менее, занимают около 20—25% площади ложа, 12 км и более — около 40%, 15 км и более, — видимо, около 10% площади ложа океана.

В рельефе границы М в пределах ложа океана выделяются две области: на востоке — Восточное поднятие мантии с глубинами 8—12 км, на западе — Западно-Тихоокеанская погруженная область с преобладанием глубин 13—14 км [10]. В пределах Восточного поднятия мантии наблюдается в целом согласное положение поверхности дна океана и границы М. В осевой его зоне располагается срединный океанический хребет с минимальными глубинами до поверхности М. На склонах поднятия граница сравнительно плавно погружается по обе стороны от его оси, формируя единую структуру. Одним из осложнений западного крыла поднятия является платообразный участок с глубинами около 10,5 км, приуроченный примерно к центральной части Северо-Восточной котловины (от 3 до 33° с.ш.).

В пределах Западно-Тихоокеанской области в рельефе поверхности М установ-

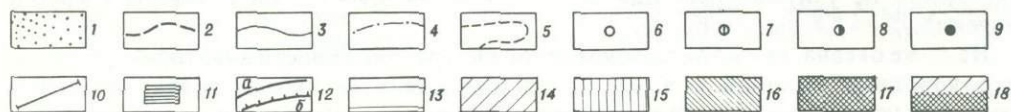
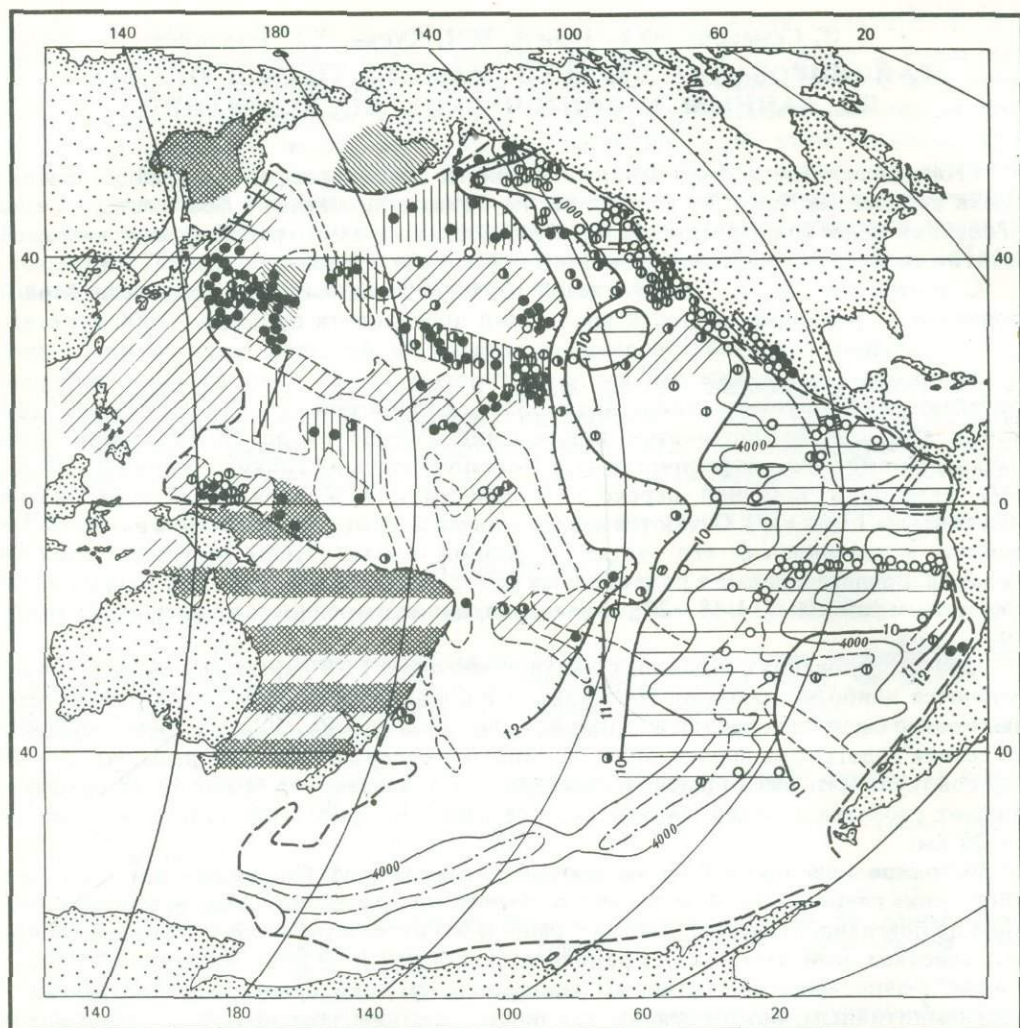


Рис. 1. Схема глубин поверхности М на акватории Тихого океана по данным ГСЗ

1 — континенты и крупные острова; 2 — граница ложа Тихого океана; 3 — изобата 4000 м; 4 — осевая зона срединно-океанического хребта; 5 — контуры подводных поднятий; 6—9 — глубина до границы М, км: 6 — менее 10, 7 — 10—11, 8 — 11—12, 9 — более 12; 10 — профильные глубинные сейсмические исследования; 11 — участок большой плотности ГСЗ; 12 — линии равных глубин поверхности М: а — обычные, б — ограничивающие флексуру в рельефе поверхности М; 13—17 — области с диапазоном глубин до поверхности М, км: 13 — 8—10, 14 — 10—15, 15 — 11—18, 16 — 14—25, 17 — 20—40; 18 — мозаичное расположение участков с глубинами 10—15 и 20—40 км

ливается ряд депрессий и поднятий. Для многих положительных морфологических структур здесь наблюдается обратное соотношение рельефов дна и поверхности М.

Разделение ложа океана по глубинам поверхности М на две указанные выше области отражается в различиях структуры земной коры [9, 13] в рельефе дна, а также в особенностях геофизических полей [3, 5, 8]. Пограничная зона между этими областями ложа океана представляет собой флексуру в рельефе поверхности М

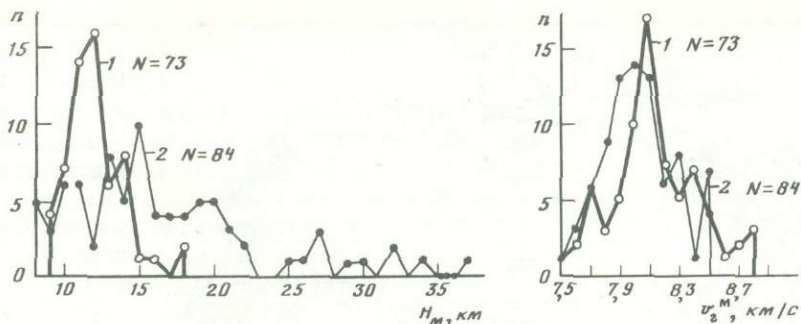


Рис. 2. Гистограммы глубины залегания и граничной скорости поверхности М Западной переходной области Тихого океана

1 — Филиппинской зоны (14 на рис. 1); 2 — Приавстралийской зоны (18 на рис. 1)

(Центральнотихоокеанская флексура), в пределах которой глубина до границы М увеличивается с востока на запад на 2—3 км.

Западная переходная зона от Тихого океана к Азиатскому и Австралийскому континентам, включающая окраинные моря и островные дуги, по глубине поверхности М можно подразделить на три крупные области. Северо-западная включает Берингово, Охотское и Японское моря и характеризуется большой долей повышенных (более 20 км) глубин. Филиппинская, начинаясь с Филиппинского моря, простирается до моря Сулавеси, включая в себя, вероятно, и неизученные пока южные части Южно-Китайского моря. Эта область характеризуется преобладанием малых глубин до границы М (9—14 км). Приавстралийская область простирается от новой Зеландии до Индонезии и, возможно, включает в себя моря Яванское, Банда, Сулавеси. Она характеризуется резко дифференцированными значениями h_M с большой долей высоких (более 20 км) значений.

Гистограммы h_M и v_g^M последних двух областей показаны на рис. 2. В Приавстралийской в целом преобладают повышенные глубины до поверхности М (15 км и более) и пониженные граничные скорости (менее 8,1 км/с). Филиппинская область характеризуется преобладанием пониженных глубин до границы М и большой долей (порядка 60%) повышенных (8,1 км/с и более) значений граничной скорости.

Районирование по скоростной характеристике поверхности М. При анализе характера изменчивости значений v_g^M по акватории Тихого океана можно отметить, что на основной части его ложа преобладают значения v_g^M в пределах 8—8,4 км/с, которые составляют 70% всех определений. Обособляются от этих наиболее типичных для ложа океана следующие области (рис. 3): Восточно-Тихоокеанская и Ванкуверская, соответствующие срединно-океаническому хребту (область 10), Гавайская (область 16), Каролинская (область 13) и Северная (область 9). Из указанных областей Восточно-Тихоокеанская, Ванкуверская и Северная характеризуются преобладанием пониженных (7,9 км/с и менее) и нормальных (8—8,3 км/с) значений. Гавайская и Каролинская отличаются присутствием в заметном количестве пониженных, нормальных и повышенных значений v_g^M .

На остальной акватории ложа океана с преобладанием типичных для ложа нормальных и повышенных значений v_g^M можно наметить предположительно — ввиду слабой изученности — две области с преобладанием нормальных значений v_g^M (8—8,3 км/с): Восточную, занимающую южную половину Северо-Восточной котловины (область 4), и Меланезийскую (область 3); две области с преобладанием нормальных и повышенных величин v_g^M : Северо-Восточную (область 20) и Южную (область 19), а также Центральную (область 22), где установлены лишь повышенные значения.

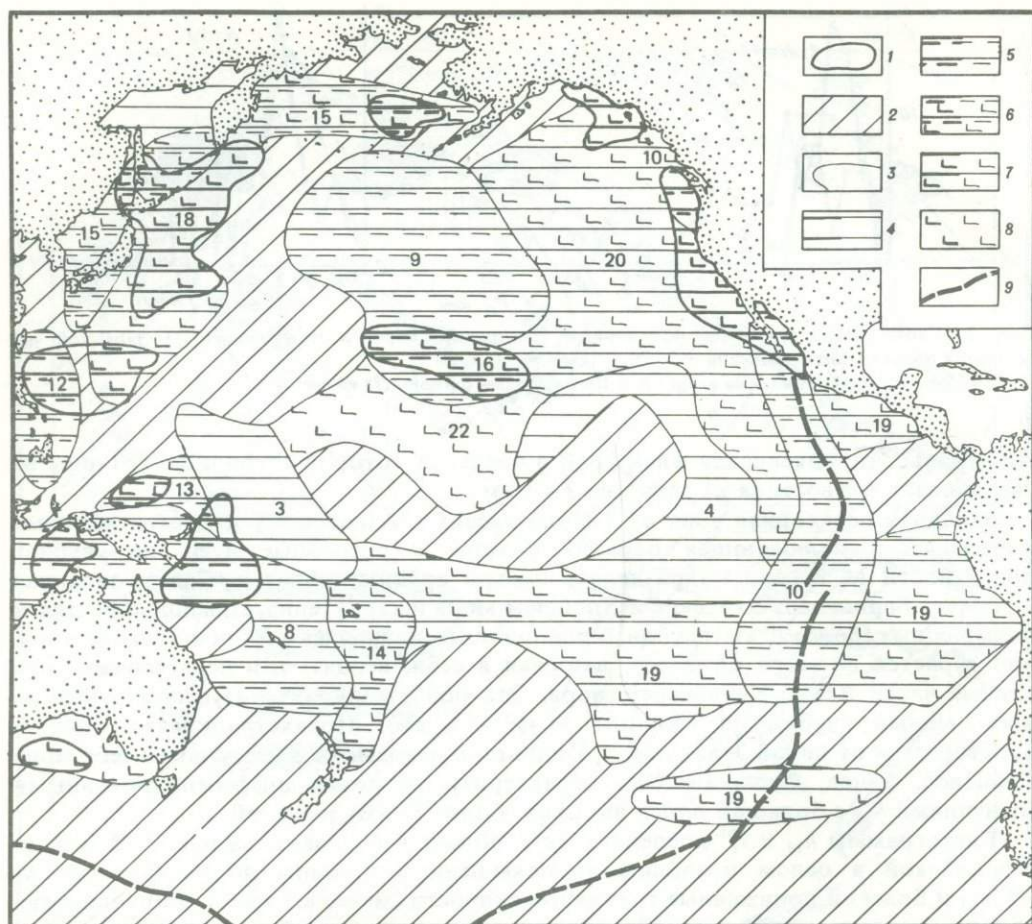


Рис. 3. Схема распределения граничных скоростей по поверхности М на акватории Мирового океана

1—8 — области: 1 — изученные, 2 — неизученные, 3 — с различными скоростями поверхности М, 4 — с преобладанием однородных нормальных значений $V_{гМ}^M$ (8,0—8,2 км/с) — тип I, 5 — с преобладанием пониженных (7,9—7,5 км/с) и нормальных значений v_r^M — тип II, 6 — с мозаичным распределением высоких (8,3 км/с и более), нормальных и пониженных значений v_r^M — тип III, 7 — с преобладанием нормальных и повышенных значений v_r^M — тип IV, 8 — с доминирующими повышенными значениями v_r^M — тип V; 9 — оси срединных океанических хребтов

В Западной переходной зоне по характеру скоростной характеристики градицы М на юге выделяются области: Фиджийская с мозаичным распределением всех уровней значений v_r^M (область 14) и обширная Приавстралийская с преобладанием пониженных и нормальных величин (область 8). Эти две области соответствуют Приавстралийской, выделенной по уровню h_M . Далее на север выделяются области: Филиппинская с преобладанием пониженных и нормальных величин v_r^M (область 12), Северо-Западная с преобладанием нормальных и повышенных значений, охватывающая значительную часть Западно-Марианской котловины и северо-западную окраину ложа океана (область 18). Намечается предварительно как единая Японо-Алеутская область с мозаичным распределением всех уровней значений v_r^M (область 15). Основная часть Охотского моря характеризуется преобладанием нормальных величин v_r^M . Перечисленные выше области соответствуют Филиппинской и Северо-Западной областям, выделенным по распределению h_M . Суммарные гистограммы v_r^M для всех областей выделенных типов скоростной

Рис. 4. Гистограммы распределения v_r^M для типов I—V областей Тихого океана

характеристики поверхности мантии в пределах Тихого океана показаны на рис. 4. Четко видны особенности каждого типа распределения v_r^M .

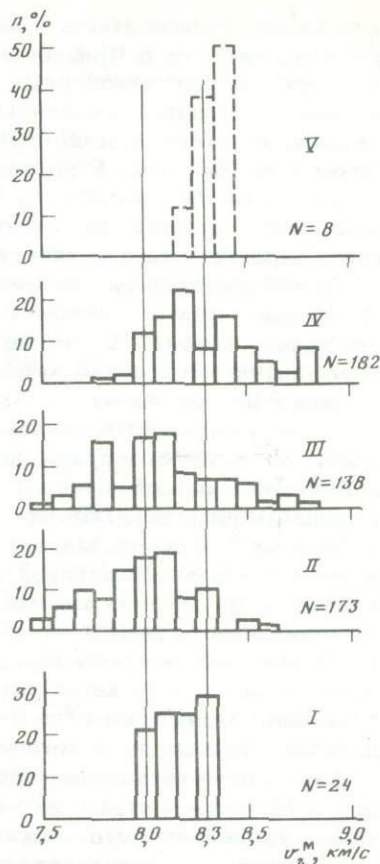
Центральнотихоокеанская флексура в латеральном распределении значений v_r^M четко не выявляется. Тем не менее она не пересекает областей, выделенных по v_r^M , а проходит по их границам. В пределах этой зоны значения v_r^M , изменяясь от 8,1 до 8,9 км/с, образуют самую высокоскоростную группу значений v_r^M со средним значением около 8,5 км/с. Срединно-океаническому хребту соответствует специфическая область как по глубинам поверхности мантии, так и по ее скоростной характеристике.

Таким образом, при некоторых намечающихся в крупном плане соответствиях районирований по глубинам поверхности М и по ее скоростному параметру можно отметить, что элементы, выделяемые при этом, не тождественны. Рельеф поверхности М в большей степени характеризует особенности земной коры, а особенности верхов мантии более выявляются в скоростной характеристике этой границы.

Сопоставление с другими геофизическими данными. Анализ и сопоставлению геолого-геофизических данных для Тихого океана посвящены работы многих исследователей [1—4, 6—8, 11—14, 15, 27]. Мы рассмотрим лишь некоторые стороны этой проблемы, касающиеся сопоставления с особенностями геофизических полей выявленных неоднородностей поверхности мантии.

В восточной области ложа океана преобладает упорядоченный линейный характер магнитных аномалий, имеющих доминирующее меридиональное простираие [3], характерна субмеридиональная ориентировка гравитационных аномалий по спутниковым данным [5], выявляется значительно повышенная плотность теплового потока, достигающая местами $(10,9—12,2) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Средний уровень аномального гравитационного поля (усредненного $1 \times 1^\circ$) в редукции Фая составляет 0 мГал, в редукции Буге 300 мГал [5]. Для этой области характерны крупноглыбовый и крупнохолмистый тип расчлененности дна, грядовый рельеф срединных хребтов, единичные горные области.

В западной области ложа широко развиты различно ориентированные магнитные аномалии, преобладают субизометричные спутниковые гравитационные аномалии и относительно пониженный тепловой поток, составляющий в среднем менее $7,5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Средний уровень аномального гравитационного поля в редукции Фая составляет здесь 20, а в редукции Буге достигает 340 мГал. Для этой области характерен мелкоглыбовый и мелкохолмистый тип расчлененности дна. На большинстве поднятий развиты горные области. Другие выявленные особенности рельефа поверхности мантии находят менее четкое отражение в геофизических полях. В некоторой степени районирование Западной переходной зоны по h_M отражено в характере изменчивости теплового потока. Так, относительно однородной с уменьшенными глубинами поверхности М Филиппинской области Западной



переходной зоны соответствует также относительно однородное поле повышенного теплового потока. В Приавстралийской области со сложным рельефом границы М и большой долей повышенных ее глубин соответствует сложное поле теплового потока с общим пониженным его фоном. Фиджийской аномалии высокого теплового потока отвечают уменьшенные в общем значения h_M . Северной части Охотского моря и Берингову морю с большой долей повышенных глубин поверхности М соответствует пониженный тепловой поток. Таким образом, поднятой и, видимо, разогретой мантии, утоненной и раздробленной коре часто соответствует повышенный тепловой поток.

Более слабая связь с геофизическими полями отмечается для районирования по v_r^M . В ряде случаев пониженные значения v_r^M отвечают зонам повышенных величин теплового потока. Связь проведенного районирования поверхности мантии, особенно по скоростной характеристике, с гравитационным спутниковым полем сложна и неоднозначна.

В срединных хребтах пониженные значения v_r^M обычно связываются с наличием здесь зон частичного плавления вещества мантии. Для этих структур, как правило, наблюдается повышенный тепловой поток. Так, Восточно-Тихоокеанское поднятие в пределах 50° ю.ш. — 40° с.ш. проходит в зоне наиболее высоких на Земле значений теплового потока [16]. Максимальные значения теплового потока наблюдаются при этом в пределах Чилийской и Перуанской котловин, т.е. западнее осевых зон поднятия. Возможно, что наблюдаемые в осевых зонах понижения значений v_r^M действительно связаны с частичным плавлением вещества верхней мантии. Глубоководные впадины окраинных морей Западной переходной зоны океана также располагаются в областях высоких значений теплового потока. Но большая доля пониженных значений v_r^M в Северной области (область 9) отмечается в условиях довольно низкого теплового потока $(5-5,9) \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Согласно современным представлениям, значения граничной скорости поверхности М связываются с петрологическим составом пород и (или) с термобарическими условиями, существующими в верхах мантии. Состав и структура вещества могут зависеть от характера тектонических сил сжатия или растяжения. Имеющиеся наблюдения показывают, что более молодые, более активные тектонические зоны характеризуются высокими значениями теплового потока и пониженными значениями v_r^M , а более древние, стабильные — низкими значениями теплового потока и повышенными значениями v_r^M . На ложе Тихого океана современная тектоническая активность наблюдается в осевых частях Восточно-Тихоокеанского поднятия (сейсмичность, гидротермальная деятельность), на Гавайском поднятии (вулканизм, сейсмичность), в Императорском разломе (сейсмичность), на островах Общества, Туамоту (сейсмичность). На представленной схеме граничных скоростей эти районы, кроме последнего, где наблюдений крайне мало, характеризуются существенной долей пониженных значений v_r^M , что, видимо, носит неслучайный характер. В условиях низких значений температуры и давления главным фактором, влияющим на вариации v_r^M , может явиться изменение состава пород верхней мантии.

Рост v_r^M для ультраосновных пород, которыми, согласно общепринятым представлениям, сложена верхняя мантия, может быть, в свою очередь, обусловлен относительным повышением основности пород. Возможной причиной может явиться также относительное повышение v_r^M в породах, практически идентичных по составу, но более древних. В связи с этим зоны относительно высоких v_r^M предпочтительнее, видимо, связывать с развитием относительно более основных или (и) более древних комплексов верхней мантии.

Неоднородности глубинных зон верхней мантии. В настоящее время имеются лишь крайне малочисленные данные о степени распространения латеральных скоростных различий границы М на глубинные толщи верхней мантии.

О неоднородностях более глубинных зон верхней мантии имеются некоторые сейсмические данные. Так, если в одних районах (в районе срединного хребта

примерно в полосе 10° ю.ш. и $10-15^\circ$ с.ш. и на севере Перуанской котловины) первый внутримантийный горизонт с $v = 8,2-9,6$ км/с отмечен стандартными зондированиями на глубинах $11-18$ км, то в других (вал Зенкевича, северная часть Южной котловины) внутримантийный горизонт с $v = 8,6$ км/с зафиксирован на глубинах $20-30$ км. А в центральной части Северо-Восточной котловины, по данным длинного годографа [6], предполагаются до глубин 60 км значения скорости не более $8,4$ км/с.

По данным сейсмологических наблюдений, также отмечается латеральная неоднородность верхней мантии. Западные области ложа океана характеризуются при этом более высокоскоростной мантией, чем восточные и южные [26]. Сопоставление зон пониженных скоростей приповерхностных частей верхней мантии, выделенных по v_r^M продольных волн от взрывов, с зонами пониженных скоростей поперечных волн, охватывающих глубины до $100-200$ м и выявленных по исследованиям поверхностных волн от землетрясений, показывает принципиальное их сходство для районов срединного хребта. Аналогичная область пониженных групповых скоростей поверхностных волн, выявленная для верхней мантии в пределах Западной переходной зоны, соответствует в плане в большей своей части южной окраине области 18 по v_r^M , т.е. области преобладания нормальных и повышенных значений Западно-Марианской котловины. Западнее по v_r^M выделяется Филиппинская область (область 12), характеризующаяся большой долей низких значений. Примерно на границе областей 18 и 12 выявляется при более детальном районировании геолого-геофизических данных узкая область современного активного рифта [12 и др.]. Анализ соотношений данных v_r^M с другими геофизическими материалами в этом крайне интересном и сложном районе требует специального рассмотрения и здесь не проводится. Но несомненно, что данные о v_r^M будут иметь важное значение для понимания происходящих здесь процессов.

По данным ГСЗ, использующего продольные волны, не отмечается повсеместно мощной толщи пониженных скоростей, которую можно связать с астеносферой. Лишь в Восточно-Марианской котловине по наблюдениям на сверхдлинном профиле по аномальному затуханию волн можно предполагать астеносферную зону на глубине порядка 50 км [22]. Подобная зона отсутствует в изученных районах Северо-Западной котловины и, вероятно, в западных районах Северо-Восточной котловины.

По данным магнитотеллурических исследований, проведенных в единичных районах, максимальная проводимость верхней мантии определяется на глубинах $50-75$ км на срединном хребте (хребет Хуан-де-Фука), $85-130$ км у побережья Калифорнии и $140-220$ км к северо-востоку от Гавайев [23]. В Западной переходной области астеносфера предположительно в виде линзы устанавливается комплексом геофизических данных на всей ее площади на глубине примерно $50-100$ км с мощностью более 100 км. В большинстве островных дуг астеносфера подходит к подошве земной коры. Верхняя мантия Западной переходной зоны принципиально отличается этим от материковой и от ложа запада Тихого океана [12].

1. Неоднородности верхов мантии акватории Тихого океана, выявляемые ГСЗ, проявляются как в расчлененности рельефа ее поверхности, так и особенно в ее скоростной характеристике. Наиболее крупными неоднородностями в верхах мантии являются: а) океанское ложе с большой долей повышенных значений граничной скорости и четко выраженным поднятием поверхности мантии в восточной области ложа, осевой части которого соответствует, наоборот, преобладание пониженных величин v_r^M (рельеф поверхности мантии в западной в общем пониженной области океанического ложа расчленен более сложно); б) Западная переходная зона, в пределах которой отмечаются большая доля пониженных скоростей при значительной их дифференцированности и сложно расчлененный рельеф поверхности верхней мантии с общим ее углублением.

2. Намечается некоторая связь скоростных неоднородностей приповерхностных

частей верхней мантии с ее более глубокими толщами, изучаемыми по данным землетрясений.

3. Ряд особенностей проведенного районирования находит отражение в геофизических полях. Более четко это выявлено для поля теплового потока.

4. Рельеф поверхности М в основном отражает особенности строения земной коры, а ее скоростная характеристика выявляет, главным образом, особенности строения верхов мантии.

ABSTRACT

1. The most detailed geophysical data illustrate the surface relief and the boundary velocities of the upper mantle. The structure of the deeper parts of the upper mantle is poorly studied, the data are less precise.

2. Regional division and identification of the first order structures and of the larger units are made with regard for peculiarities of relief and the boundary velocities of the upper mantle. These tectonic elements are distinguished by the average values of the Moho depths, by the values and character of lateral changes in the boundary velocities and by the heat flow values.

3. The ocean floor and transitional areas of the Pacific are dissected by narrow elongated zones covering thousands of kilometers, marked by anomalously high values of the upper mantle boundary velocities. These zones divide the ocean into regions juxtaposed to the continental massifs of Australia, South and North America and the type of juxtaposition is different for each region.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток, 1984. 152 с.
3. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. Т. 1: Океанология: Геофизика океана. 466 с.
4. Глубинное строение Востока СССР и прилегающих акваторий по гравитационным данным. Хабаровск, 1983. Ч. 2. 58 с.
5. Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса. Масштаб 1:10000000 /Под ред. В.В. Федынского. М.: ГУГК, 1976.
6. Зверев С.М., Капустяк Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980. 205 с.
7. Косминская И.П. Земная кора океанических структур // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 194—203.
8. Красный Л.И. О великом Тихоокеанском георазделе // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, N 5. С. 1148—1151.
9. Кунин Н.Я., Семенова Г.И. Районирование земной коры ложа Тихого океана // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 3. С. 582—586.
10. Кунин Н.Я., Семенова Г.И. Неоднородности литосферы Тихого океана по материалам взрывной сейсмологии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 2. С. 31—45.
11. Мишина А.В., Зорина Ю.Т. Структурная эволюция земной коры переходных зон Юго-Восточной Азии и Восточной Австралии // Итоги науки и техники: Общая геология. М., 1981. 84 с.
12. Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 150 с.
13. Соловьева И.А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана // Геотектоника. 1976. N 3. С. 6—25.
14. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
15. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
16. Chapman D., Pollack H. Global heatflow: a new look // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 28. P. 28—32.
17. Furumoto A.S., Wiebenga W.A., Webl J.P., Sutton G.H. Crustal structure of the Hawaiian archipelago, northern Melanesia and the central Pacific basin by seismic refraction methods // Tectonophysics. 1973. Vol. 20, N 4. P. 418—427.
18. Hussong D.M. Detailed structural interpretation of Pacific oceanic crust using ASPER and ocean-bottom seismometer methods: Diss. Univ. Hawaii, 1972.
19. Hussong D.M., Wiperman L.K., Kroenke L.M. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 6003—6010.
20. Londen K.E. The crustal and lithospheric thickness of the Philippine Sea as compared to the Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50, N 11. P. 275—288.
21. Mrozowski C.L., Hayes D.E. The evolution of the Parece Vela basin, eastern Philippine Sea // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 46, N 1, P. 49—67.

22. Nagumo S., Ouchi T., Kasahara J. et al. Sub-Moho seismic profile in the Mariana basin-ocean bottom seismograph long-range explosion experiment // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53. P. 93—102.
23. Oldenburg D.W. Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 65, N 2. P. 359—394.
24. Orcutt J.A., Kennet B.L.N., Dorman L.M. Structure of the East Pacific Rise from ocean bottom seismometer survey // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 45, N 2. P. 305—320.
25. Shor G.G., Menard H.W., Raitt R.W. Structure of the Pacific basin // Sea. 1970. Vol. 4, pt 2.
26. Yoshida M. Group velocity distributions of Rayleigh waves and two upper mantle models in the Pacific ocean // Bull. Earthquake Res. Inst. 1978. Vol. 53, pt 2. P. 319—338.
27. Woollard G.P. The interrelationships of crustal and upper-mantle parameter values in the Pacific // Rev. Geophys. and Space Phys. 1975. Vol. 13, N 1, P. 87—137.

УДК 551.242.2:550.831

В.А. Кучериненко

ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ И АНОМАЛИИ ГЛЕННИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Изучение гравитационного поля океанических областей и его геологическая интерпретация проводились до последнего времени главным образом лишь в профильном варианте. Редкая нерегулярная сеть гравиметрических галсов на акваториях не позволяла строить достаточно представительные карты измеренных значений силы тяжести, а отсутствие эффективных методов трехмерного редуцирования сводило всю интерпретацию лишь к профилям, секущим удлиненные топоструктуры вкrest их простираения.

Между тем при исследовании таких сложно построенных областей, как тихоокеанские зоны перехода от континента к океану, очевидные преимущества площадного варианта интерпретации по сравнению с профильным приобретают особое значение. Здесь сколько-нибудь достоверные результаты о распределении плотностных неоднородностей коры и мантии можно получить рассматривая в основном лишь трехмерные плотностные модели. Кроме того, использование трехмерных методов топографического редуцирования позволяет нам в отличие от упрощенных двухмерных вариантов учесть два обстоятельства, на которые большинство гравиметристов-интерпретаторов упорно не обращают внимания. Это влияние так называемых дальних зон (поправки Гленни) и ундуляций поверхности геоида (поправки Брунса—Жонголовича). О том, что такие поправки могут достигать десятков миллигалл и неучет их порой приводит к существенным ошибкам в интерпретации, говорилось уже неоднократно [1, 2, 5, 6]. На рис. 1,а показана схема влияния дальних зон [8] для акватории северо-восточной части Филиппинского моря. Рис. 1,б представляет собой участок схемы аномалий геоида [7] для того же региона. Значения изолиний высот H геоида в метрах переводятся в миллигаллы ($\delta_{Б-Ж}$ — поправка Брунса—Жонголовича) следующим образом: $\delta_{Б-Ж} = 0,2654 H[4]$.

В последние годы в связи с учащением мировой сети морских гравиметрических съемок появилась возможность построения карт гравитационного поля отдельных акваторий Мирового океана. Например, в Ламонтской геологической обсерватории (США) был издан набор карт аномалий в свободном воздухе, покрывающих значительную часть западной окраины Тихого океана от Алеутской переходной зоны до акватории Фиджи—Тонга—Кермадек. Для эффективной обработки подобных карт, заключающейся в вычислении топографических и компенсационных поправок и построении карт аномалий силы тяжести в редукциях Буге, Гленни, изостатической (т.е. в виде, который непосредственно может быть использован для геологической интерпретации), в Институте физики Земли АН СССР был разработан специальный метод машинного редуцирования морских гравиметрических измерений [3]. Метод, основанный на автоматизированной

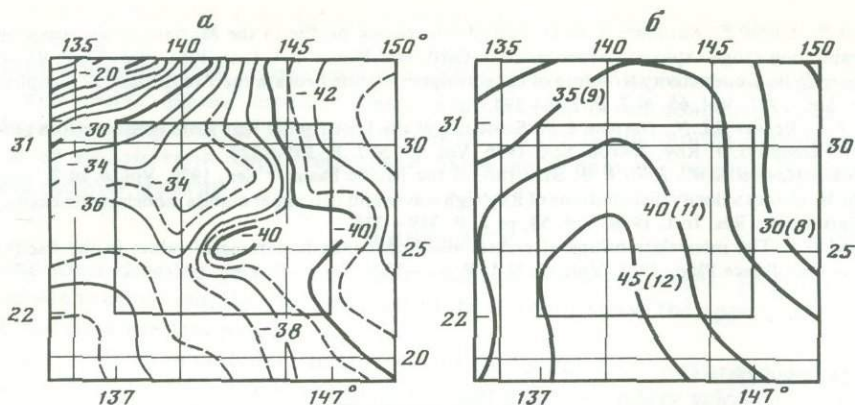


Рис. 1. Распределение полей дополнительных поправок, вводимых в аномальные значения силы тяжести, для исследуемой акватории (прямоугольником обведена область расчетных точек)

а — поправки за дальние зоны (поправки Гленни), изолинии в мГал; б — ундуляции геоида, изолинии в м (в скобках указаны отметки изолиний в мГал поправки Брунса—Жонголовича)

оцифровке карт рельефа дна с помощью графоцифрового преобразователя, позволяет относительно быстро и точно без значительных затрат ручного труда рассчитывать в трехмерном варианте влияние топографических и компенсационных масс.

С помощью этого метода получены карты изостатических аномалий и аномалий Гленни для северо-восточной части Филиппинского моря с островной дугой и желобом Бонин и северной частью Марианского глубоководного желоба (см. рис. 2). Исходным материалом для расчетов послужили Карта аномалий в свободном воздухе, составленная в Ламонтской геологической обсерватории [11], и Батиметрическая карта акватории, изданная в Скриппсовском океанографическом институте (США) [10]. В работе [3] представлено рассчитанное по карте [10] поле изостатических поправок для этого региона. Поправки Гленни и Брунса—Жонголовича были взяты из соответствующих карт (см. рис. 1). Средние значения поправок за дальние зоны 35—40 мГал, причем в пределах региона вариации поправок составляют около 15 мГал. Значение поправки $\delta_{Б-Ж}$ меняется от 8 до 12 мГал, при этом ее знак равен знаку аномалии геоида.

Распределение аномалий Гленни в целом характерно для зон перехода от краевого моря к океанической котловине (рис. 2, а см. вкл.). Отмечается общее повышение значений аномалий Гленни слева направо, что соответствует увеличению глубины от краевого моря к океану с минимумом над островной дугой Ио, относительно резким возрастанием поля над глубоководным желобом и выходом на асимптотические значения 360—380 мГал над океаническим ложем. Общая картина распределения изостатических аномалий (рис. 2, б см. вкл.) со спокойными слабо положительными участками над окраинным морем и океаном и интенсивными отрицательными аномалиями (от —140 до —160 мГал), отмечающими глубоководные желоба, также является типичной для такого рода переходных зон.

На фоне такой картины хребет Бонин резко выделяется необычно большой аномалией во всех редукциях. Это своеобразная, почти изометричная в плане (немного вытянутая в меридиональном направлении) структура, расположенная на материковом склоне Бонинского глубоководного желоба и характеризующаяся в отличие от других островных дуг полным отсутствием изостатического равновесия. Значение изостатической аномалии над этим поднятием (240—250 мГал — одна из самых больших на земном шаре) значительно превышает абсолютные значения самых интенсивных изостатических аномалий в "классических" местах нарушения равновесия коры — глубоководных желобах. Хребет Бонин отличается от других

островных дуг также и отсутствием современного вулканизма. С этим же местом связаны резкое сокращение поверхностной и полное прерывание промежуточной и глубокофокусной сейсмичности, протягивающейся почти непрерывным поясом вдоль системы островных дуг северо-западной части Тихого океана [9]. Перепад значений аномалии от гребня хребта Бонин до оси желоба около 380 мГал.

На карте аномалий Гленни отражено влияние аномальных геологических масс, в том числе и истинных (не теоретических, как в схемах компенсации Эри, Пратта и др.) компенсационных масс, которые уравнивают топографические структуры. Отмечается полное отсутствие компенсационных масс под желобом Бонин, дополнительно подтверждающее нарушение изостазии желоба. Пониженное значение аномалий Гленни над островной дугой Ио (80—100 мГал) свидетельствует об относительной уравниваемости этого хребта, что отражено и небольшими значениями изостатических аномалий (от —20 до 40 мГал). Относительно большая по амплитуде (360 мГал) аномалия Гленни над хребтом Бонин, будучи локальной в плане, отражает влияние крупной некомпенсированной плотностной неоднородности в коре, с которой связано существование этой необычной морфологической структуры.

Место сочленения Бонинского и Марианского желобов и хребта Маркус-Неккер, протянувшегося в широтном направлении со стороны океана, отмечено рядом "белых пятен" — отсутствием гравиметрических наблюдений над характерными морфоструктурами. Тем не менее общий характер поля изостатических аномалий этой зоны свидетельствует об относительной уравниваемости западной оконечности хребта Маркус-Неккер.

Карты распределения эпицентров землетрясений региона [9] указывают на явную связь субмеридиональной полосы крупных отрицательных изостатических аномалий восточной части исследуемой акватории с полосой интенсивной формальной и промежуточной сейсмичности вдоль линии глубоководных желобов. Механизмы очагов в этой зоне предполагают наличие горизонтальных растягивающих напряжений в мантии на глубинах до 30—70 км. Не исключено, что силы, вызывающие эти напряжения, могут быть причиной нарушения равновесного состояния океанической коры. Как уже указывалось, полоса сейсмичности прерывается у Бонинского хребта, местоположение которого связано также с "вклиниванием" в линию желобов с восточной стороны хребта Маркус-Неккер. Детальное изучение связи поверхностных и глубинных явлений (необычного расположения морфоструктур, крупнейших изостатических аномалий, отсутствия вулканизма, прерывания сейсмичности) может представить несомненный интерес.

Автор благодарит М.Е. Артемьева и Г.В. Агапову за помощь и советы при подготовке статьи.

А B S T R A C T

Glenny anomaly and Airy-Heiskanen isostatic anomaly maps of Bonin arc-trench system and the northernmost Mariana trench have been constructed. Three-dimensional terrain corrections (with allowance for earth curvature and geoidal undulations) as well as the attraction produced by topographic and compensating masses of the whole surface of the Earth (the Hayford zones 18—1) were added to the free-air values. The most notable feature of gravity field is an extremely high-amplitude positive anomaly over the Bonin ridge. This peculiar elongated three-dimensional topographic structure located on the landward slope of the Bonin trench proved to be as distinct from the other island arcs fully uncompensated. Isostatic values range here up to +250 mgal: this is one of the highest positive isostatic anomalies of all the Earth. Preliminary interpretation of short-wavelength high amplitude Glenny anomaly associated with the Bonin ridge (+360 mgal) conclusively reveals the existence of a high-density uncompensated body within the island arc crust. The relation between gravity anomalies, volcanism and seismicity are also considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев М.Е.* Некоторые вопросы геологического истолкования изостатических аномалий силы тяжести. М.: Наука, 1966. 38 с.
2. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
3. *Кучериненко В.А.* Топо-изостатическое редуцирование морских профильных гравиметрических наблюдений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 7. С. 54—64.
4. *Кучериненко В.А.* Метод расчета изостатических аномалий и аномалий Гленни для измерений силы тяжести на море // Геодинамические исследования. М.: Радио и связь, 1985. N 8. С. 100—118.
5. *Люстих Е.Н.* Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести // Тр. ИТГ. 1947. Т. 3. С. 3—45.
6. *Люстих Е.Н.* Изостазия и изостатические гипотезы // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1957. Т. 38. С. 3—39.
7. *Balmino G. Reigber Ch., Moynot B.* Le modèle de potentiel gravitationnel terrestre GRIM 2 // Ann. géophys. 1978. Vol. 34, N 2. P. 55—78.
8. *Kärki P., Kivioja L., Heiskanen W.A.* Topographic-isostatic reduction maps for the world for the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system. T = 30 km. Helsinki, 1961. 28 p.
9. *Katsumata M., Sykes L.* Seismicity and tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74, N 25. P. 5923—5948.
10. *Mammericks J., Fisher R.L. et al.* Bathymetry of the East and Southeastern Asian Seas. Chart. Los Angeles: Scripps Inst. Oceanogr., 1976.
11. *Watts A.B.* Gravity field of the northwest Pacific Ocean Basin and its margin: Philippine Sea (one chart and summary statement) // Geol. Soc. Amer. Map Chart. 1975. Vol. 12.

УДК 551.242:550.83

И.К. Туезов, О.В. Веселов, В.Д. Епанешников, Е.Н. Липина **ТЕПЛОЙ ПОТОК ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА,** **АВСТРАЛИИ, ВОСТОЧНОЙ АЗИИ** **И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

В рассматриваемом регионе число измерений плотности теплового потока (ТП) 1980 г. составляет 2130. Изученность плотности ТП в регионе крайне неравномерна [2—8]. Сведения о сети станций приведены в табл. 1.

На рисунке (см. вкл.) через 25 мВт/м^2 проведены изолинии равных значений плотности ТП. В исследуемом регионе выделены три области, характеризующиеся различными значениями плотности ТП. В центральной Беринговоморско-Новозеландской области величина ТП значительно превышает среднее значение, а в двух соседних областях — Азиатско-Австралийской и Тихоокеанской — близка к этому значению. Граница между этими областями проходит по изолинии 50 мВт/м^2 .

Значения плотности ТП, полученные для различных районов Восточной Азии и Австралии, сведены в табл. 2. По степени возрастания ТП районы распределяются следующим образом: Западная Австралия, Сихотэ-Алинь, Сибирская платформа, Забайкалье, Северо-Восточный Китай, Монголия, Корея, Байкальский рифт, Центральная и Восточная Австралия, Тасмания. Судя по имеющимся геологическим и геофизическим данным, первые шесть районов относятся к тектонически спокойным в современную эпоху областям, последние три — к тектонически активным. Для первой группы районов значения плотности ТП составляют $40\text{—}59 \text{ мВт/м}^2$, для второй — $70\text{—}73 \text{ мВт/м}^2$.

Сложное распределение ТП характерно для Беринговоморско-Новозеландской области. Значения плотности ТП здесь колеблются в очень широких пределах: наблюдаемые — от -28 до 1214 мВт/м^2 , средние для морфоструктур этой области — от 26 до 128 мВт/м^2 . При движении с севера на юг уменьшается плотность ТП в окраинных морях и островных дугах.

Давно установлено, что большинству глубоководных котловин окраинных морей присущи высокие аномалии ТП. Среди них котловины Бауэрса и Командор-

Частота определений ТП по площади

Район	Одно определение ТП на площадь, тыс. км ²
Северо-Восточный Китай	32
Австралия	71
Японское море	4,3
Охотское море	7,2
Северо-Фиджийская котловина	9
Северо-Западная котловина Тихого океана	170
Центральная котловина Тихого океана	100

Т а б л и ц а 2

Плотность ТП в Восточной Азии и Австралии, мВт/м²

Район	Складчатый комплекс	Число измерений	Пределы изменения плотности ТП	Среднее значение
Сибирская платформа Байкальский рифт	Докембрийский	48	29—71	45
	Современная тектоническая активность	230	16—328	71
Забайкалье	Байкалиды, каледониды	45	45—78	56
Монголия	Герциниды	17	31—97	59
Сихотэ-Алинь	Мезозойды	17	40—48	43
Северо-Восточный Китай	Дорифейский	24	30—75	56
Корея	"	12	46—134	70
Австралия	Докембрийский, палеозойский	76	26—159	60
Западная Австралия	Позднепротерозойский	26	26—54	40
Центральная и Восточная Австралия, Тасмания	Позднепротерозойский, палеозойский	50	26—159	73

ская в Беринговом море, Курильская в Охотском море, Япономорская, Окинава в Восточно-Китайском море, Сикоку, Паресе-Вела в Филиппинском море, моря Сулу, цепочка котловин, протягивающихся между Соломоновым морем и Северо-Фиджийской котловиной, включая ее, и котловина Кораллового моря.

Однако аномалии повышенного ТП выделяются и вне глубоководных котловин окраинных морей. Например, аномалии со значениями плотности ТП до 120—150 мВт/м² зафиксированы на юго-восточной Камчатке, на шельфе Охотского и Японского морей, в южных частях островов Хоккайдо, Кюсю, на севере Идзу-Бонинской дуги, в центральной и восточной частях Австралии.

В отдельных случаях в пределах глубоководных котловин отмечены аномалии с пониженными значениями плотности ТП менее 25 мВт/м². К ним относится, например, Южно-Фиджийская котловина. Пониженные аномалии ТП установлены также на севере глубоководной котловины Тасманова моря, во впадине Паресе-Вела, хотя большие части этих котловин, как отмечалось выше, характеризуются повышенными аномалиями ТП.

Пониженные аномалии ТП характерны также для положительных структур (острова Сахалин, Хоккайдо, Хонсю, возвышенности Дайто и Оки-Дайто) и глубоководных желобов (Рюкю, Новобританско-Бугенвильский, Новогейбридский).

Таким образом, повышенные аномалии ТП свойственны глубоководным котловинам окраинных морей, а пониженные — глубоководным желобам и положительным структурам, что является характерной особенностью распределения ТП в Беринговоморско-Новозеландской области.

Плотность ТП морфоструктур Берингоморско-Новозеландской области, мВт/м²

Морфоструктура	Число измерений	Пределы изменения плотности ТП	Среднее значение
Окраинные моря	885	10—375	81
шельфовые зоны	247	4—223	85
глубоководные котловины	539	10—375	85
подводные хребты	28	4—108	58
подводные возвышенности	52	9—176	67
глубоководные желоба	19	2—159	57
Островные дуги	364	28—1214	76
Западно-Каролинская котловина Тихого океана	6	21—101	81
Центральная и Восточная Австралия, Тасмания	50	26—159	73

Таблица 4

Плотность ТП морфоструктур Тихоокеанской области, мВт/м²

Морфоструктура	Число измерений	Пределы изменения плотности ТП	Среднее значение
Берингово море	12	38—74	46
Море Фиджи	14	2—105	42
Глубоководные желоба	78	2—153	44
Котловины	316	0—138	54
окраинные валы	36	19—92	48
подводные возвышенности	20	25—100	57
переуглубленные впадины	16	38—79	50
Вулканические хребты, горы, острова	36	0—121	59
Восточно-Тихоокеанское поднятие	7	34—116	66

Распределение ТП в пределах морфоструктур области представлено в табл. 3. По возрастанию плотности ТП морфоструктуры располагаются следующим образом: глубоководные желоба, подводные хребты, подводные возвышенности, Центральная, Восточная Австралия, Тасмания, островные дуги, Западно-Каролинская котловина Тихого океана, шельфовые зоны и глубоководные котловины. Таким образом, минимальные значения плотности ТП свойственны глубоководным желобам, максимальные — шельфовым зонам и глубоководным котловинам.

Тихоокеанская область характеризуется сравнительно равномерным распределением ТП. Значения его плотности колеблются здесь в основном в пределах 40—50 мВт/м². Значения, превышающие 50 мВт/м², характерны лишь для нескольких аномалий, протягивающихся вдоль Гавайских островов, в северной части Центральной котловины и севернее островов Фиджи и Тонга. Небольшие максимумы ТП выделяются в западной части океана, в Южной котловине, в пределах южного отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Распределение ТП по основным типам морфоструктур Тихоокеанской области представлено в табл. 4.

В порядке возрастания плотности ТП морфоструктуры Тихоокеанской области располагаются следующим образом: глубоководные желоба, окраинные валы, переуглубленные впадины, котловины, подводные возвышенности, вулканические хребты, Восточно-Тихоокеанское срединно-океаническое поднятие.

Значения плотности ТП в пределах Азиатско-Австралийской и Тихоокеанской областей близки к среднеземному значению, в Берингоморско-Новозеландской — почти в 1,5 раза выше.

Для Азиатско-Австралийской и Берингово-Новозеландской областей отмечаются возрастание ТП с уменьшением глубины до кровли мантии и уменьшение ТП по мере увеличения глубины до ее кровли. Среднее значение плотности ТП при глубине до кровли мантии 12 км составляет 110 мВт/м², при глубине 50 км — 30 мВт/м². Это, по-видимому, свидетельствует о значительной роли тепловых источников верхней мантии при формировании кондуктивного теплового потока в этих двух зонах. В пределах ложа Тихого океана зависимость ТП от мощности коры отчетливо не прослежена, что, по-видимому, обусловлено слабым изменением глубины до кровли мантии в океане.

В.В. Белоусов и Е.М. Рудич [1] разделили островные дуги на два типа: древние дуги, сложенные в основном докайнозойскими образованиями (Камчатка, Японские, Филиппинские, Новая Гвинея и др.), и дуги, в разрезе которых отмечаются только верхнекайнозойские комплексы (Курильская, Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга-Кермадек и др.). Наряду с этим существует мнение, что островные дуги как геоморфологические сооружения независимо от возраста слагающих их образований сложились примерно в одно и то же время — в позднем кайнозое, продолжая развиваться и в современную эпоху. Для первых из них плотность ТП по 257 определениям составляет 77 мВт/м², для вторых по 92 определениям — 74 мВт/м². Эти данные, по-видимому, в большей степени свидетельствуют в пользу второй, чем первой, точки зрения.

Тепловые потоки окраинных морей, глубоководных котловин окраинных морей, островных дуг и окраинных океанических валов обнаруживают между собой достаточно четкую прямую связь, что, по-видимому, может свидетельствовать о взаимосвязи или общности источников регионального ТП. Он уменьшается и возрастает в пределах этих структур одновременно.

Существуют представления о том, что в древних структурах значения ТП меньше, в молодых больше. Рассмотренные выше материалы свидетельствуют о том, что ТП на востоке Азии, в Австралии и зоне перехода от них к Тихому океану зависит не от времени консолидации структур, а от процессов неотектонической активизации: разновозрастные структуры, подвергшиеся активизации, характеризуются повышенным и дифференцированным ТП, а структуры, не вовлеченные в эти процессы, несмотря на существенно различный возраст (от протерозоя до мезозоя), практически не различаются по значениям ТП.

Если считать, что первичным является энергетический режим недр, внешним выражением которого служит региональный ТП, а тектонические процессы вторичны, то надо полагать, что п-ов Корея, Западно-Каролинская котловина, Центральная и Восточная Австралия совместно с Тасманией ныне вовлечены в процессы неотектонической активизации, которыми охвачена Западно-Тихоокеанская активная окраина.

Расчеты по стационарной модели теплопроводности показывают, что источниками максимумов ТП, по-видимому, являются магматические очаги (зоны частичного плавления), верхняя кромка которых залегает на глубинах 15—30 км. Очевидно, рассматриваемыми телами являются предполагаемые В.В. Белоусовым мантийные диапиры, часть которых могла утратить связь с астеносферой, часть — сохранить.

А B S T R A C T

Distribution of heat flow (HF) in western Pacific, Australia, eastern Asia and its geologic interpretation is described. It is established, that the average HF value taken from 469 values within eastern Asia and western Australia is 63 mW/m²; this taken from 1215 values in Bering Sea — New Zealand zone, which corresponds mainly to transition zone from Asia and Australia (including central and eastern Australia) to the Pacific is 80 mW/m²; this taken from 472 stations in western Pacific is 53 mW/m². It is revealed, that: 1) HF values in Bering Sea — New Zealand area in the east fo Asia and Australia

taken together increase, while the depth up to the mantle roof is decreasing; 2) HF does not depend on island arc age; 3) HF intensity dependence upon age of geologic structures is not established, but its direct connection with processes of latest tectonic activity is established; 4) the sources of HF maxima are magmatic chambers — partial melt zones. Their upper edges are located at depths of 15—30 km.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории развития Земли // Сов. геология. 1960. N 19. С. 3—22.
2. Веселов О.В., Сычев П.М. Структура поля тепловых потоков и термодинамические условия земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 44—65.
3. Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В. и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1982. N 1. С. 42—51.
4. Океанология: Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1: Геофизика океанического дна. 470 с.
5. Туезов И.К., Веселов О.В., Епанешников В.Д., Липина Е.Н. Геотермика запада Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. N 3. С. 90—100.
6. Jessop A.M., Hobart M.A., Sclater J.C. The world heat flow data collection-1975. Geothermal Ser. 5. Ottawa, 1976. 125 p.
7. Lilley F.E.M., Sloane M.N., Sass J.H. A compilation of Australian heat flow measurements // J. Geol. Soc. Austral. 1978. Vol. 24. P. 439—445.
8. Wang Ji-yang, Chen Mo-xiang, Wang Ji-an et al. Geothermal studies in China // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1981. Vol. 9, N 1. P. 57—76.

УДК 551.242

П. Борман, Ст. Гресль, Х. Нойнхёфер, К. Вилгалла СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ В ОБЛАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С середины 60-х годов в Центральной и Южной Европе и в области Восточно-Европейской плиты и Балтийского щита (Фенноскандии) были проведены многочисленные сейсмологические исследования структуры коры и верхней мантии Земли. При этом изучалась дисперсия фазовой скорости сейсмических поверхностных волн и проводились глубинные сейсмические наблюдения на длинных профилях с помощью передвижной полевой аппаратуры. В исследованиях использовались данные обсерватории о регистрации искусственных и природных сейсмических событий. Некоторые существенные результаты этих исследований были обобщены Е. Хуртигом с соавторами [7, 8]. Сюда относится установление отчетливых латеральных скоростных различий между Восточно-Европейской плитой и Центральной Европой до глубины 400—600 км.

С. Гресль и Р.-П. Осберг [8] подкрепили этот вывод качественной корреляцией регионального северо-северо-западного простираения центральноевропейской положительной аномалии времени пробега с данными о характере высот геоида, о распределении положительных аномалий вертикальной составляющей вековых вариаций магнитного поля, об ориентировании поверхности тренда 6-го порядка теплового потока в Средней Европе и о региональном распределении кажущегося удельного сопротивления, определенного различными авторами по данным магнитотеллурических зондирований для периодов около 10000 с.

Наши дальнейшие исследования этой проблемы были направлены на решение следующих вопросов.

Можно ли по результатам исследований дисперсии поверхностных волн сделать детальные выводы о наличии или отсутствии канала пониженных скоростей

упругих волн в верхней мантии и о его связи с типом земной коры соответствующего региона?

Можно ли с помощью независимых наблюдений и сопоставления результатов, полученных различными методами, подтвердить наличие тренда воздымания поверхностей раздела или изолиний скорости верхней мантии под Центральной Европой в направлении Восточно-Европейской платформы?

Является ли наблюдавшаяся Д. Бормфордом [4] анизотропия скоростей волн P_n под Западной Европой лишь особенностью самой верхней части верхней мантии под разделом М, или такой анизотропный характер скоростей может быть распространен на более широкую область верхней мантии Земли?

Можно ли распространить установленное Д. Бормфордом направление анизотропии на область ГДР и ЧССР и выяснить, как оно связано с региональным распределением напряжений в Центральной Европе?

Каким образом юго-западный край Восточно-Европейской платформы влияет на распространение поверхностных волн? Влияет ли он как отражатель и, если да, то как точно можно реконструировать положение зоны отражения и определить глубину существования физически значимой разности скоростей?

О структуре верхней мантии Земли под Центральной и Восточной Европой по данным исследований сейсмических поверхностных волн. Путем обработки цифровых сейсмограмм поверхностных волн, зарегистрированных парами сейсмостанций, могут быть построены графики фазовых скоростей. Они справедливы для области вдоль геодезического соединения обеих станций. Это же относится и к построенной по ним модели скорости сдвиговых волн β как функции глубины.

На рис. 1. приведено несколько профилей Центральной и Восточной Европы, по которым были выполнены исследования фазовых скоростей поверхностных волн [14]. Они перекрывают части Восточно-Европейской платформы, доварисийского форланда и области варисийской консолидации. На рис. 1 даны также некоторые главные тектонические элементы области края платформы. Показано, что глобальную генерализацию кривых дисперсии по Л. Кнопову [12] можно использовать и при региональном анализе. При рассмотрении кривых дисперсии для профилей по Центральной и Восточной Европе и профилей по структурам Антарктиды бросается в глаза их сильное сходство (рис. 2). Сопоставлялись профили, пересекающие платформы, такие, как PUMO (Пулково — Москва) и NVSB (Ново-Лазаревская — Скотт-Бейс), с профилями, расположенными перед платформой, такими, как MOWA (Мокса — Варшава), МОКН (Мокса — Касперские Горы) и SBSP (Скотт-Бейс — Южный полюс). Промежуточное положение занимает кривая дисперсии MOVI для профиля Мокса—Вена. Она характеризует докембрийский Богемский массив, окруженный варисийскими складчатыми сооружениями и, очевидно, имеющий щитообразное строение.

Соответствующие модели β для профилей МОКН и MOVI показаны на рис. 3. Они различаются по глубине раздела соответственно 30 и 36 км и по существованию или отсутствию зоны пониженных скоростей в верхней мантии. Указанные выше результаты принципиально согласуются с данными Л. Кнопова [13]. На основании широкого анализа данных по дисперсии волн Рэлея и Лява в диапазоне периодов 30—250 с он заключил, что под древними докембрийскими щитами Земли волны имеют высокие скорости до глубин не менее 300 км и больше, в то время как для других областей Земли каналы пониженных скоростей сдвиговых волн типичны до глубин примерно 100 км. Если древние щиты и на самом деле имеют такие глубокие корни, то на основании этого можно сделать некоторые выводы относительно плитно-тектонической мобильности древних щитов.

Установление латеральной неоднородности скоростей. Исследование тектонических зон с помощью поверхностных волн можно проводить путем выявления и локализации выраженных вертикальных разделов между различными блоками, например юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. Отраженные

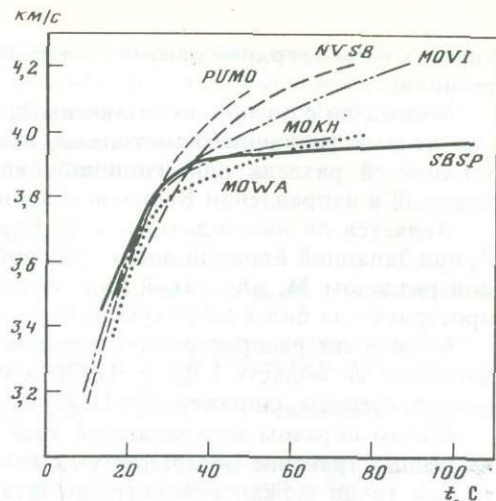
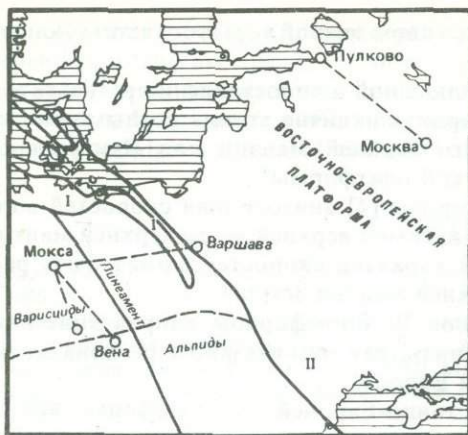


Рис. 1. Профили фазовых скоростей в Центральной и Восточной Европе относительно положения некоторых крупных тектонических единиц

I — Северо-Германско-Польская впадина; II — линсамент Северное море — Добруджа [15]

Рис. 2. Дисперсии фазовых скоростей для профилей через различные тектонические структуры Европы и Антарктиды

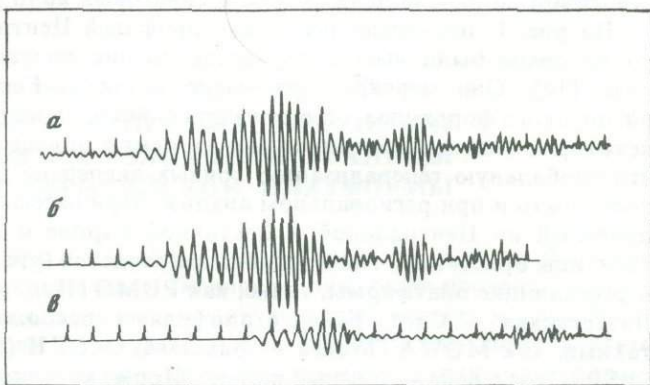
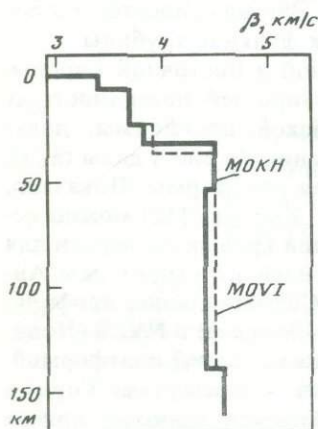


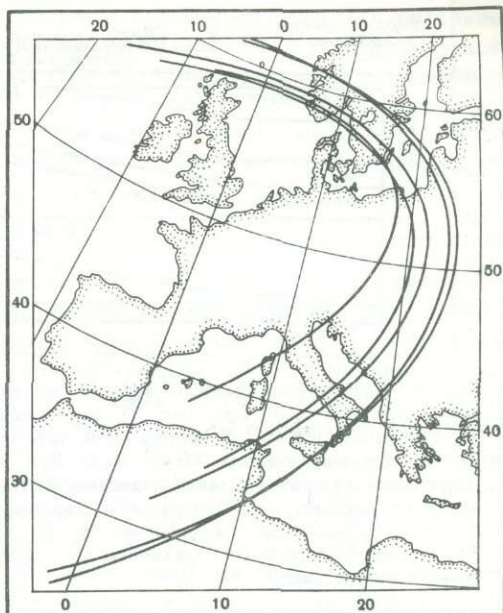
Рис. 3. Зависимость скорости β поперечных волн от глубины для коры и верхней мантии для профилей MOKH и MOVI

Рис. 4. Выделение различных групп серии поверхностных волн

a — исходная сейсмограмма; б — выделенная основная мода волн Рэлея; в — основная мода отраженных волн Рэлея

поверхностные волны могут быть зарегистрированы на основании регулярных модуляций спектра по наличию вторичных экстремумов в огибающей автокорреляционной функции, а также путем выявления различных (кажущихся) групповых годографов с помощью многократной частотной фильтрации поверхностных волн. Наиболее надежным доказательством существования групп отраженных поверхностных волн является их выделение на сейсмограммах (рис. 4) с помощью модального фильтра на основе выделенных различных кажущихся групповых годографов. На рис. 4 отчетливо видно, что надежное выделение группы отраженных волн, а также определение разности времени пробега с помощью визуальной интерпретации данных аналоговой регистрации невозможны. Если

Рис. 5. Семейства эллиптических сечений для определения места отражения не прямых групп волн Рэлея, рассчитанные с помощью автокорреляционного анализа и путем многократной частотной фильтрации



разница во времени пробега между группами прямых и отраженных волн известна по нескольким соседним станциям, то для определения места отражения могут быть использованы стандартные способы локализации событий. Как показано на рис. 5, по землетрясению в области Срединно-Атлантического хребта удалось установить, что юго-западный край Восточно-Европейской платформы (Скандинавский в западной части Балтийского моря) действительно отражает поверхностные волны.

Если определить для этого события коэффициент отражения R как функцию периода T , то будут получены большие, приблизительно постоянные значения R лишь для периодов $T > 25$ с. Для $T < 25$ с коэффициент отражения постепенно убывает. Это означает, что отражение происходит ниже раздела М. Оно, очевидно, связано с существованием или отсутствием зоны пониженных скоростей в верхней мантии перед краем платформы или в ее пределах. Путем использования других сейсмических событий и пар станций могут быть изучены и другие участки края платформы или другие глубинные разломы в земной коре. Например, с помощью этого способа удалось показать, что известные зоны разломов северо-западного — юго-восточного простирания в варисцийской складчатости южной части ГДР могут быть выделены и по короткопериодным поверхностным волнам.

Анализ азимутальной зависимости аномалий времени пробега и запаздывания сейсмических волн. Азимуты и углы падения сейсмических волн (т.е. азимутальная зависимость) изучаются в ГДР начиная с 60-х годов с применением трехкомпонентной регистрации для установления латеральных неоднородностей в земной коре [3, 4].

В последнее время эти исследования были дополнены прежде всего определениями времени запаздывания с помощью регионального треугольника станций, а также исследованием азимутальной зависимости выявленных на станциях аномалий времени пробега волн P . Так, на расположенных в ГДР станциях МОХ, BRG и CLL определены времена прихода волн P для 780 телесеизмических событий в диапазоне расстояний $10 < D < 180^\circ$ и по ним рассчитаны векторы запаздывания \mathbf{P}_{ij}^{ob} . Они сопоставлены с теоретическими векторами запаздывания \mathbf{P}_{ij}^{th} , определенными с использованием таблиц времен пробега Джеффриса—Буллена для опубликованных МЦД А (NEIS) данных по очагам. Средние разностные векторы $\mathbf{P}_j = \sum_{i=1}^{N_j} (\mathbf{P}_{ij}^{ob} - \mathbf{P}_{ij}^{th})$ изображены для различных областей очагов j в пространстве времен запаздывания. Векторы \mathbf{P}_j ориентированы в целом в северном направлении. Это свидетельствует о повышенных средних скоростях в верхней мантии в этом направлении и может быть обусловлено, например, воздыманием скоростных разделов.

Выполненные модельные расчеты показали, что наблюдаемые аномалии времен запаздывания могут быть хорошо объяснены наклоненной под углом $\theta = 10 \pm 3^\circ$

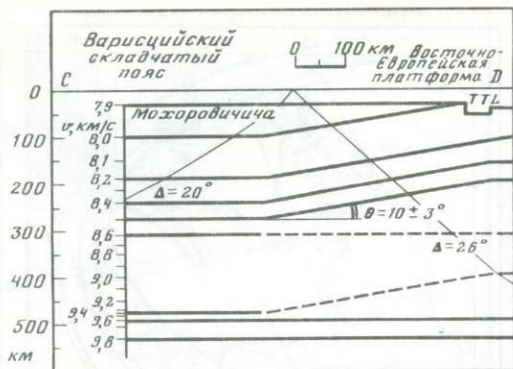


Рис. 6. Структурная модель верхней мантии вдоль профиля $C-D$ (см. рис. 7), полученная на основании аномалий времен запаздывания по треугольнику станций $MOX-CLL-BRG$ и корреляций с распределениями зависимости скорости от глубины для Центральной Европы и Восточно-Европейской платформы [6, 11, 8]; TTT — линия Тейссейра—Горнквиста; C — центр треугольника станций



Рис. 7. Результаты гармонического анализа функции $\delta t = f(A)$
Направления и длины стрелок соответствуют фазам и амплитудам первой (1) и второй (2) гармоник

плоской поверхностью раздела в верхней мантии, имеющей контраст скоростей $1,17 \pm 0,3$ и воздымающейся под азимутальным углом $A = 8 \pm 5^\circ$ в северном направлении. В азимутальном интервале $110 < A < 240^\circ$ систематические аномалии запаздывания не были установлены. Тем самым на расстоянии 50—80 км к югу от сети станций опять может быть принято горизонтальное положение этого раздела. На основе этих результатов и с учетом независимых, установленных различными авторами для Центральной и Восточной Европы функций зависимости скорости от глубины была разработана показанная на рис. 6 схематическая структурная модель области перехода от Центральноевропейских варисцид к Восточно-Европейской платформе (положение профиля см. на рис. 7). На рис. 6 показаны также пути лучей падающих волн P от сейсмических очагов на эпицентральных расстояниях 20 и 26° , которые, однако, из-за наклона разделов наблюдались на поверхности с одинаковым запаздыванием.

Те же самые данные времен пробега, которые служили для определения аномалий запаздывания, были использованы для изучения азимутальной зависимости аномалий времен пробега $\delta t = f(A)$ для станций MOX, CLL, BRG и PRU . Для исключения влияния земной коры использовались лишь результаты в диапазоне расстояний $30 < D < 105^\circ$. Была установлена отчетливая азимутальная зависимость δt . Для ее интерпретации средний ход кривых для каждой станции был подвергнут гармоническому анализу. Результаты анализа свидетельствуют о том, что зависимость $\delta t_n = f(A)$ для всех n станций ($n = 1, \dots, 4$) в основном может быть описана аналитической формулой $\delta t_n = \bar{\delta t}_n + B_{1n} \cos(A - \varphi_{1n}) + B_{2n} \cos(2A - \varphi_{2n})$, где B_{1n} , φ_{1n} или B_{2n} , φ_{2n} — амплитуда и фаза 1-й или 2-й гармоник; $\bar{\delta t}_n$ — среднее значение всех аномалий станций n .

Для фаз φ_{1n} или φ_{2n} для всех n станций получаются примерно одинаковые азимуты (см. рис. 7). В противоположность этому амплитуды B_{1n} (период 2π) для станций, расположенных дальше к северу, меньше, т.е. средняя скорость волн P в коре и верхней мантии в области этих станций больше. Это согласуется с рас-

смотренной выше моделью наклонных разделов в верхней мантии. Относительно большие амплитуды B_{2n} (период π), напротив, могут быть обусловлены поперечной анизотропией скорости волн P в верхней мантии. Сплошные стрелки показывают направление минимальной скорости волн P ($103 < A < 112^\circ$). Это направление очень хорошо совпадает с направлением минимальной скорости волн P_n , установленным Д. Бормфордом [4] по сейсмическим исследованиям методом преломленных волн в ФРГ.

По средней амплитуде 2-й гармоники $B_{2n} = \frac{1}{4} \sum_{n=1}^4 B_{2n} = 0,2$ с и исходя из предположения, что установленный Д. Бормфордом под разделом М коэффициент анизотропии 6—7% может быть представительным для мантийного вещества и на большей глубине, мощность анизотропного слоя была оценена примерно в 200 км. Очевидно, анизотропия является свойством астеносферы. Различные авторы объясняют ее ориентировкой кристаллов оливина в господствующем поле напряжений [6]. Направление максимальной составляющей напряжения сжатия в коре Центральной Европы по результатам сейсмического изучения механизмов очагов, анализа современных горизонтальных движений земной коры и измерения напряжений в естественном залегании имеет общую ориентировку юго-восток — северо-восток до юго-юго-восток — северо-северо-восток [1, 10, 12, 16].

Между наблюдаемым и ожидаемым направлениями минимальной скорости, согласно гипотезе упорядочения кристаллов оливина в поле напряжений, имеется различие в 30 — 40° . Возможно, наблюдаемая анизотропия обусловлена или модифицирована другими механизмами (например, текучестью или ползучестью материала астеносферы). Можно также предположить, что поле напряжений в верхней мантии отличается от поля напряжений, наблюдаемого в пределах земной коры или вблизи земной поверхности.

Юго-западная граница Восточно-Европейской платформы представляет собой примечательный тектонический элемент северо-западного — юго-восточного простираения в Центральной Европе. Он отделяет докембрийские (добайкальские) комплексы платформы древней консолидации от более молодых складчатых поясов каледонид, варисцид и альпид. Были использованы различные сейсмологические методы для установления возможных различий в структуре верхней мантии этих областей. Зависимости скорости сейсмических волн от глубины, получаемые на очень длинных профилях, изучаемых методом преломленных волн, и аномалии времен пробега телесеismicических волн P отчетливо свидетельствуют о повышенных скоростях продольных волн в пределах платформы до глубины около 400 км.

Кривые дисперсии волн Рэлея для различных путей в области платформы, ее варисцийского форланда и переходной зоны подтверждают, что и скорости поперечных волн в верхней мантии под Восточной Европой выше, чем в области молодых орогенов Центральной Европы. Правда, относительно небольшой блок докембрийского Богемского массива в форланде платформы также имеет сходный со цитами характер распределения скоростей в верхней мантии. Удалось показать, что южный край Фенноскандинавского щита действует как отражатель поверхностных волн и что физически эффективный контраст скоростей, очевидно, следует искать ниже раздела М, в верхней мантии до глубины не менее 80 км.

Причина отражения связана с существованием или отсутствием зоны пониженных скоростей (астеносферы) в верхней мантии Земли в форланде платформы или под платформой. Детальные исследования азимутальной зависимости аномалий телесеismicических времен пробега и систематических отклонений азимутов лучей волн с помощью мелкой сети сейсмологических станций в Центральной Европе дали отчетливые свидетельства сейсмической анизотропии мантии, а также указали на наклон разделов верхней мантии в данном регионе. Они воздымаются в нап-

равлении края Восточно-Европейской платформы и располагаются под ней примерно на 50—70 км выше, чем под Западной Европой. Мощность анизотропного слоя около 200 км. Он предположительно идентичен астеносфере.

ABSTRACT

The SW-border of the East European platform is a remarkable NW—SE striking tectonical element in Central Europe separating the old stable consolidated platform and the younger Variscian foldbelts. Seismic velocity-depth-distributions derived from long-range profiles and seismological P-wave travel-time residuals provide strong evidences for high seismic P-wave velocities up to a depth of several hundreds of km beneath the platform. The Baltic shield in the northern part of platform is characterized by very clear negative P-wave residuals indicating a high velocity upper mantle. Dispersion curves of seismic Rayleigh-waves computed for different ray paths in the platform, the Variscian foreland and the transition zone confirm this general conclusion: higher S-wave velocities in the upper mantle beneath eastern Europe with respect to the younger orogen. Model calculations of the corresponding geothermal field indicate lateral temperature and viscosity variations in the Earth's mantle as a possible source of these velocity differences. Similar dispersion curves are found for surface wave paths within the East European platform and the East Antarctic shield showing the deep reaching differences between younger orogens and stable continental regions. Using surface wave analysis the existence of small scale shield-like structures in the foreland of the platform will be demonstrated. A detailed seismological survey of seismic travel-time residuals and ray azimuth deviations using a small seismological station network in Central Europe provides strong evidences of an anisotropic behaviour of the upper mantle in this region. The magnitude and the directions of the anisotropy are discussed with respect to the border of the old platform.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ahorner L.* Horizontal compressive stresses in Central Europe // Alps, Apennines, Hellenides, Schweizerbart. Stuttgart, 1978. P. 17—19.
2. *Bormann P.* Statistische Untersuchungen zur Ortung teleseismischer Ereignisse aus Raumwellen-Registrierungen der Station MOXA // Veröff. Zentralinst. Phys. Erde. 1971. N 9. S. 1039.
3. *Bormann P., Wylgalla K.* Structural investigations of the Earth's upper mantle by means of localizing teleseismic events // Proc. 17th Assembly European Seism. Com. Bp.: Akad. kiado, 1980. P. 337—341.
4. *Bornford D.* P_n velocity anisotropy in a continental upper mantle // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. Vol. 49. P. 29—48.
5. *England P.C., Worthington M.H., King D.W.* Lateral variations in the structure of the upper mantle beneath Eurasia // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. Vol. 48. P. 71—79.
6. *Fuchs K.* Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere as evidence for dynamical processes in the upper mantle // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1977. Vol. 49. P. 167—179.
7. *Hurtig E., Grässl S., Oesberg R.-P.* Velocity variation in the upper mantle beneath Central Europe and the East European platform // Tectonophysics. 1979. Vol. 56. P. 133—144.
8. *Grässl S., Oesberg R.-P.* Laterale Geschwindigkeitsinhomogenitäten im oberen Erdmantel Europas // Ztschr. geol. Wiss. 1980. N 4. S. 475—488.
9. *Illies J.H., Baumann H., Hoffers B.* Stress pattern and strain release in the Alpine foreland // Tectonophysics. 1981. Vol. 71. P. 157—172.
10. *King D.W., Calcagnile G.* P-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and western Russia // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 46. P. 407—432.
11. *Knoll P., Gross U., Menzel W.* Bestimmung, Interpretation und geomechanische Bewertung von Gebirgsspannungszuständen in Bergbaugebieten der DDR // Rock Mech. 1982. Beil. 12. S. 215—226.
12. *Knopoff L.* Observation and inversion of surface-wave dispersion in the upper mantle // Tectonophysics. 1972. Vol. 13. P. 497—519.
13. *Knopoff L.* The thickness of the lithosphere from the dispersion of surface waves // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. Vol. 74. P. 55—81.
14. *Neunhöfer H., Frischbutter A., Güth D.* Contribution to Rayleigh wave dispersion in Antarctica in comparison to Eastern Europe // Gerlands Beitr. Geophys. 1983. Bd. 92, N 5. S. 428—434.
15. *Thurm H., Bankwitz P., Bankwitz E., Harnisch G.* Rezente horizontaler Deformation der Erdkruste im Südostteil der DDR // Petermanns geogr. Mitt. 1977. Bd. 4. S. 281—304.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

УДК 551.242:552.3

А.Я. Шараськин, Л.В. Дмитриев
**ПРОБЛЕМЫ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ
КОРЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН**

Вопрос о природе границ океанов и континентов всегда был одним из ключевых в геологии. За последние 10—15 лет данные наземной геологии впервые были дополнены надежными сведениями о закономерностях строения подводных структур переходных зон.

В цепи активных окраин западной части Тихого океана сейчас наиболее изученным является район Филиппинского моря. Г.Хесс первым обратил внимание на то, что здесь к западу от системы островных дуг и желобов, отделяющих море от ложа Тихого океана, наблюдается закономерное чередование глубоких котловин с корой океанического типа и подводных хребтов, кора которых имеет гораздо более сложное строение [18].

После обнаружения в Западно-Филиппинской котловине системы линейных магнитных аномалий, возраст которых определен как мезозойский [12], возникло представление, что дно моря, возможно, представляет собой участок Тихоокеанской плиты, отторгнутый от нее островными дугами с фундаментом, заложившимся в раннем кайнозое. Однако сейчас эта точка зрения уже неприемлема. Данные бурения, полученные в пяти рейсах "Гломар Челленджера" [15, 20, 23,—25], и новые результаты магнитометрической съемки [30] однозначно показывают, что фундамент осадочного чехла на дне моря значительно моложе, чем на прилегающих участках ложа Тихого океана. Идентичная ситуация установлена и во всех остальных регионах, где проводились аналогичные исследования.

Всесторонний анализ геолого-геофизической информации, начало которому положили работы Д. Карига 70-х годов [21, 22], не оставляет сейчас никаких сомнений в том, что котловины Филиппинского, как и других краевых морей, формировались в результате эпизодов спрединга в тылу островных дуг. Об этом свидетельствуют: 1) типично океанический тип строения коры в пределах котловин; 2) наличие в их осевых частях морфоструктур спредингового типа; 3) симметричное относительно этих структур расположение линейных магнитных аномалий; 4) возраст аномалий и базальных горизонтов осадочного чехла котловин; 5) отсутствие складчатых деформаций в осадочном чехле; 6) идентичные базальтам срединных хребтов петролого-геохимические особенности базальтов 2-го сейсмического слоя коры котловин, ниже которых залегают диабаз-габбро-серпентинитовые комплексы пород [1, 20, 23, 25, 26, 30 и др.].

Изучение состава эффузивных пород, которые были драгированы или вскрыты бурением в пределах хребтов, разделяющих котловины, заставляет рассматривать эти структуры как реликты прежде активных островных дуг. В Филиппинском море установлена важная и интересная особенность их строения —

мощные вулканокластические шлейфы развиты только к западу от хребтов Кюсю-Палау и Западно-Марианского и отсутствуют с их восточной стороны [23—25]. Эту особенность удается объяснить только в том случае, если предположить, что каждый из очередных эпизодов тылового спрединга начинался с продольного рифтогенеза островной дуги с последующим смещением фронтального ее сегмента в сторону океана. Тыловой сегмент, частично погружаясь, оставался реликтовой структурой прежнего обрамления краевого моря, а между ним и мигрирующей фронтальной частью возникла новая котловина с базальтовым фундаментом более молодого возраста.

Для Филиппинского моря установлены три разделенных во времени эпизода тылового спрединга, которые по времени соответствуют основным этапам тектонических деформаций на островных дугах и перерывам или резкому снижению интенсивности островодужного вулканизма [25, 26]. Полициклический характер тектоно-магматической эволюции коры данного района, видимо, характерен и для других краевых морей на западной окраине Тихого океана. Несомненно, число циклов, их интенсивность и продолжительность не везде были одинаковы, однако отдельные эпизоды тылового спрединга в удаленных друг от друга областях оказываются на удивление синхронными и заставляют предполагать, что основные этапы тектонической истории и развития магматизма активных окраин носили региональный характер и, возможно, были определенным образом взаимосвязаны с глобальной реорганизацией системы литосферных плит.

В концепции тектоники плит активные окраины, рассматриваемые как зоны конвергенции литосферных плит, в геодинамическом отношении противопоставлены дивергентным границам, проходящим вдоль оси срединно-океанических хребтов. Предполагается, что процесс наращивания океанической литосферы в срединных хребтах компенсируется ее деструкцией в зонах субдукции, где она вновь ассимилируется мантией. Эта концепция безусловно имеет много преимуществ в сравнении с любыми другими гипотезами происхождения дна современных океанов, однако вопрос о том, как происходит и к чему приводит погружение океанской литосферы под островные дуги или края континентов, остается пока весьма дискуссионным. В нашей статье на основе данных для Филиппинского и других регионов в первую очередь будут рассмотрены геохимические следствия и проблемы, вытекающие из идеи коллизии океанических и континентальных плит в областях активных окраин.

До недавнего времени считалось, что при коллизии породы осадочного чехла океанических плит не вовлекаются в процесс субдукции, а скучиваются в аккреционные призмы у основания приконтинентальных склонов желобов [10]. Такая аккреция осадочного материала рассматривалась как составная часть тектонической и вещественной эволюции континентальной коры в зонах конвергенции. Однако после детальных исследований в Марианском, Японском и Центральноамериканском желобах стало очевидным, что формирование аккреционных призм не правило, а скорее, исключение из него [28]. Более того, сейчас уже необходимо считаться с тем, что в процессе субдукции под островные дуги и континентальные окраины вместе с пелагическими осадками должны погружаться значительные массы терригенного материала. Это заключение естественным образом вытекает из сравнения мощностей осадочных покровов на активных и пассивных окраинах. Например, океанический фундамент у Северо-Американской пассивной окраины прогнут сильнее, чем в Японском и Центральноамериканском желобах, и перекрыт в несколько раз более мощной толщей осадочных пород (рис. 1), и это не частный случай.

Можно привести ряд соображений, согласно которым скорость поступления продуктов эрозии с континентов в области активных окраин должна

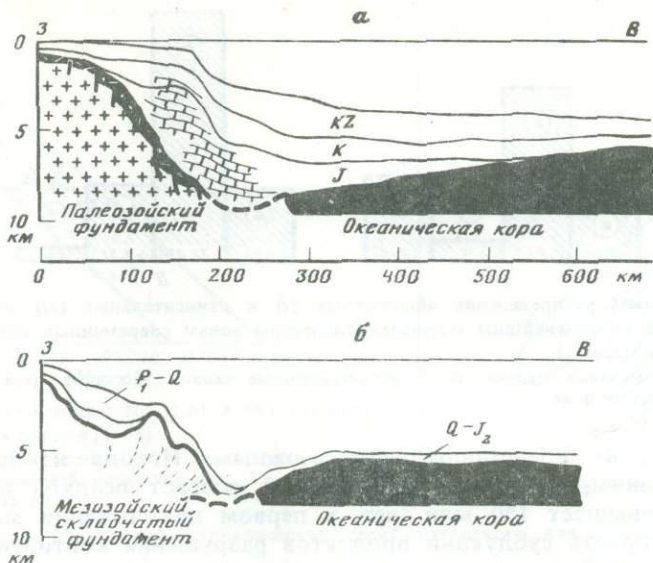


Рис. 1. Сопоставление мощностей и характера строения осадочного чехла на (а) пассивных (банка Джорджия) и (б) активных (Японский желоб) окраинах

не уступать и даже быть больше, чем в области пассивных. Во-первых, окраины того и другого типа имеют глобальную протяженность и располагаются в различных климатических зонах, так что интегральное воздействие климата не может для них сильно различаться. Во-вторых, система желобов на всем протяжении соседствует с высокогорными хребтами, а, по существующим данным [19], суммарная скорость эрозии на континентах экспоненциально растет с увеличением высоты поднятий. В-третьих, по данным А. Ритмана [7], извержения вулканов Тихоокеанского огненного кольца характеризуются очень высокими коэффициентами эксплозивности (в среднем 90%), следовательно, значительная часть извергаемого ими материала поступает в сферу деятельности осадочных циклов, по существу минуя стадию эрозии. Узость шельфов активных окраин и постоянные тектогенные смещения блоков коры также следует рассматривать как факторы, стимулирующие поступление терригенного материала на континентальные склоны и дно желобов за счет развития мутьевых потоков и оползневых явлений. Реальность таких процессов уже подтверждена прямыми литологическими исследованиями осадков, залегающих в желобах [11, 20, 24, 29].

К приведенным рассуждениям общего характера имеет смысл добавить, что, например, на значительном протяжении западного побережья Северной и Южной Америки обнажены достаточно глубоко эродированные гранитные батолиты мезозойского возраста и вмещающие их толщи пород. Континентальных седиментационных бассейнов, способных вместить эродированный материал, здесь явно недостаточно, и вынос его в океан на протяжении кайнозоя неизбежен. Тем не менее известные мощности осадков в желобах лишь в редких случаях достигают 1—2 км и обычно не превышают нескольких сотен метров.

Количественные подсчеты [17] показывают, что в целом объемы и массы осадочных пород, скопившихся к настоящему времени у пассивных окраин, несоизмеримо выше, чем активных районах (рис. 2). В среднем на единицу площади здесь приходится почти в 5 раз меньше осадочного материала, и объяснить столь существенную разницу любыми другими причинами, кроме

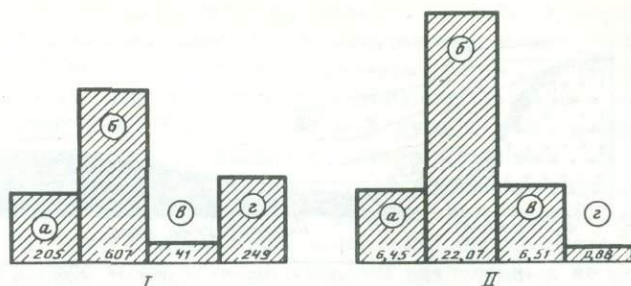


Рис. 2. Гистограммы распределения абсолютных (I) и относительных (II) значений масс осадочного материала по главнейшим морфотектоническим зонам современных океанов, г/см^2 (для I) и г/км^2 (для II)

а — шельфы пассивных окраин; б — континентальные склоны пассивных окраин; в — активные окраины; г — океаническое ложе

его субдукции, не представляется возможным. Исходя из данных [17] и принимая во внимание, что максимальный возраст осадков в современных океанах не превышает 150 млн. лет, в первом приближении можно оценить, что средняя скорость субдукции продуктов разрушения континентальной коры за рассматриваемый интервал времени составляла как минимум $0,3 \cdot 10^{15}$ г/год. В действительности она должна быть значительно выше, так как при расчетах использована только современная протяженность зон конвергенции океанических и континентальных плит без учета зон коллизии континент—континент. Кроме того, главным источником материала пелагических осадков и того вещества, которое поглощается породами океанской коры при их взаимодействии с морской водой, также являются континенты [6]. Максимальный порядок рассматриваемой величины можно оценить, допустив, что за цикл полного обновления океанической коры весь ее осадочный чехол может быть поглощен в зонах субдукции. В этом случае приведенное выше значение следует увеличить почти в 20 раз.

Обычно принято подчеркивать, что масса корового материала, погребяемого при субдукции, ничтожно мала по сравнению с массой мантии. Это действительно так, даже в случае максимально возможных скоростей процесса, однако гораздо более важным представляется то обстоятельство, что скорость поступления его на глубину оказывается соизмеримой или даже превосходит скорость накопления эндогенных магматических продуктов на континентах. Так, по данным А.Б. Ронова [8], общая масса вулканогенных формаций, накопившихся на континентах начиная со средней юры, составляет $75,8 \cdot 10^{21}$ г. Если все они имеют мантийный генезис, то средняя скорость прироста массы континентов на данном этапе примерно $0,5 \cdot 10^{15}$ г/год, т.е. лишь немногим превосходит приведенную выше минимальную скорость субдукции осадочного материала. Как крайний вариант можно сопоставить следующие данные: общая масса континентальной коры около $22,3 \cdot 10^{24}$ г [9], и если она создавалась постепенно, то средняя скорость прироста за 4 млрд. лет $5,8 \cdot 10^{15}$ г/год; это значение намного ниже, чем величина суммарного сноса терригенного материала в океаны на современном этапе, которая, по данным А.П. Лисицына [6], составляет $22,6 \cdot 10^{15}$ г/год, и близко значению $5,7 \cdot 10^{15}$ г/год, характеризующему среднюю скорость накопления осадочного вещества нынешних океанов за 150 млн. лет, исключая их шельфовые зоны.

Разумеется, все оценки такого рода достаточно условны, но они тем не менее дают основание считать, что вероятные средние скорости эрозии континентов, субдукции осадочного вещества и обратного процесса наращивания массы континентальной коры за счет поступления эндогенного материала, скорее всего, соизмеримы. На основе существующих сейчас данных трудно одно-

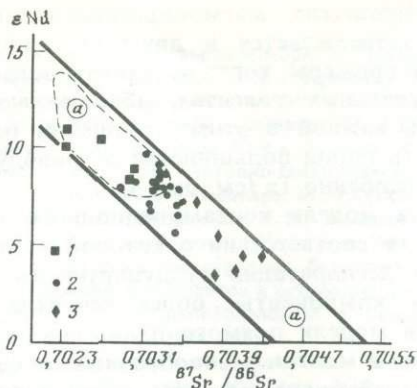


Рис. 3. Изотопные составы Nd и Sr в вулканических породах активных окраин [1—3]

1 — интрадуговые толеиты; 2 — вулканические серии Курильской и Марианской островных дуг; 3 — бониниты различных островных дуг

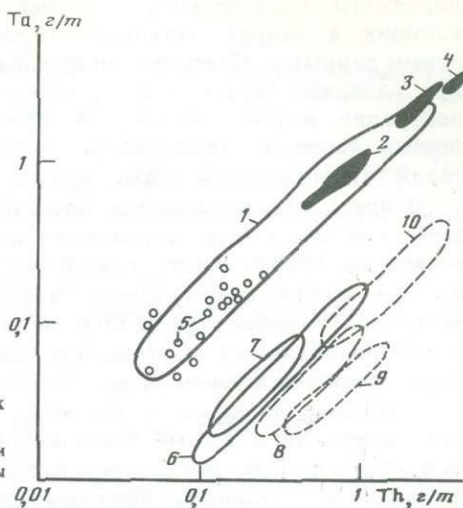


Рис. 4. Диаграмма Ta—Th для вулканических серий океанского дна и активных окраин [13, 14, 19, 25]

1 — толеиты срединных хребтов; 2—4 — породы Гавайско-Императорского хребта: 2 — толеиты, 3 — щелочные базальты, 4 — гавайиты; 5 — интрадуговые толеиты; 6 — толеитовая серия Японии; 7 — толеиты хребта Кюсю-Палау; 8—10 — известково-щелочные серии: 8 — Новых Гебридов, 9 — Западно-Марианского хребта, 10 — Японии

начно определить, какой из этих процессов и в какой степени доминирует, но сам факт сложной циркуляции вещества континентальной коры в процессе развития активных окраин, по-видимому, не подлежит сомнению.

Из рассмотренных данных следует, что если масса погребяемых веществ достигает при субдукции областей магмообразования в мантии, то этот легкоплавкий материал с типично коровыми характеристиками должен оказывать очень сильное воздействие на составы генерируемых расплавов. Базальтовые магмы, формировавшие 2-й слой коры в котловинах краевых морей, под эту категорию расплавов не подходят. Они, как видно на рис. 3, 4, по всем геохимическим особенностям, включая изотопные данные, идентичны базальтовым магмам срединно-океанических хребтов и должны были возникать из неконтаминированного мантийного источника.

Вулканические серии островных дуг и континентальных окраин по сравнению с абиссальными толеитами явно обогащены кремнеземом, щелочами и такими литофильными элементами, как Rb, Sr, Ba, Th и т.п. Однако принимая гипотезу происхождения данной группы магм из источников, контаминированных сиалическим веществом, мы неизбежно сталкиваемся с рядом существенных противоречий. Например, сразу же возникает вопрос, как в таком случае объяснить поперечную геохимическую зональность вулканизма островных дуг, когда в их фронтальных зонах, ближайших к источникам контаминации, извергаются породы толеитовых серий, сравнительно бедные литофильными компонентами, а в тыловых частях одновременно поступают на поверхность гораздо более богатые этими компонентами известково-щелочные и щелочные магмы [5].

Океанические осадки обогащены, например, Rb не менее, чем Ba или Sr, но имеющаяся информация об изотопных составах Pb заставляет считать, что во многих случаях вулканические породы островных дуг и континентальных окраин либо не были контаминированы этим компонентом, либо количество примеси не превышало 1—2% [27]. Точно такой же вывод вытекает и из результатов изучения изотопного состава Nd и Sr в рассматриваемых породах (см. рис. 3). Невозможность прямого плавления субду-

цируемого сиалического материала в процессах магмообразования, протекающих в недрах активных окраин, подтверждается и другими геохимическими данными. Известны многочисленные примеры, когда вулканы островных дуг содержат более низкие, чем в абиссальных толетах, абсолютные концентрации редких земель [20, 25]; очень важной в этом отношении особенностью является также резкая обедненность пород большинства островодужных серий такими компонентами, как Ti, Nb и особенно Ta (см. рис. 4).

Вторая, так называемая двухстадийная модель контаминационного происхождения магм под островными дугами, в соответствии с которой в процесс генерации вовлекаются только продукты дегидратации субдуцируемого вещества и избирательно приносимые ими компоненты, более вероятна. Она частично учитывает указанные недостатки модели прямого плавления и одновременно объясняет возможность появления в мантии разнообразных по составу пород с эклогитовыми парагенезисами. Неизбежным выводом, вытекающим из этой модели, является захоронение глубоко в мантию не только пород океанской коры, но и весьма значительных масс вещества континентального происхождения, и если последнее не компенсируется поступлением на поверхность равноценных количеств новообразуемого вещества из мантии, то масса континентов со временем должна убывать.

Наиболее рациональным является вариант модели, допускающий что при субдукции основная часть корового материала тектонически скучивается не у внешнего края, а в основании островных дуг и континентальных окраин. В то же время глубоко в мантию уходят только нижние мафические горизонты коры и подкоровые слои литосферы, способные лишь эпизодически увлечь за собой сравнительно небольшие количества чужеродного для мантии материала. Устраняя все недостатки первой и сохраняя все преимущества второй из рассмотренных выше моделей, предлагаемый вариант дает ряд дополнительных преимуществ как в объяснении разнообразия магматических формаций, характерного для районов активных окраин, так и в решении проблемы баланса масс вещества континентальной коры в целом. В частности, только такая модель открывает возможности для объяснения не предусматриваемых другими вариантами случаев развития мощных "корней гор", метаморфизм и палингенез которых ведут к развитию вулканических серий с типично коровыми характеристиками (например, Центральные Анды), к возникновению интрузий гранитоидов и появлению на поверхности в районах активных окраин глубоко метаморфизованных комплексов пород молодого (например, верхнемезозойского и кайнозойского) возраста, имеющих первоначально осадочное или вулканическое происхождение.

А B S T R A C T

Available geological and geophysical data indicate that the marginal basin crust of the western Pacific was formed due to the local development of back-arc spreading centers. The relevant basaltic magmatism is geochemically identical to the mid-oceanridge magmatism, thus being generated from similar mantle reservoirs. In the Philippine Sea region, like presumably in other areas, the back-arc spreading episodes were alternating with periods of island arc volcanic activity, which was related to geochemically different magma sources, enriched in radiogenic Sr and Nd isotopes, volatiles and certain incompatible elements. The estimated rates of endogeneous material addition to the crust of active margin zones is hardly compensating the simultaneous crustal destruction due to tectonic and exogenic factors. Consequently, a tectonic imbrication of oceanic crust and its sedimentary cover is required to maintain the continental growth in the above zones. The rare occurrence of accretionary prisms suggests the imbrication process mainly under the leading edge of overthrusting plates of the convergence zones.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышев Т.В. Изотопная зональность Курильской островной дуги по данным изучения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 60—61.
3. Карпенко С.Ф., Балашов Ю.А., Ляликов А.В., Шараськин А.Я. Источники магматизма Филиппинского моря по изотопно-геохимическим данным // Методы изотопной геохимии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 62—63.
4. Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А. и др. Изотопные и геохимические критерии происхождения бонинитов // Геохимия. 1984. N 7. С. 958—970.
5. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 249—262.
6. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах: Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
7. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
8. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли: Количественные закономерности строения, состава и эволюции. М.: Наука, 1980. 78 с.
9. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. N 12. С. 1763—1795.
10. Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж.Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 276—290.
11. Abouin J., Von Huene R. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1982. Vol. 67. 799 p.
12. Ben-Avraham Z., Bowin C., Segawa J. An extinct spreading centre in the Philippine Sea // Nature. 1972. Vol. 240. P. 453—455.
13. Bougault H., Joron J., Treuil M. Alteration, fractional crystallisation, partial melting, mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North Atlantic // Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean crust. Ser. 2. Wash.: AGU, 1979. P. 352—368.
14. Cambon P., Joron J.L., Bougault H., Treuil M. Emperor Seamounts: Trace elements in transitional tholeiites, alkali basalts and hawaiites-mantle homogeneity or heterogeneity and magmatic processes // Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1980. Vol. 55. P. 585—597.
15. Fisher A.G., Heesen B.C. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1971. Vol. 6. 432 p.
16. Grow J.A., Sheridan R.E. Deep structure and evolution of continental margin off the eastern United States // Oceanol. acta (Geology of continental margins). 1981. N spec. P. 11—19.
17. Hay W.W. Sedimentological and geochemical trends, resulting from the breakup of Pangaea // Oceanol. acta (Geology of oceans). 1981. N spec. P. 135—147.
18. Hess H.H. Major structural features of the western North Pacific, an interpretation of H.O. 5485 bathymetric chart, Korea to New Guinea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1948. Vol. 59. P. 417—466.
19. Holland H.D. The chemistry of the atmosphere and oceans. N.Y.: Wiley-Intersci., 1978. 351 p.
20. Hussong D.M., Uyeda S. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1981. Vol. 60. 929 p.
21. Karig D.E. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 239—254.
22. Karig D.E. Structural history of the Mariana island arc system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 83. P. 323—344.
23. Karig D.E., Ingle J.C. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1975. Vol. 31. 879 p.
24. Klein G., Kobayashi K. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1980. Vol. 58. 1022 p.
25. Kroenke L., Scott R. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1980. Vol. 5. 820 p.
26. Sharaskin A.Ya., Bogdanov N.A., Zakariadze G.S. Geochemistry and timing of the marginal basin and arc magmatism in the Philippine Sea // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1981. N 300. P. 287—297.
27. Sun S.-S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1980. N 297. P. 409—445.
28. Talwani M., Langseth M. Ocean crustal dynamics // Science. 1981. N 213. P. 22—31.
29. Watkins J.C., Moore J.C. et al. Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off., 1981. Vol. 66. 1313 p.
30. Watts A.B., Weissel J.K., Larson R.I. Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific // Tectonophysics. 1977. Vol. 37. P. 167—181.

О.А. Богатиков, А.А. Цветков, В.И. Коваленко

**МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ И ОСТРОВОДУЖНЫЙ ПРОЦЕСС:
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ**

Одним из фундаментальных достижений наук о Земле, по-видимому, следует признать установление непосредственной связи роста континентов с процессами, происходящими в островных дугах. В ряде работ последних лет [7 и др.] было убедительно показано, что в ходе их развития происходит формирование сложнодислоцированных складчатых сооружений с мощной корой континентального типа, которые, присоединяясь к древним континентальным блокам, увеличивают общий объем континентальной массы. Закрытие же океанических бассейнов привело к тому, что многие палеостровные дуги располагаются сейчас во внутренних частях континентов, входя в состав внутриконтинентальных складчатых областей.

Главная роль в островодужном процессе формирования континентальной коры, несомненно, принадлежит эндогенному веществу в виде магматических расплавов и флюидов. Поэтому разработка фундаментальной проблемы эволюции земной литосферы в первую очередь связана с изучением основных закономерностей развития магматизма, который служит причиной последовательного преобразования островных дуг от момента зарождения до превращения в зрелые образования, в дальнейшем входящие в состав складчатых областей. В статье этот вопрос рассматривается на примере юных, развитых и зрелых островодужных систем, т.е. систем, прошедших различные по продолжительности пути геологического развития. Результатом детальных геологических наблюдений, проведенных в последние 10—15 лет в различных районах мира, было подтверждение правомерности выделения энсиматических и энсиалических дуг, закономерности развития которых значительно различаются [3]. Кроме того, были выделены так называемые сложные островные дуги, имеющие гетерогенный фундамент (Японо-Курило-Камчатская и др.).

В соответствии с концепциями новой глобальной тектоники юные островные дуги образуются вслед за возникновением в океанической литосфере крупных, наклонно ориентированных глубинных разломов, обуславливающих возможность поддвигания одних участков литосферных плит под другие. В результате субдукции больших масс вещества создаются условия для плавления участков верхней мантии и коры с образованием островодужных магматических расплавов. Характерными особенностями юных энсиматических дуг, к числу которых относятся Тонга-Кермадекская, Марианская, Идзу-Бонинская и другие являются малая мощность земной коры и отсутствие в ее составе гранитно-метаморфического слоя. Кроме того, юные дуги, как правило, расположены во внутренних, значительно удаленных от континентов частях океанов, что практически исключает возможность участия терригенного материала в образовании островодужных магм.

Общей закономерностью является налегание на породы комплекса океанической коры, являющейся фундаментом островных дуг, вулканитов островодужной толеитовой серии, впервые выделенной в качестве самостоятельной в работе [19]. Последние иногда сменяются образованиями К—Na субщелочной серии (рис. 1) [6].

В составе толеитовой островодужной серии существенно преобладают базиты, отличающиеся от абиссальных толеитов более высокими содержаниями кремнезема, глинозема, K_2O , Na_2O , Rb, Sr, Ba, Pb, Zr, Th и более низкими содержаниями Ti, Ni, Cr. На диаграмме AFM толеитовые изверженные породы юных дуг располагаются выше дискриминантной линии Ирвина и Барагара

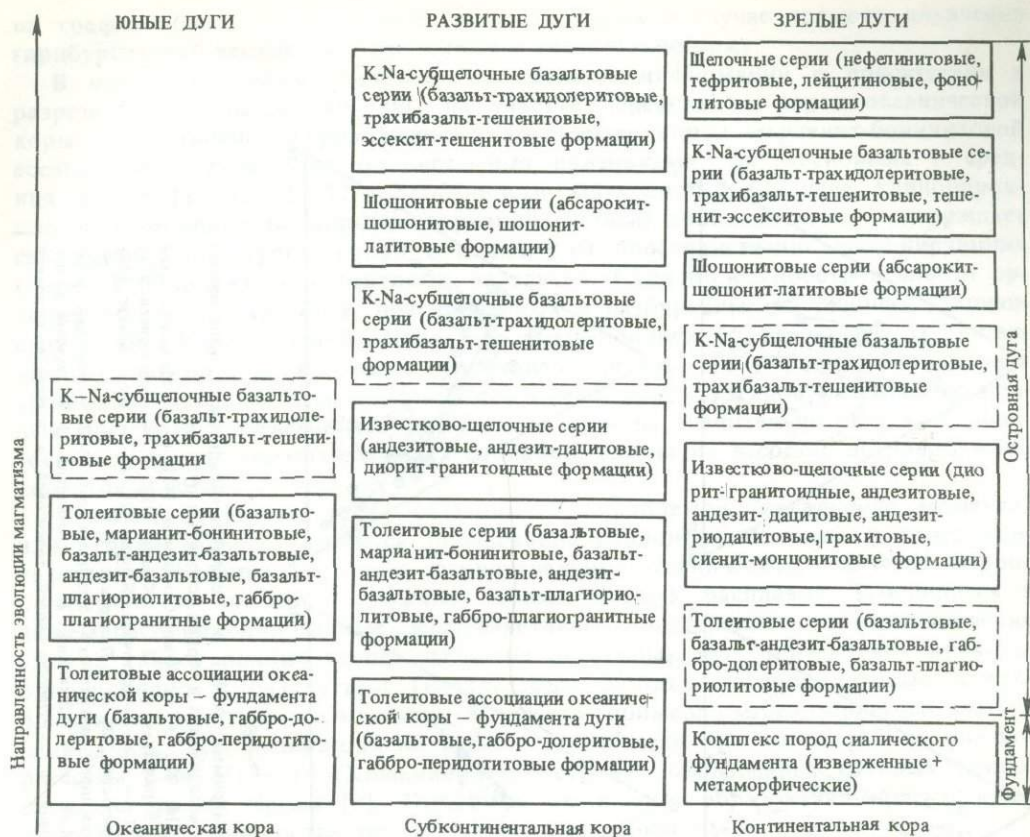


Рис. 1. Схема магматической эволюции островных дуг (пунктиром выделены непостоянные члены эволюционного ряда)

(рис. 2). Для них типична тенденция к обогащению Fe, которая, однако, менее отчетлива, чем для толеитов срединно-океанических хребтов (MORB). Состав остаточных стекол эволюционирует по нижней кривой на диаграмме $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$, характеризуюсь низкими содержаниями Ca. Следует особо подчеркнуть различие базальтов юных островных дуг и MORB по TR. В базальтах островодужной толейтовой серии при сходном с MORB (например, хребта Горда) характере распределения абсолютные концентрации TR, как правило, существенно ниже (рис. 3), что позволяет исключить такой их потенциальный источник, как базиты субдуцируемой океанической плиты, уменьшив таким образом число альтернативных петрогенетических моделей [9]. Так, результаты теоретического моделирования по TR и изотопам Nd и Sr, проведенного для толейтовых базальтов о-ва Эуа в системе Тонга-Кермадекской дуги и о-ва Медного из группы Командорских островов, указывают на возможность получения исходных магматических расплавов путем частичного плавления (менее 5%) литосферной гарцбургитовой мантии с незначительным (менее 0,5%) количеством пелитовых осадков [4, 9]. Именно вовлечение осадочного материала в процесс петрогенеза приводит, по-видимому, к наблюдаемому в некоторых случаях искажению стандартных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70298—0,70345) в сторону более высоких значений (до 0,70450), коррелирующих с соответствующим изменением отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [15]. Осадочный материал мог вызывать также и существенное обогащение магматических расплавов Rb, K, Ba, отчетливо заметное в случае о-ва Эуа

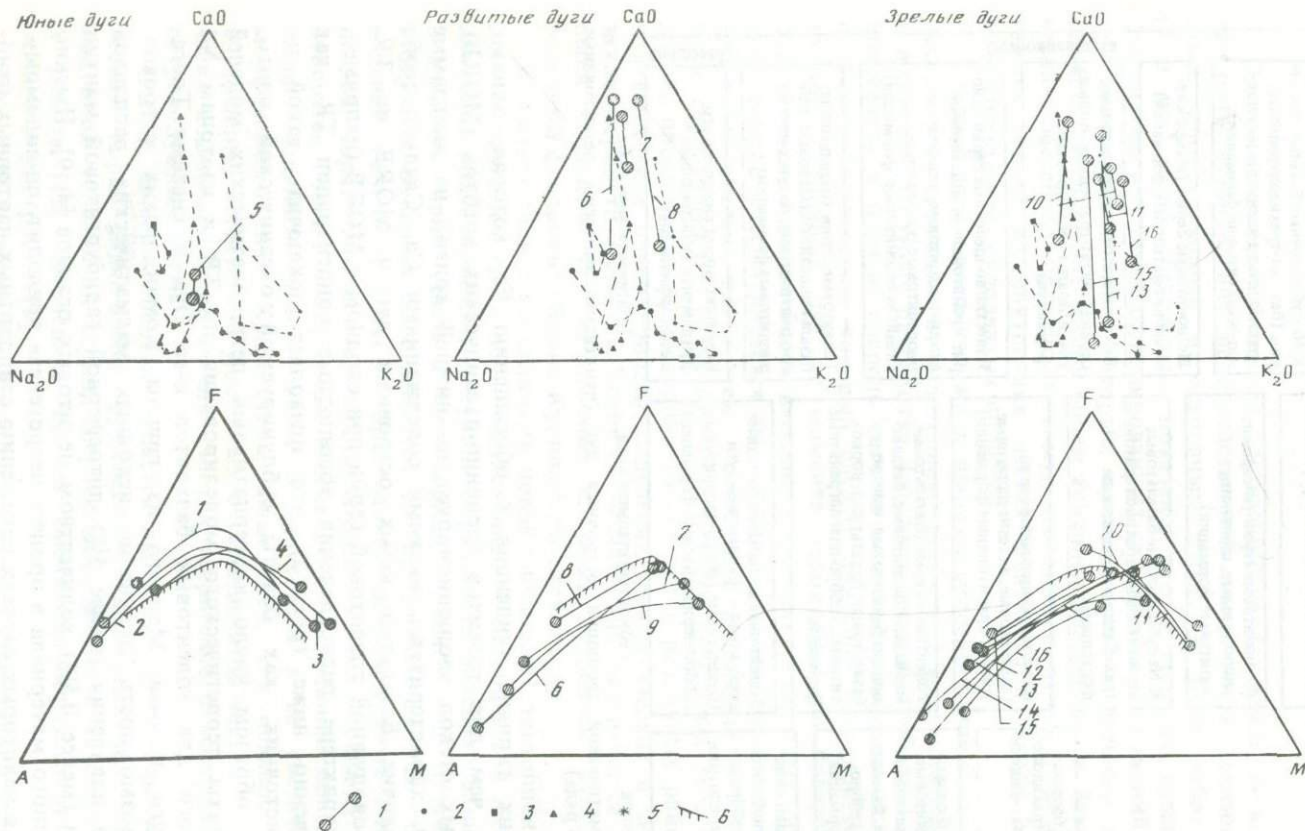


Рис. 2. Соотношение щелочно-фемических (диаграмма AFM) и щелочно-кальциевых (диаграмма CaO—Na₂O—K₂O) компонентов в магматических ассоциациях и сериях островных дуг

1 — Тонга-Кермадек [17], 2 — Марианская [16, 27], 3 — Южно-Сандвичева [13], 4 — Малоантильская [12], 5 — Ио [24], 6 — Алеутская [9], 7 — Курильская [5], 8 — Фиджи [19], 9 — Соломонова [14], 10 — юрская палеодуга Северного Кавказа [8], 11 — Северо-Восточная Япония [2], 12 — п-ов Аляска [26], 13 — Анды [5], 14 — Новая Зеландия [18], 15 — Малокурильская [10], 16 — Липарская [11]

1 — тренды эволюции составов магматических пород конкретных островных дуг; 2—5 — составы остаточных стекол серий на диаграмме CaO—Na₂O—K₂O, по Г. Джоплин; 2 — толеитовой, 3 — известково-щелочной, 4 — K—Na-субщелочной, 5 — шошонитовой; 6 — граница полей толеитовой и известково-щелочной серий, по Т. Ирвину и У. Барагару

на графике (см. рис. 3), концентрации которых в случае прямого плавления гарцбургитовой верхней мантии были бы значительно ниже.

В настоящее время поступает все больше информации о присутствии в разрезах юных островных дуг, на участке перехода от пород океанической коры к собственно островодужному комплексу, порода марианит-бонинитовой ассоциации, обладающих одновременно признаками ультраосновных и средних пород [1, 3, 22, 27]. Особенности минералогии (наличие клинопироксена и ортопироксена широких вариаций состава) дополнительно подтверждает специфику этой группы пород и отличие от пространственно ассоциирующих с ней островодужных толеитовых базальтов. Судя по распространенности ортопироксеновых базальтов, драгированных и разбуренных на склонах Марианской, Тонга-Кермадекской, Япской и Идзу-Бонинской островных дуг, по-видимому, можно с достаточным основанием считать, что марианит-бонинитовая ассоциация является типоморфной для самых ранних этапов развития островных дуг, хотя в объемном отношении ее породы значительно уступают образованиям других магматических ассоциаций, входящих в состав островодужной толеитовой серии.

Важным вопросом, тесно связанным с проблемой "начального момента" или "точки отсчета" процесса образования субконтинентальной и далее континентальной коры на месте первоначально океанической, является вопрос о времени и причине появления первых кислых расплавов. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о возможности их возникновения уже на самых ранних этапах развития островных дуг, причем, как правило, одновременно с базальтами (контрастные базальт-плагиориолитовые и габбро-плагиогранитные ассоциации). В качестве примеров можно привести плагиодациты о-ва Эуа, возникшие на рубеже 38—40 млн. лет назад [17], и плагиориолиты о-ва Медного (Командорские острова), образование которых приходится на то же время [9]. Подобные же кислые образования присутствуют и в разрезах большинства других островодужных систем.

Резкое различие в характере распределения TR от плагиогранитов офиолитовых комплексов (например, плагиогранитов Троодоса, см. рис. 3) наряду с различиями в содержании кремнезема, Ti, K, Rb, Sr, Ba, Co, Ni, Cr не позволяют рассматривать островодужные плагиориолиты в качестве продуктов дифференциации базальтовых расплавов. В то же время возникновение плагиориолитов на самых ранних этапах развития позволяет утверждать, что они не имеют ничего общего и с развитием гранитно-метаморфического слоя фундамента островной дуги и его анатектическим переплавлением. Во-первых, в юных дугах он еще не сформирован, а во-вторых, в результате его плавления, очевидно, должны были бы возникать кислые породы нормального ряда — типа гранита—риолита.

Переход островной дуги к развитому состоянию связывается нами с началом массовых излияний андезитов и родственных им пород известково-щелочной серии, сопровождаемых внедрением комагматичных гранодиоритоналитовых интрузивов (см. рис. 1). Продукты известково-щелочного, шошонитового (высококальцевого субщелочного) и K—Na субщелочного магматизма как бы надстраивают разрез юной толеитовой островной дуги. При этом возникают горные сооружения с мощной (30—40 км) корой, участками с субконтинентальным и континентальным типом строения. В них уже отчетливо фиксируется гранитно-метаморфический слой. Продолжительность развития магматизма в современных развитых дугах, таких, как Алеутская, Курильская, Фиджийская и другие, располагающихся преимущественно в периферических частях океанов, уже значительно больше, чем в юных дугах. Так, в Алеутской островной дуге, возраст древнейших пород которой 42 млн. лет, появление первых известково-щелочных расплавов приходится на интервал

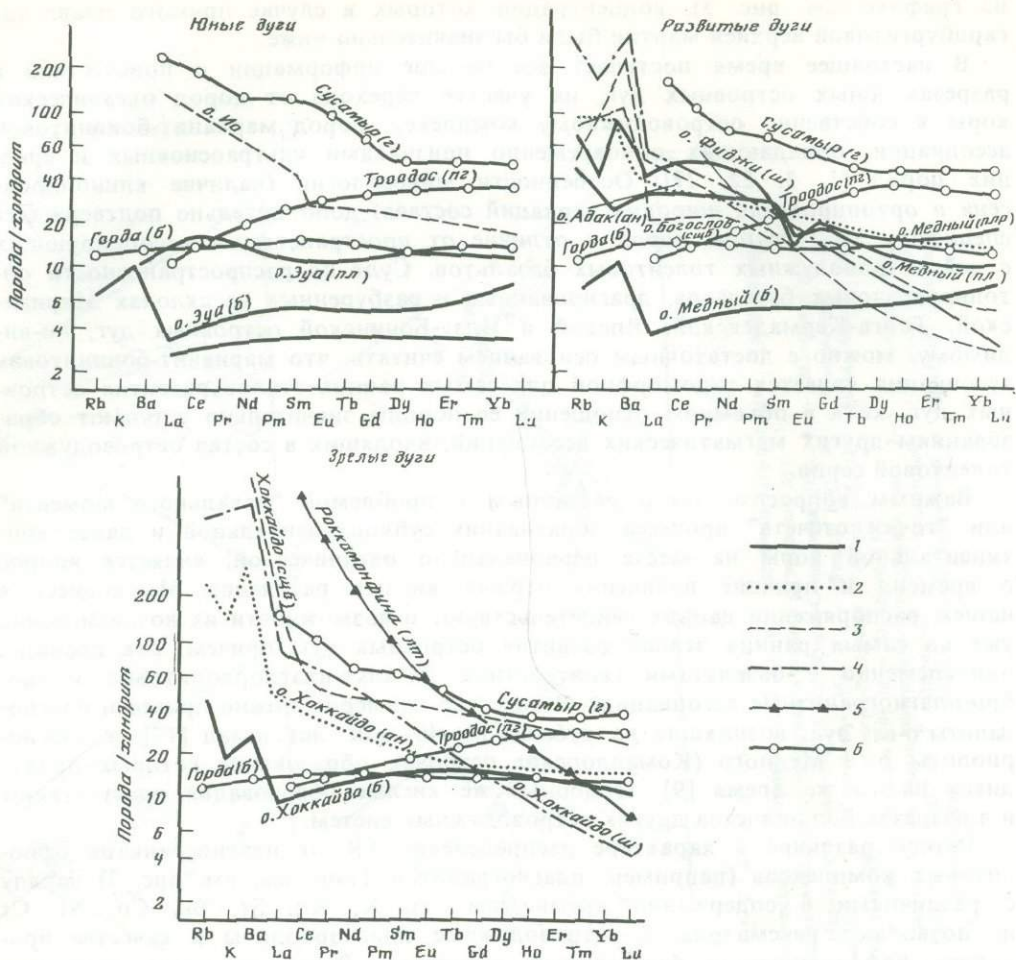


Рис. 3. Распределение Rb, К, Ва и TR в магматических породах островных дуг, по [9, 11, 19, 21, 23, 24]

1—5 — магматические серии: 1 — толеитовая, 2 — известково-щелочная, 3 — К—Na-субщелочная, 4 — шононитовая, 5 — К-щелочная; б — эталоны: бон — бонинит, б — базальт, пл — плагиориолит, пг — плагиогранит, г — гранит, тр — трахиандезит, ан — андезит, сщб — субщелочной оливиновый базальт, теш — тешенит, ш — шононит, лт — лейцитовый тефрит

12—15 млн. лет назад. Таким образом, этап юности Алеутской дуги продолжался 27—30 млн. лет, и она в настоящее время находится на этапе ранней зрелости. Интересно, что продолжительность этапа юности Алеутской дуги была примерно такой же, как весь период существования Тонга-Кермадекской или Марианской островных дуг. Тот факт, что Алеутская дуга в настоящее время занимает периферийно-океаническое положение, а Тонга-Кермадекская с возрастом более 30 млн. лет все еще находится вдали от континентальных окраин Тихого океана, по-видимому, следует связывать с процессами задугового спрединга, активно проявленными в окраинных морях Лау и Филиппинском и отсутствующими в Беринговом море. Немаловажно, по-видимому, и то, что Алеутская дуга все же почти на 10 млн. лет старше Тонга-Кермадекской и Марианской, а следовательно, двигаясь со скоростью 5—7 см/год (скорость ее современного перемещения), за этот временной интервал могла дополнительно переместиться к северу на значительное расстояние.

Известково-щелочные серии, сменяющие в большинстве геологических разрезов развитых островных дуг толеитовые серии, как правило, бывают непрерывно дифференцированными и охватывают широкий спектр пород от базальтов до риолитов. Характерными геохимическими особенностями, позволяющими надежно различать петрографически однотипные образования известково-щелочной и толеитовой серий, являются в первых более высокие содержания SiO_2 , Na_2O , K_2O , Rb, Sr, Ba, Th, Zr, TR и более низкие содержания $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, MgO, Cr, Ni, Hf, Ta, что приводит к различиям в форме и положении эволюционных трендов на диаграммах AFM и $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 2). Кроме того, известково-щелочные породы характеризуются значительной обогащенностью легкими TR и менее заметным "скачком" содержаний Rb, K, Ba на нормализованных графиках распределения крупнокатионных литофильных элементов (см. рис. 3). Сравнительно часто, особенно в тыловых частях островных дуг (Курильской, Алеутской и др.), в модальном составе андезитов и других известково-щелочных пород присутствуют гидроксилсодержащие минеральные фазы — амфибол и слюда, что указывает на водный характер исходных магматических расплавов.

Нельзя не остановиться на особенностях проявления высококалиевого шошонитового магматизма, чья индикаторная роль в островодужном процессе подчеркивалась неоднократно [10]. В развитых дугах шошонитовый магматизм характерен для наиболее поздней стадии развития, либо следуя за известково-щелочным, либо отчасти проявляясь одновременно с ним. Типичным примером такой направленности развития служит магматизм Фиджийской островной дуги, изученный Д. Гиллом [19, 20]. При этом важным обстоятельством является размещение шошонитовых пород с тыловой, вогнутой стороны дуги, где мощность земной коры по геофизическим данным обычно максимальна.

Весьма характерной для развитых островных дуг является также K—Na субщелочная серия. Как и известково-щелочная, она обычно бывает непрерывно дифференцированной (Командорские острова, Новые Гебриды, Соломоновы острова), причем часто наблюдается достаточно длинный ряд последовательных дифференциатов от субщелочных оливиновых базальтов к трахибазальтам, трахидолеритам и тешенитам. Традиционно считалось, что K—Na субщелочной магматизм характерен только для заключительных этапов развития островных дуг и проявляется в их тыловых зонах. Эта точка зрения была сформулирована А. Мияширо и У. Куно. Однако детальные геологические и радиологические исследования, проведенные в последние годы на многих островных дугах (Алеутской, Новогебридской, Идзу-Бонинской, Соломоновой и др.) с применением радиологических методов датирования, свидетельствуют, что K—Na субщелочные базиты, помимо поздних этапов развития, для которых они действительно характерны, могут появляться на любых, в том числе ранних, этапах еще до начала массовых андезитовых излияний. Это обстоятельство представляется чрезвычайно важным, ибо позволяет говорить о "стандартном" и "нестандартном" ходе магматической эволюции, соответственно следующем и не следующем схеме А. Мияширо. В некоторых дугах K—Na субщелочной магматизм бывает проявлен неоднократно.

Суммируя материал по развитым дугам, можно отметить, что в результате крупномасштабных проявлений синхронных процессов вулканической и плутонической деятельности, сопровождаемых на глубине метаморфическими преобразованиями, на этом этапе продолжалось непрерывное наращивание сиалического слоя коры, сопровождавшееся закономерным возрастанием вещественной дифференцированности ее нижних и верхних структурных горизонтов. При этом необходимо подчеркнуть, что геохимические тренды метаморфизма изменялись главным образом за счет накопления калия. Так, из основной пирокластике и пелитовых пород происходило образование альбит-эпидот-

амфиболовых сланцев, а из основных лав — амфиболитов. Подобные метаморфические породы широко распространены, в частности, на островах Шуазель и Санта-Исабель в системе Соломоновых островов. В то же время продукты денудации субаэральных частей островных дуг, представленные аркозовыми песками, песчаниками и кварцсодержащими алевритами—аргиллитами и аккумуляруемые в составе аккреционных призм в результате динамотермального метаморфизма и гранитизации, нередко превращались в молодые гнейсы, гранодиориты и граниты (залив Аляска). Вполне возможно, что именно так и происходила переработка вещества ранее возникших орогенических поясов с образованием новых известково-щелочных магматических образований, формирующих "плутонические пояса" во фронтальных зонах развитых дуг.

В зрелом состоянии находят крупные, полициклически развивавшиеся островодужные системы, обладающие уже полностью сформированной в ходе предыдущих этапов магматической деятельности мощной корой континентального профиля. Поскольку магматизм наиболее поздних тектоно-магматических этапов проходил уже на фоне имеющегося мощного сиалического основания, то зрелые дуги могут рассматриваться как энсиалические и в этом плане параллелизоваться с энсиалическими сегментами сложных островодужных систем (например, п-ов Камчатка или п-ов Аляска). Переход к зрелому состоянию связывается нами с началом массовых проявлений гранитоидного магматизма нормального ряда. Зрелые островные дуги могут встречаться как в современных океанах (Япония, Новая Гвинея, Филиппины, Новая Зеландия), так и чаще всего в составе внутри- и окраинно-материковых подвижных областей, оказавшись там либо в результате закрытия палеоокеанических бассейнов, либо в результате аккреции к древним континентальным геоблокам (Каскадные горы Америки, Южные Анды и др.). Следует особо подчеркнуть, что большинство известных в настоящее время палеоостровных дуг являются зрелыми. Мощность земной коры в современных и палеотипных зрелых дугах обычно 50—70 км, при этом гранитно-метаморфический слой нередко достигает мощности 10—15 км. Палеоостроводужные системы сейчас выделяются в составе практически всех подвижных областей, но, пожалуй, наибольшее их количество приурочено к Средиземноморскому подвижному поясу. Для них, так же как и для современных дуг Мирового океана, характерна отчетливая связь вулканизма с поперечной зональностью.

Осевые зоны зрелых дуг являются ареной исключительно интенсивной вулканической деятельности, продукты которой относятся к четырем магматическим сериям. Резко преобладают породы известково-щелочной серий, составляющие по различным оценкам от 75 до 90% общего объема изверженного материала. Менее распространены, но все же почти всегда присутствуют образования шошонитовой K—Na субщелочной и щелочной серий (см. рис. 1).

Одной из типоморфных особенностей зрелых дуг, по-видимому, следует считать значительное редуцирование толейтового магматизма вплоть до его полного исчезновения. Одновременно с массовыми излияниями андезитовой и более кислой магмы происходило формирование крупных плутонических тел тоналит-гранодиорит-гранитного состава, нередко сопровождаемых промышленными месторождениями редких и полиметаллов. Пространственная приуроченность тоналит-гранитных интрузивов к поясам распространения андезит-дацитовых лав, образование тех и других в узком временном интервале и близость петрогеохимических и изотопных параметров свидетельствуют об их комагматичности. При этом плутонические образования, по-видимому, могут рассматриваться как "корни" лавово-пирокластических толщ. Интересно отметить, что химизм толейтовых базальтов там, где они все же имеются, резко отличается от химизма аналогичных по типу пород не только юных,

но даже и развитых дуг за счет более высоких содержаний в первых крупнокатионных литофильных элементов. Они близки к так называемым сиалическим толеитам, выделяемым С. Шекой на океанических склонах современных континентов (в частности, в Приморье). Диаграмма $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ свидетельствует, что составы остаточных стекол всех магматических серий значительно обогащаются калием (см. рис. 2).

На диаграмме TR (см. рис. 3) показаны нормированные спектры пород всех магматических серий зрелых островных дуг: толеитовой (с более высоким содержанием TR, чем для инициальных толеитовых базальтов юных дуг), известково-щелочной, K—Na субщелочной, шошонитовой и K-щелочной. Для всех магматических серий характерна обогащенность легкими TR, а также Rb, K, Ba. Следует подчеркнуть, что даже в основных породах сумма TR нередко бывает выше, чем в гранитах (например, двухполевошпатовых гранитах Сусамырского батолита Киргизии).

Говоря об определяющей роли известково-щелочного магматизма в зрелых островодужных системах, следует обратить внимание на закономерное возрастание площадей, занятых производными магм повышенной щелочности: сиенитами, монцонитами и их эффузивными аналогами, а также кислыми членами шошонитовой серии. Данное обстоятельство связано, очевидно, с все более широкими вовлечениями в магмагенезис вещества континентальной коры, включая осадочные породы. Участие этих образований в процессе выплавления трахитовых и шошонит-латитовых магм доказывается высокими значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,711%), а также находками в лавах гранитных и карбонатных включений (вулканы Мерапи, Санторин). Чрезвычайно интересными представляются факты попеременных излияний из одних и тех же вулканов, например Маунт-Хаген и Маунт-Суару в Новой Гвинее, известково-щелочных и шошонитовых магм. С учетом результатов экспериментальных исследований эти факты свидетельствуют, по-видимому, о принципиальной схожести механизмов возникновения известково-щелочных и шошонитовых магм.

Таким образом, можно констатировать, что магматическая эволюция островных дуг с момента их зарождения в связи с началом поддвига литосферных плит и до превращения в сложодислоцированные горно-складчатые пояса с мощной корой континентального типа носит дискретный характер. Дискретность эволюции обусловлена этапностью магматических и метаморфических процессов, приводящих к изменению вещественного состава и глубинных структур этих наиболее динамичных участков литосферы Земли. Каждый качественно новый этап отмечен появлением специфических по составу ассоциаций и серий изверженных пород, которые служат чуткими индикаторами последовательных ступеней преобразования земной коры и верхней мантии.

ABSTRACT

Magmatic evolution of island arcs starting from their formation due to the beginning of plate subduction and until transformation into highly deformed fold belts with a thick continental crust shows a discrete pattern. Therefore, three types of island arcs are distinguished, corresponding to three successive stages of their development: Young (Tonga-Kermadec, Mariana, etc.), Advanced (Kurile, Aleutian, etc.) and Mature (modern Japan, Philippines, etc, ancient: Caucasus, Carpathians etc.) differing in tectonic regime, magmatism, metamorphism and sedimentation. From Young towards Mature stages there is a continual replacement of a tholeiite-type magmatism by calc-alkaline, subalkaline olivine-basaltic and shoshonitic causing irreversible "continentalisation" of island arc internal structure. Of particular notice is intensification of calc-alkaline and alkaline magmatism and increasing plutonic activity during Mature stage, when normaltype granites,

syenites monzonites and associated dyke suites are formed as a result of anatectic melting of "granite-metamorphic layer". Outlined are "peculiar" evolutionary trends in island arc magmatism caused apparently by tectonic reasons.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Высоцкий С.В., Пуцин И.К., Таскаев В.И., Кирюхина Н.И.* Первая находка оливинового бонинита в желобе Тонга // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. N 1. С. 169—174.
2. Геологическое развитие Японских островов.: Мир, 1968. 718 с.
3. *Дмитриев Ю.И., Цветков А.А.* Магматизм активных окраин океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 3. С. 3—18.
4. *Журавлев Д.З., Чернышев И.А., Цветков А.А.* и др. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. N 6. С. 1457—1462.
5. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклиналиного вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
6. Основные горные породы/Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1985. 487 с.
7. *Уеда С.* Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 214 с.
8. *Цветков А.А.* Мезозойский магматизм северной части Центрального Кавказа. М.: Наука, 1977. 287 с.
9. *Цветков А.А.* Эволюция магматизма Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 4. С. 3—19.
10. *Цветков А.А.* Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 3. С. 23—37.
11. *Appleton J.D.* Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman region, Italy // J. Petrol. 1972. Vol. 13. P. 425—456.
12. *Arculus R.J., Schimizu N.* Rare earth elements in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Grenada, Lesser Antilles // Carnegie Inst.: Yearbook 73. Wash., 1973. P. 553—560.
13. *Baker P.E.* Comparative volcanology and petrology of the Atlantik Island Arcs // Bull. vulcanol. 1968. Vol. 32. N 1. P. 189—206.
14. *Colley H., Warden A.J.* Petrology of the New Hebrides // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 1635—1646.
15. *Davidson Y.P.* Lesser Antilles isotopic evidence of role of subducted sediment in island arc magma genesis // Nature. 1983. Vol. 306. N 17. P 18—25.
16. *Dixon T.H., Batiza R.* Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70. P. 167—181.
17. *Ewart A., Bryan W.B.* Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 3281—3298.
18. *Ewart A., Stipp Y.J.* Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Sr, Rb, K, U and Th abundancies // Geochim et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32. P. 699—736.
19. *Gill J.D.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27. P. 179—203.
20. *Jakes P., Gill J.B.* Rare earth elements and the island arc tholeiite series // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. P. 17—28.
21. *Kay R.W.* Volcanic arc magmatism: implications of a meltingmixing model for element recycling in the crut-upper mantle system// J. Geol. 1980. Vol. 88. P. 497—522.
22. *Meijer A.* Primitive arc volcanism and boninite series: examples from Western Pacific Island Arcs // Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union. 1980. N 27. P. 269—282.
23. *Meijer A., Reagan M.* Petrology and geochemistry of the island of Sarigan in the Mariana arc: calc-alkaline volcanism in the oceanic setting // Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 77. P. 337—354.
24. *Meijer A., Reagan M.* Origin of $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ trends in volcanoes of the Mariana arc // Geology. 1983. Vol. 11. P. 67—71.
25. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274. P. 321—335.
26. *Read B.L., Lanphere M.A.* Age and chemistry of Mesozoic and Tertiary plutonic rocks in South-Central Alaska // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 23—44.
27. *Sharaskin A.Ja.* Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites // Init. Repts DSDP. Wash.: US Govt. Print. Off. 1982. Vol. 60. P. 647—656.

ЩЕЛОЧНЫЕ И СУБЩЕЛОЧНЫЕ ЛАВЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В пределах островных дуг щелочные и субщелочные породы распространены незначительно и встречаются обычно только в тех из них, которые отличаются достаточно мощной корой континентального типа. При этом проявления щелочных пород, как правило, приурочены к тыловым зонам вулканических поясов и отсутствуют во фронтальных частях.

Щелочные лавы островных дуг относятся к шошонитовой (или, точнее, абсарокит-шошонит-латитовой) серии [7]. Сведения об особенностях химического, редкоэлементного и минерального состава пород шошонитовой серии обобщены недавно Г. Моррисоном [25]. Согласно этим данным, базальты шошонитовой серии характеризуются низким содержанием TiO_2 (менее 1,3%) и почти насыщены кремнеземом (редко имеют и нормативное содержание Ne и O). Все породы серии отличаются повышенным содержанием щелочей, особенно K, при высоком отношении K/Na и обогащены R, Rb, Sr, Ba, Pb, легкими TR при концентрациях Sr, Ni, Co, лишь незначительно превышающих значения для островодужных толеитовых и известково-щелочных серий.

Вместе с тем в последние 10—15 лет появились сведения о проявлении в пределах островных дуг серии щелочных пород ряда щелочной оливиновый базальт—трахит—комендит, отличающихся от пород шошонитовой серии целым рядом признаков, например большим содержанием Ti в базальтах и меньшей их насыщенностью кремнеземом, более высоким содержанием когерентных TR и т.д.

Прекрасным примером проявления щелочных пород с разными сериальными признаками среди близких по возрасту вулканических толщ одного региона служит вулканический пояс Срединного хребта Камчатки. Здесь в тыловой зоне пояса среди плиоцен-четвертичных вулканитов выделены две серии щелочных пород [1, 9]: абсарокит-шошонит-латит-трахитовая (АШЛТ) и щелочно-оливин-базальт-трахириолит-комендитовая (ЩБТК). Лавы ЩБТК серии встречаются как в составе длительно развивающихся стратовулканов (дифференцированный ряд пород от базальтов до комендитов), так и среди слабо-дифференцированных базальт-андезито-базальтовых ареальных комплексов. Проявления лав АШЛТ серии свойственны крупным цитообразным вулканам, причем наиболее полный ряд пород по кислотности (от базальтов до кварцевых трахитов) наблюдается на вулканах, развитие которых завершилось образованием кальдер, игнимбритов и внутрикальдерных экструзий. Следует заметить, что в плиоцене к западу от вулканической зоны Срединного хребта на территории Западной Камчатки проявился комплекс субвулканических тел и даек щелочных калиевых базальтоидов [3], сериальная принадлежность которых до настоящего времени не была установлена.

Разницу в составах пород ЩБТК и АШЛТ серий можно наглядно продемонстрировать данными табл. 1, 2, из которых следует, что лавы АШЛТ серии отличаются более высокими концентрациями K, Rb, Ba, а в средних и кислых разностях также и Sr и повышенными величинами отношений F/V и K/Na. При этом в породах серии АШЛТ отношение K/Na достигает 1 уже при содержаниях SiO_2 56—58%, тогда как в породах ЩБТК серии — только в кислых разностях с содержанием SiO_2 более 65—66%. Лавы ЩБТК серии стабильно имеют более высокие концентрации Na, Zr, Nb, Ta и характеризуются повышенными отношениями K/Rb, Zr/Y и Zr/Hf. Породы этой серии отличаются также повышенными концентрациями легких TR (La, Ce) и более высоким темпом накопления их по отношению к тяжелым TR от основных разностей пород к кислым.

Химический состав субщелочных и щелочных лав
Срединного хребта Камчатки, % вес.

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,37	50,16	55,59	54,86	58,74	59,70
TiO ₂	0,93	1,61	1,14	1,40	0,99	1,12
Al ₂ O ₃	18,03	17,44	16,50	18,06	16,88	17,80
Fe ₂ O ₃	3,93	3,79	3,14	4,19	3,21	2,57
FeO	5,87	6,19	5,94	3,90	3,51	3,24
MnO	0,15	0,15	0,08	0,13	0,14	0,14
MgO	5,31	5,86	3,14	2,91	2,32	1,58
CaO	9,41	8,27	6,42	6,07	5,05	3,54
Na ₂ O	2,91	3,79	3,89	4,64	4,04	5,27
K ₂ O	1,95	1,77	3,80	2,52	3,82	3,52
P ₂ O ₅	0,34	0,50	0,34	0,48	0,41	0,45
П.п.п.	0,87	0,56	0,54	1,13	0,93	1,13
Σ	100,07	100,04	99,71	100,29	100,04	100,06
n	30(33)	30(35)	7	7(8)	11	8(12)

Окисел	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	62,04	62,14	67,67	65,65	72,19	72,12
TiO ₂	0,94	0,91	0,61	0,70	0,18	0,07
Al ₂ O ₃	16,61	17,34	15,48	16,97	14,36	13,09
Fe ₂ O ₃	2,82	2,67	1,51	2,48	1,30	1,49
Feo	2,23	2,06	1,55	1,46	0,82	1,00
MnO	0,11	0,14	0,10	0,14	0,09	0,05
MgO	1,58	1,18	0,64	0,85	0,42	0,30
CaO	3,64	2,43	1,87	1,75	0,85	0,95
Na ₂ O	4,36	5,35	4,70	5,38	4,57	5,11
K ₂ O	4,69	4,09	5,15	4,83	4,59	4,57
P ₂ O ₅	0,32	0,22	0,12	0,16	0,03	0,04
П.п.п.	0,96	0,87	0,79	0,64	0,53	0,77
Σ	100,30	99,40	100,19	101,01	99,95	99,56
n	13	14(20)	15	29(40)	11(22)	3

Примечание. 1, 3, 5, 7, 9 — породы щошонит-латитовой серии; 2, 4, 6, 8, 10, 12 — породы щелочно-оливин-базальт-командитовой серии. Интервалы объединения пород по содержанию SiO₂, %: 1, 2 — менее 53; 3, 4 — 53—57; 5, 6 — 57—61; 7, 8 — 61—64; 9, 10 — 64—70; 11, 12 — более 70 (11 — трахириолит, 12 — командит). n — количество анализов для подсчета среднего, в скобках — с учетом частных анализов SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O.

Базальты ЩБТК серии, как правило, нефелин-нормативные (рис. 1) и имеют повышенные концентрации TiO₂ (в среднем 1,6, в отдельных образцах до 2,0—2,5%). Базальты АШЛТ серии обычно оливин- и гиперстен-нормативные и имеют низкие содержания TiO₂ (в среднем 0,9, вариации до 1,3%). По уровню содержания Ca, отношению Mg/Ca и концентрациям TR группы Fe базальты АШЛТ серии близки базальтам известково-щелочной и толентовской серий Камчатки и Курильских островов [6, 10]. Базальты ЩБТК серии характеризуются пониженными концентрациями Ca, высоким отношением Mg/Ca (рис. 2), большими концентрациями Ni, Cr и пониженными V. Сходная картина (за исключением отношения Mg/Ca) сохраняется при сравнении средних и кислых пород обеих серий (см. табл. 2).

Щелочные базальтоиды Западной Камчатки имеют еще более высокие соот-

Содержание щелочей (в %) и микроэлементов (в г/т) в субщелочных
и щелочных лавах Срединного хребта Камчатки

Компонент	1	2	3	4	5	6
Na	2,22(52)	2,80(57)	2,85(21)	3,22(14)	3,00(27)	3,82(19)
K	1,71(52)	1,45(58)	2,73(20)	2,03(14)	3,08(27)	2,74(19)
Rb	39(28)	20,4(35)	51(9)	31,5(9)	61(11)	45,4(10)
Li	7,3(27)	8,1(35)	8(6)	10,7(8)	13(11)	16(10)
F	479(9)	626(16)	1032(4)	220(1)	635(4)	646(4)
B	12(9)	15(15)	13(4)	16,5(1)	15(4)	23(4)
Be	2,1(9)	1,7(16)	2,8(4)	2,5(1)	3,0(4)	2,8(4)
Ba	553(28)	486(31)	1092(9)	710(3)	1227(11)	887(5)
Sr	665(28)	672(31)	740(9)	743(3)	703(11)	550(5)
Ni	30(27)	74(34)	13,6(5)	34(5)	<8(11)	16(7)
Co	29(27)	32(34)	17(9)	23(5)	14(11)	14(8)
Cr	65(27)	104(34)	23,4(9)	39(3)	21,4(11)	36(6)
V	259(27)	204(31)	156(9)	92(3)	135(11)	97(4)
Cu	85(27)	75(33)	67(9)	68(3)	50(11)	36(8)
Zn	94(27)	89(32)	87(9)	93(3)	85(11)	104(7)
Nb	4,0(4)	18,7(11)	5,6(4)	31,4(2)	5,4(4)	28,8(4)
Ta	0,3(1)	0,7(5)	—	—	—	1,6(4)
Zr	158(4)	251(10)	179(4)	355(2)	221(4)	415(4)
Hf	4,7(3)	5,6(10)	5,2(4)	6,9(2)	5,6(4)	7,3(4)
La	17(2)	23,5(7)	15(1)	25(2)	19(2)	37,2(6)
Ce	45(2)	52(7)	55(1)	41(2)	45(2)	65,5(6)
Nd	32,5(2)	34(5)	17(1)	41(2)	30,5(2)	38,5(4)
Y	41(2)	25,8(7)	40(1)	22,5(2)	47(2)	30,1(6)
Yb	4,15(2)	2,6(7)	4,0(1)	2,4(2)	4,5(2)	3,1(6)

Компонент	7	8	9	10	11	12
Na	3,11(18)	4,10(41)	3,40(25)	3,97(58)	3,47(37)	3,87(7)
K	3,80(18)	3,59(41)	4,27(25)	3,97(57)	3,82(37)	3,89(7)
Rb	72(6)	55,3(25)	92,2(10)	59,6(18)	110(17)	116(6)
Li	17(6)	14,3(25)	20,1(8)	16,1(18)	34(16)	16(5)
F	850(3)	567(17)	791(7)	406(12)	235(12)	250(2)
B	81(3)	36(17)	22,4(8)	37(12)	78(12)	112(2)
Be	6,0(3)	2,5(16)	3,3(8)	3,5(6)	5,6(13)	5,6(2)
Ba	1450(6)	1279(10)	1410(10)	956(5)	156(7)	112(4)
Sr	592(6)	270(10)	314(10)	150(5)	<50(7)	41(3)
Ni	<8(7)	5,8(10)	<8(9)	13,5(4)	2,8(5)	5,7(2)
Co	5,9(7)	2,9(12)	3,3(9)	2,8(4)	1,2(7)	1(2)
Cr	12,7(7)	48(13)	8,9(9)	36(3)	9(9)	15(3)
V	48(7)	27,5(10)	22(5)	14(1)	5,5(7)	5,6(2)
Cu	15(7)	23(9)	8,7(9)	31(2)	12(3)	8(4)
Zn	81(7)	86(9)	56(9)	78(2)	93(3)	65(4)
Nb	6,7(4)	39,7(11)	7,1(6)	31,4(4)	47,6(5)	95(6)
Ta	0,5(2)	1,6(11)	0,35(4)	1,7(4)	2,8(5)	5,5(3)
Zr	330(4)	641(11)	342(6)	527(4)	398(5)	486(6)
Hf	6,6(4)	9,7(11)	7,3(6)	8,7(4)	8,7(5)	10,1(3)
La	23(3)	48(13)	26(4)	48(5)	76(9)	76(2)
Ce	53,5(3)	74(13)	61(4)	91(5)	95(7)	110(2)
Nd	33,5(3)	50(11)	38(4)	40(5)	47(7)	62(2)
Y	43,5(3)	33(13)	45(4)	32,6(5)	41(7)	40(2)
Yb	4,3(3)	3,4(13)	4,45(4)	3,1(5)	5,5(7)	4,6(2)

Номера колонок см. в табл. 1. В скобках — число анализов для подсчета среднего.

ношения Mg/Ca и концентрации Ni и Sr, чем базальты ЩБТК серии (см. рис. 2), однако они заметно более калиевые, чем даже базальты АШЛТ серии (для большинства образцов базальтов отношение K/Na более 1 [3]), и отличаются еще более высокими концентрациями Rb (рис. 3), Ba и Sr. По уровню концентрации Ti и содержанию La относительно K щелочные базальтоиды Западной Камчатки также стоят близко к базальтам шошонитовой серии.

Лавы ЩБТК и АШЛТ серий различаются и по минеральному составу. В мезостазиесе некоторых базальтов ЩБТК серии установлены лейцит и нефелин, а в основных массах наиболее кислых пород присутствуют щелочные

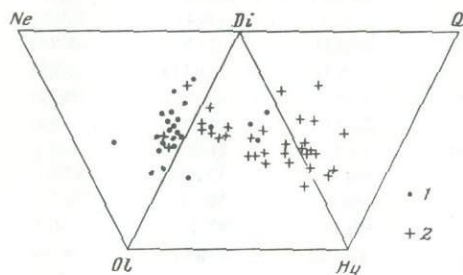


Рис. 1. Нормативные составы базальтов серий ЩБТК (1) и АШЛТ (2) в системе Ne—Ol—Di—Hy—Q

пироксены (эгирин — геденбергиты и эгирины) и амфиболы (рихтериты и арфведсониты) [2]. В средних и кислых разностях пород АШЛТ серии отмечается анальцит. В основных массах пород обеих серий (включая базальты) развиты K—Na полевые шпаты. Они же встречаются в виде вкрапленников в средних и кислых лавах ЩБТК серии и наиболее кислых лавах АШЛТ серии. При этом щелочные полевые шпаты из пород ЩБТК серии в целом заметно более натровые, чем в породах АШЛТ серии и тем более щелочных базальтоидах Западной Камчатки (рис. 4). Клинопироксены из базальтов ЩБТК серии отвечают титанистым салитам и кальциевым авгитам и эволюционируют как в сторону повышения Wo-составляющей (тренд гавайской нефелинитовой серии) с одновременным увеличением концентраций Ti и Al (т.е. в сторону фассаитов), так и в сторону некоторого уменьшения Wo-компоненты. Пироксены базальтов АШЛТ серии преимущественно высококальциевые авгиты. В целом составы клинопироксенов в разных по кремнекислотности породах АШЛТ серии варьируют слабо (известково-щелочная тенденция), тогда как в породах ЩБТК серии они сильно меняются по железистости вплоть до появления в кислых разностях натровых феррогеденбергитов и эгирин-геденбергитов (рис. 5). Сходные тренды эволюции клинопироксенов наблюдаются для серии щелочных пород о-ва Дого (Западная Япония) [30], Британской Колумбии [12] и других щелочных серий.

Амфиболы из вкрапленников и мегакристов базальтов, андезито-базальтов и андезитов ЩБТК серии отличаются высокой титанистостью (керсутиты), так же как и вкрапленники слюды, изредка отмечающиеся в базальтах и обычные в средних и кислых породах. Амфиболы и слюды из пород АШЛТ серии значительно менее титанистые. Оливины, пироксены, титаномагнетиты, ильмениты в средних и особенно кислых породах обеих серий заметно обогащаются Mn, однако уровень концентрации Mn в минералах лав ЩБТК серии заметно более высок, причем в минералах из комендитов этой серии он достигает значений, крайне редких для магматических пород: до 6—7% MnO — в щелочных амфиболах, 5,5—6,5 — в эгирин-геденбергитах и эгиринах, 7—9 — в титаномагнетитах и 20—22% — в ильменитах [2].

Щелочные базальтоиды Западной Камчатки по особенностям минерального состава обнаруживают сходство с базальтами как АШЛТ, так и ЩБТК

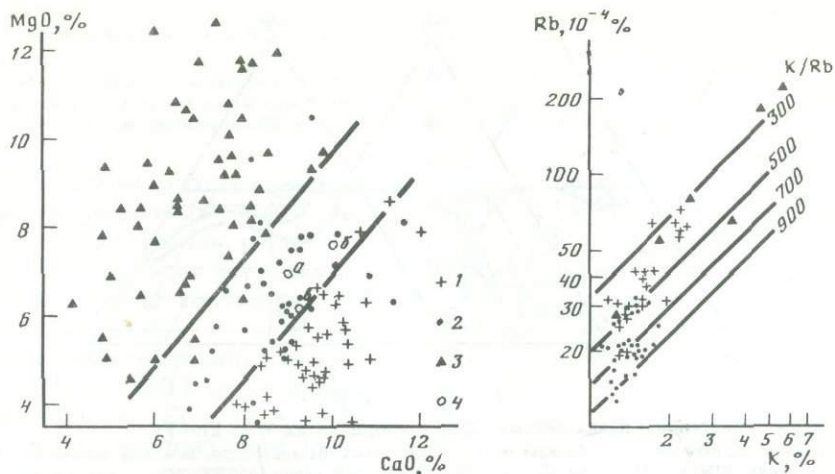


Рис. 2. Соотношение CaO и MgO в базальтах разных серий

1 — базальты серии ЩБТК; 2 — базальты серии АШЛТ; 3 — щелочные базальтоиды Западной Камчатки [3]; 4 — средние типы пород:
 а — щелочной оливиновый базальт континентов [4], б — щелочной оливиновый базальт океанов [4],
 в — шоссонит [25]

Рис. 3. Соотношение К и Rb в базальтах разных серий

Условные обозначения см. на рис. 2

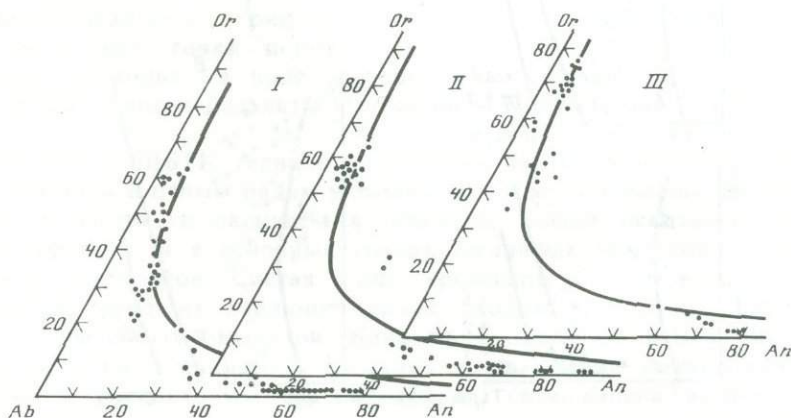


Рис. 4. Составы полевых шпатов из основных масс базальтов разных серий. %

I — серия ЩБТК; II — серия АШЛТ; III — щелочные базальтоиды Западной Камчатки

серий. Так, их щелочные полевые шпаты отличаются высоким содержанием ортоклаза (см. рис. 4), а в основных массах пород обычен анальцит. Ядра клинопироксенов отвечают салитам с умеренным содержанием Ti, однако тренды эволюции пироксенов аналогичны таковым для ЩБТК серии (см. рис. 5), краевые зоны вкрапленников характеризуются весьма высокими концентрациями Ti и Al. Ядра вкрапленников слюды имеют состав умеренно титанистых флогопитов, тогда как краевые зоны — крайне титанистых биотитов, содержащих до 9,0—9,5% TiO₂. В целом эволюция темноцветных минералов в щелочных базальтоидах ведет к резкому накоплению в остаточных расплавах Ti и Al, вследствие чего клинопироксены и биотиты поздних дифференциатов сложно построенных субвулканических тел щелочных базальтоидов высокотитанистые и глиноземистые.

По уровню содержания Nb, Zr (а также Ti, Cr, Ni в базальтах) породы

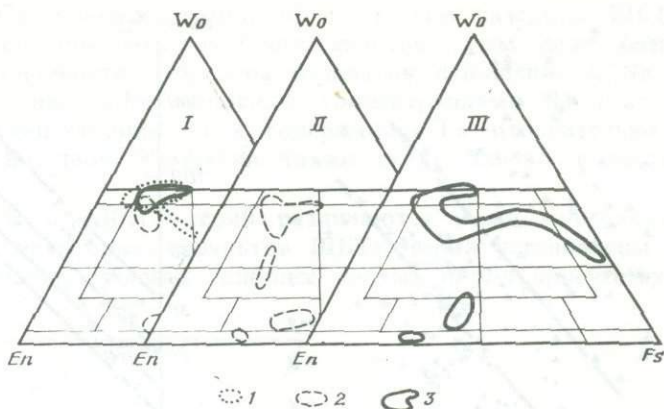


Рис. 5. Составы пироксенов в лавах разных серий в координатах Wo—En—Fs

Поля составов пироксенов: I — базальтов (I — щелочных базальтоидов Западной Камчатки, 2 — серии АШЛТ, 3 — серии ШБТК); II — разных по основности лав серии АШЛТ; III — разных по основности лав серии ШБТК

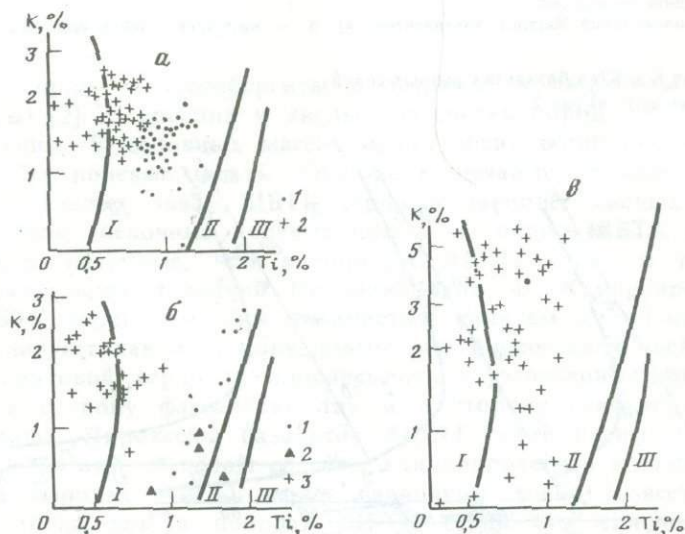


Рис. 6. Соотношение К и Ti в базальтах разных серий

а — лавы серий ШБТК (1) и АШЛТ (2) Камчатки; б — 1 — щелочные базальты о-ва Дого [30], 2 — включения базальтов в комедитах островов Д'Антраксто [28], 3 — высококальциевые базальты и шошониты Папуа-Новой Гвинеи [23, 18]; в — щелочные базальтоиды Западной Камчатки [3]. На всех диаграммах нанесены тренды базальтов островных дуг (I), континентальных рифтов (II) и океанов (III) по [7]

АШЛТ серии являются типичными представителями семейства островодужных вулканитов. Тренды распределения TR в лавах этой серии отвечают известково-щелочным сериям. В то же время лавы ШБТК серии по этим характеристикам приближаются к лавам континентальных рифтов. В качестве примера приведем графики соотношения К и Ti в базальтах (рис. 6,а), где показаны установленные Б. Г. Лутцем [7] тренды для базальтов островных дуг, континентальных рифтов и океанов. Фигуративные точки базальтов АШЛТ серии концентрируются вблизи островодужного тренда, тогда как точки базальтов ШБТК серии сдвинуты в сторону тренда для континентальных рифтов. Аналогично вблизи тренда островодужных вулканитов располагаются фигуративные точки шошонитов и высококальциевых базальтов Папуа-Новая Гвинея, тогда как точки базальтов, ассоциирующихся с натровыми трахи-

Рис. 7. Соотношение К и Nb и К и Zr в лавах разных серий

1 — поле лав островных дуг и активных континентальных окраин; 2 — поле лав континентальных рифтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

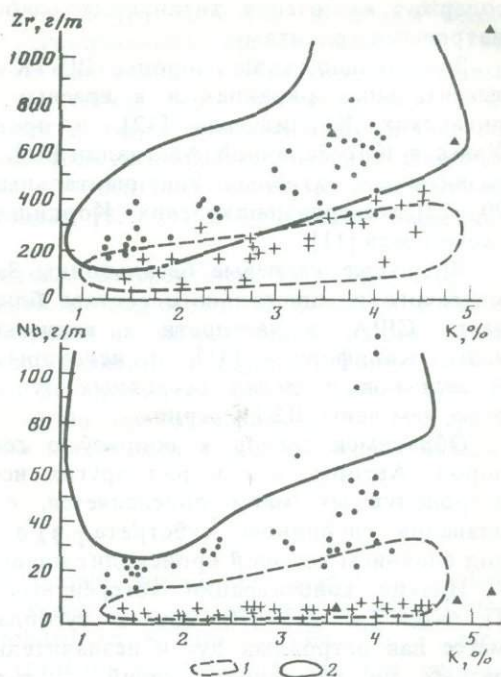
тами и комендитами из этого региона, равно как и щелочных базальтов о-ва Дого, также ассоциирующих с трахитами и щелочными регионами, лежат вблизи тренда континентальных рифтов (рис. 6, б).

Еще более наглядно разница между лавами ЩБТК и АШЛТ серий видна на диаграммах К—Zr и К—Nb (рис. 7), где по литературным данным выделены поля пород континентальных рифтов, островных дуг и активных континентальных окраин. Фигуративные точки лав ЩБТК серии располагаются либо в поле пород континентальных рифтов (К—Zr), либо в основном между полями островных дуг и континентальных рифтов (К—Nb), тогда как точки пород АШЛТ серии — только в поле островодужных вулканитов. В это же поле попадают высококальцивые базальты и шшониты Папуа-Новая Гвинея и Эоловой дуги.

Сходство пород ЩБТК серии с щелочными лавами континентальных рифтов подчеркивается и целым рядом упомянутых выше минералогических особенностей лав, в частности наличием в основных массах некоторых базальтов лейцита и нефелина, а в основных массах щелочных риолитов — щелочных пироксенов и амфиболов. Состав клинопироксенов из базальтов этой серии и фассаитовый тренд их эволюции также сходны с тем, что наблюдается в пироксенах щелочных базальтов. Наконец, в базальтах ЩБТК серии обнаружены мегакристы титанистого фассаита и включения оливиновых клинопироксенов с фассаитовым же пироксеном, содержащим вросстки бесхромистой Mg—Al шпинели. Сходные по составу мегакристы и включения описаны в целом ряде проявлений континентальных щелочных базальтов, например в Эйфеле (ФРГ), на Дальнем Востоке, в Южном Гиссаре [8].

Что касается щелочных базальтоидов Западной Камчатки, то отнесение их к той или иной серии по уровню концентрации указанных элементов неоднозначно. Так, для них характерны в общем "островодужные" содержания Ti (см. рис. 6), явно "островодужные" — Nb (см. рис. 7), тогда как концентрации Zr, Sr, Ni весьма высоки и отвечают лавам континентальных рифтов. Тренды распределения TR в них соответствуют щелочным базальтам.

Лавы АШЛТ серии описаны на многих островных дугах юго-западной части Тихого океана: на Папуа-Новая Гвинея [17, 18, 23, 24], Фиджи [15], Индонезии [20], Новых Гебридах [16], в Среднеземноморье — на Эоловой дуге [21], на о-ве Пуэрто-Рико в Атлантике [19] и других районах. Лавы ЩБТК серии в пределах островных дуг значительно менее распространены и установлены в Западной Японии на о-ве Дого [30], в плиоценовых вулканах п-ова Бэнкс, о-ва Южного, Новой Зеландии [27]; щелочные риолиты встречены также на островах Д'Антраксто, Новая Гвинея, Мейер, Северном (Новая Зеландия) [28, 29]. При этом щелочные риолиты Папуа-Новая Гвинея



содержат включения титанистых слабощелочных базальтов и ассоциируют с натровыми трахитами.

Значительно чаще породы ЩБТК серии встречаются на активных континентальных окраинах и в краевых континентальных рифтах: в североамериканских Кордильерах [12], в провинциях Квинсленд и Новый Южный Уэльс в Юго-Западной Австралии [14]. Лавы АШЛТ ассоциации также широко развиты на активных континентальных окраинах: в тыловой зоне Анд [13, 20, 22], североамериканских Кордильер [4, 26], в пределах Монголо-Охотского пояса [11].

Щелочные калиевые базальтоиды Западной Камчатки по особенностям химического и минерального состава близки к калиевым базальтоидам западной части США, в частности к калиевым базальтам центральной Сьерра-Невады, Калифорния [31], и некоторым калиевым базальтоидам Индонезии. В целом в пределах островных дуг эта ассоциация пород встречается еще реже, чем лавы ЩБТК серии.

Обратимся теперь к вопросу о генезисе рассмотренных серий щелочных пород. Авторы, как и ряд других исследователей [7], полагают, что состав островодужных магм определяется, с одной стороны, степенью частичного плавления глубинного субстрата, а с другой — составом флюидной фазы, под влиянием которой происходит плавление.

Низкие концентрации когерентных TR, как относительно легкоплавких: Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, так и тугоплавких: Ni, Co, Cr, в преобладающей массе лав островных дуг и незначительное различие их содержаний в породах разных по щелочности серий — толеитовых, известково-щелочных и шошонитовых — позволяют предполагать, что генерация указанного спектра островодужных магм происходит при примерно равной степени частичного плавления глубинного субстрата и на сопоставимых глубинах [10]. При этом разница в щелочности генерируемых расплавов и содержании в них ряда некогерентных TR (Rb, Ba и др.) обеспечивается, по-видимому, разным составом глубинного флюида. Авторы разделяют точку зрения Б.Г. Лутца [7] о кислотном выщелачивании некогерентных TR из мантии флюидными потоками, однако полагают, что источником флюидов служит погружающаяся в зоне субдукции литосферная плита, где летучие высвобождаются в результате различных фазовых переходов [10]. Степень ощелоченности флюидов будет зависеть от длительности взаимодействия их с веществом мантии, и если справедливы наши представления о примерно одинаковом уровне глубинности генерации разных по щелочности типов расплавов — соответственно от глубины отделения флюидов. Такие представления хорошо согласуются с приуроченностью вулканитов АШЛТ серии к тыловым зонам островных дуг, где отделение флюидов происходит на максимальных глубинах.

Следует подчеркнуть, что формирование основного спектра островодужных магм осуществляется в обстановке общего сжатия, характерного для этих структур. При этом появление шошонитовых ассоциаций связывается с блоковыми деформациями в островных дугах, совпадающими с периодами затухания или перестройки процесса активной субдукции [25]. В ряде случаев в пределах островных дуг, особенно в тыловых зонах их, может наблюдаться локальное растяжение. На Камчатке проявлению обстановки растяжения в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта способствовала, по-видимому, начавшаяся в плиоцене тектоническая перестройка региона, которая привела к возникновению нового Восточного вулканического пояса и превращению пояса Срединного хребта в тыловую дугу, где тектонический режим стабилизировался.

Состав расплавов, формирующихся в условиях растяжения, сильно зависит от степени частичного плавления. При небольшой его степени и темпера-

турах, лишь немного превышающих температуру солидуса, расплавы будут интенсивно обогащаться относительно легкоплавкими когерентными TR: Ti, Nb, Zr и др. [7]. По-видимому, при таком растяжении и образуются расплавы, дающие ЩБТК серии. Не случайно по своим геохимическим характеристикам породы таких серий приближаются к лавам континентальных рифтов, формирование которых в обстановке растяжения не вызывает сомнений. Сходные условия предполагаются при обсуждении генезиса щелочных риолитов островных дуг юго-западной части Тихого океана [28, 29] и провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки [4].

Повышенные концентрации тугоплавких когерентных TR (Mg, Ni, Cr) в базальтах ЩБТК серии могут указывать, по-видимому, на большую степень частичного плавления глубинного субстрата и, может быть, на большую глубину генерации исходных расплавов по сравнению с таковыми для обычных островодужных серий. На основании тех же признаков еще большую глубину, степень частичного плавления и иной состав магмагенерирующего субстрата (флогопитсодержащий перидотит?) можно предполагать для щелочных базальтоидов Западной Камчатки.

ABSTRACT

Lavas of high alkalinity which are known within the island arcs relate to shoshonite-latic series. Rocks of this series are characterized by high K/Na ratio, by enrichment in rare elements related to K (Rb, Sr, Ba, Pb, F, etc.) and by low, typical for island arcs, contents of Nb and Zr, the concentrations of which are increased a little from basic to acid rocks. Basalts of shoshonitic series are saturated by SiO₂ and have low concentrations of TiO₂ (< 1.3%). The typical rocks of shoshonite-latic series such as from Papua, New Guinea, Indonesia, Fiji, the Eolian arc and from other regions are also present in the volcanic belt of the Sredinny Ridge in Kamchatka.

However, within the Sredinny Ridge of Kamchatka another association of high alkaline lavas are observed. According to its composition peculiarities it may be typified as alkaline olivine basalt-trachyte-trachyrhyolite-comendite series. The basalts of this series have somewhat increased concentrations of TiO₂ (1.6—1.7%) and, as a rule, contain normative nepheline. In comparison with the shoshonite-latic rock series the lavas of the latter differ by more sodium character, by increased concentrations of REE and by higher La/Yb ratio and also by significantly higher contents of Nb and Zr. By their Nb and Zr concentrations the rocks of alkaline-olivine-basalt-comenditic series are sharply different from usual island arc lavas and are close to the lavas of continental rifts. The similar lava series were described in Western Japan and alkaline rhyolites are also known in Papua, New Guinea and New Zealand. The difference in compositions of the above rock series is supposed to result from the dissimilar geodynamic conditions of magma generation: a general compression for shoshonite-latic series or a local extension for alkaline-olivine basalt-comenditic ones.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Волынец О.Н., Патока М.Г., Филосова Т.М., Чубаров В.М.* Первая находка щелочных темноцветных минералов в позднекайнозойских лавах Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1182—1185.
2. *Волынец О.Н., Пополитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н.* Геохимия позднеплиоцено-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // IX семинар по геохимии магматических пород: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 14—15.
3. *Гузиев И.С.* Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. С. 126—144.

4. Кузьмин М.А. Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 1981. 51 с.
5. Кутюлин В.А. Проблема петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
6. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. N 2. С. 179—197.
7. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
8. Минералы: Справочник. М.: Наука, 1981. Т. 3. 616 с.
9. Патока М.Г. Плиоцен-четвертичные кислые щелочные породы центральной части Срединного хребта Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1983. 24 с.
10. Пополитов Э.Н., Волинец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
11. Таусон Л.В., Захаров М.Н., Гундобин Г.М. Геохимия шшонитовых ассоциаций вулканогенных поясов Тихоокеанского кольца // XIV Тихоокеанский научный конгресс: Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зоне перехода от континентов к Тихому океану: Тез. докл. М., 1979. С. 33—35.
12. Bevier M.L. The Rainbow Range, British Columbia: a Miocene peralkaline shield volcano // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1981. Vol. 11, N 2/4, P. 225—251.
13. Dostal I., Zutili M., Caelles I.C., Clac A.H. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 63, P. 113—128.
14. Ewart A., Muteen A., Ross J.A. Review of mineralogy and chemistry of Tertiary central volcanic complexes in southeast Queensland and northeast New South Wales // Volcanism Australasia. Amsterdam etc.: Sci. publ. co, 1976. P. 21—39.
15. Gill J.B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27. P. 179—201.
16. Gorton M.P. The geochemistry and origin of quaternary volcanism in the New Hebrides // Geochim et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 9. P. 1257—1270.
17. Jakes P., Smith I.E. High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 28. P. 259—271.
18. Jaques A.L. High-K₂O island arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert Ranges, northern Papua New Guinea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N.6. P. 861—867.
19. Jolly W.T. Potassium rich igneous rocks from Puerto Rico // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 339—408.
20. Joplin G.A. The shoshonite association: a review // J. Geol. Soc. Austral. 1968. Vol. 15. P. 275—294.
21. Keller J. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian Sea: calc-alkaline and shoshonitic associations // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 46, N 1. P. 25—47.
22. Lefevre C. Les caracteres magmatiques du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes dans le sud de Perou // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 41. P. 259—271.
23. Mackenzie D.E. Nature and origin of late Cainozoic volcanoes in western Papua New Guinea // Volcanism Australasia. Amsterdam etc., 1976. P. 221—238.
24. Mackenzie D.E., Chappel B.M. Shoshonitic and calc-alkalic lavas from the Highlands of Papua, New Guinea // Contrib. Mineral. and Petrol. 1972. Vol. 35, N 1. P. 50—63.
25. Morrison G.W. Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association // Lithos. 1980. Vol. 13. P. 97—108.
26. Nicholls J., Carmichael I.S.E. A commentary of the absarokiteshoshonite-banakitite series of Wyoming, USA // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1969. Bd. 49. S. 4764.
27. Price R.C., Taylor S.R. Petrology and geochemistry of the Banks Peninsula volcanoes, South Island, New Zealand // Contrib. Mineral. and Petrol. 1980. Vol. 72, N 1. P. 1—18.
28. Smith I.E.M. Peralkaline rhyolites from the D'Entrecasteaux Island, Papua New Guinea // Volcanism Australasia. Amsterdam etc., 1976. P. 275—285.
29. Smith I.E.M., Chappell B.W., Ward G.K., Freeman R.S. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the south-west Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 37. N 2. P. 230—236.
30. Uchimizu M. Geology and Petrology of alkali rocks from Dogo, Oki island // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2. 1966. Vol. 16, N 1. P. 85—160.
31. Van Kooten G.K. Mineralogy, petrology, and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, central Sierra Nevada, California, USA // J. Petrol. 1980. Vol. 21, N 4. P. 651—684.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

УДК 551.242

Л.Э. Левин

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ

Одним из важнейших результатов исследований по международным геофизическим проектам явилось обнаружение крупнейших поясов седиментационных бассейнов в пределах переходных зон от континентальных плит к современным и древним океаническим пространствам. Общая значимость поясов определяется сосредоточением в их пределах 25% стратиформной оболочки Земли или до 65% объема чехла седиментационных бассейнов, равного, по последним подсчетам, 510 млн. км³.

Решающая заслуга в выявлении упомянутых поясов бесспорно принадлежит международному проекту "Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры", предложенному В.В. Белоусовым. Все последующие геофизические работы, выполненные за 13 лет после завершения этого проекта, лишь подтвердили наличие упомянутых поясов и уточнили их строение. Появились также новые возможности для изучения взаимосвязей глубинных, мантийных, и поверхностных, чехольных, структур, общей направленности эволюции, верхних оболочек нашей планеты, переоценки распределения глобальных ресурсов углеводородов с отчетливой тенденцией в пользу седиментационных бассейнов переходных зон.

В соответствии с тектонической позицией и направленностью эволюции переходных зон пояса седиментационных бассейнов подразделяются на шесть основных генетических типов: 1) современная активная океаническая окраина, охватывающая преддуговые и внутридуговые бассейны на обрамлении ложа Тихого, а также отдельные участки Индийского и Атлантического океанов; 2) окраина колумбийского типа, отличающаяся трансформацией древней, позднемезозойско-раннекайнозойской активной окраины в позднекайнозойскую, неоген-плейстоценовую пассивную окраину (эти окраины распространены вдоль западной периферии североамериканских Кордильер и северо-западной части Антарктид); 3) переходный от аналогов пассивной к современной активной окраине, отвечающий седиментационным бассейнам большинства краевых морей на западном обрамлении ложа Тихого океана, отчасти Карибского и Западно-Средиземноморского регионов; 4) переходный от аналогов пассивной к древней океанической окраине, близкий по направленности эволюции к колумбийскому типу и охватывающий седиментационные бассейны Персидско-Восточно-Средиземноморско-Адриатического и Каспийско-Черноморского регионов, а также Мексиканского залива; 5) современная пассивная окраина Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов; 6) переходный от древних окраин различного типа к современной пассивной окраине, отвечающий большинству седиментационных бассейнов преимущественно шельфовых морей Северного Ледовитого океана.

Осадочное или, точнее, вулканогенно-осадочное выполнение поясов представ-

ляет собой гетерогенное образование, которое характеризуется крайне сложным распределением мощности, достигающей 4—8 км, а в исключительных случаях 10—20 км; залеганием на разновозрастной гетерогенной поверхности; существенным изменением по латерали стратиграфического диапазона и формационного состава; участием в составе осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций различного генезиса: глубоководного, мелководно-морского, паралического и континентального.

Пояса представляют собой новообразования, наложенные на тектонические элементы разных генераций, и обладают чертами сходства и различия. Сходство вызвано формированием пояса бассейнов современной активной окраины и отчасти колумбийского в условиях сложного сочетания деструктивно-конструктивных процессов, а остальных поясов — при ведущей роли деструкции и спрединга с замещением бывшей континентальной коры переходной (прослеженной ныне в области пассивных окраин на расстоянии до 200 км от берега и до глубин моря 4 км), субокеанической и океанической. Все пояса имеют рифтогенную природу, отличаются повышенным влиянием вулканизма на седиментацию и интенсивными нисходящими движениями блоков коры на поздних стадиях эволюции.

Различие в строении поясов, кроме тектонической позиции, определяется направленностью изменения геодинамической обстановки, временем начала формирования. Все эти параметры неоднозначны и для отдельных звеньев каждого из поясов, что вызывает необходимость их подразделения на генетические типы и подтипы осадочно-породных бассейнов.

Относительно самыми древними являются пояса современных пассивных окраин и переходные к древней океанической окраине, поскольку их формирование началось на рубеже 150 млн. лет с омоложением отдельных звеньев до 130, 100, 80—60, 30 млн. лет; несколько моложе переходный к современной активной окраине пояс, возникший в Беринговоморском звене на рубеже 120 млн. лет, а в остальных звеньях на рубежах 50, 32 и 20 млн. лет; самые юные — пояса колумбийского типа и современной активной окраины с началом формирования отдельных звеньев на рубеже 80—60 млн. лет, но преимущественно с омоложением остальных до 50—32, 20 и 10 млн. лет.

Длительность формирования наряду с протяженностью поясов получила отражение и в основных их количественных параметрах. На долю поясов современных пассивных окраин приходится 43,7%; переходных к древним океаническим окраинам — 7,4; переходных к современной активной окраине — 8,3; колумбийского типа и современной активной окраины вместе — около 5,6% объема чехла всех седиментационных бассейнов Земли.

Строение чехла поясов седиментационных бассейнов и их отдельных звеньев в вертикальном сечении характеризуется набором структурных этажей, каждый из которых соответствует определенной стадии эволюции океанов и краевых морей. При этом периоды проявления самых ранних стадий различны даже для отдельных секторов пассивных океанических окраин и регионов краевых морей в переходной области к активным окраинам. Для периокеанических систем опусканий в пределах поясов бассейнов современной пассивной окраины имеют место следующие стадии эволюции: 1) ранняя рифтовая (скорее, предрифтовая), отвечающая палеозойско-среднеюрскому интервалу времени и проявившаяся главным образом в центральном секторе Атлантики, на востоке и западе Индийского океана; 2) поздняя рифтовая или ранняя океаническая, соответствующая позднеюрско-раннемеловому времени, являющаяся ранней рифтовой стадией для южного сектора Атлантики и севера Индийского океана; 3) зрелая океаническая, совпадающая с позднемеловым—эоценовым временем; но генетически соответствующая поздней рифтовой стадии для отдельных групп краевых морей, а именно Караллово-Тасмановоморской, Мексиканско-Карибской и др.; 4) поздняя океаническая, или неотектоническая, стадия, отвечающая олигоцен-плейстоценовому

времени, но сходная с поздней рифтовой стадией для подавляющего большинства краевых морей и зрелой океанической стадией для указанных выше групп краевых морей.

Наиболее неоднозначной является граница между верхнеюрско-нижнемеловым и верхнемеловым-эоценовым структурными этажами, которая фиксируется подошвой гемипелагической толщи черных сланцев, т.е. соответствует началу интенсивных нисходящих движений блоков на пассивных окраинах континентов. Соответственно верхнемеловому—эоценовому этажу могут принадлежать и отложения апт-альбского возраста. Сходным образом неоднозначно распространение этажей по площади.

Объемы отложений каждого из этажей, подсчитанные по картам распределения мощности (масштаб 1:25000000) без учета арктического и антарктического сегментов, составили для палеозойско-среднеюрского 3,1%, верхнеюрско-нижнемелового 15,7, верхнемелового-эоценового 15,6, олигоцен-плейстоценового 33,7% объема чехла всех переходных зон.

Распределение мощности и формационный состав нижних двух этажей контролируются преимущественно тектоническим фактором с влиянием климатической зональности на соленакопление; промежуточного позднемелового—эоценового — тектоническим и климатическим, а верхнего олигоцен-плейстоценового — совместным влиянием тектонической, циркумконтинентальной и климатической зональности.

По соотношению положений разновозрастных этажей могут быть выделены два типа бассейнов: с совпадением ориентирования осевых зон по всем структурным этапам и с несогласным залеганием верхних этажей на нижних. Континентальная и океаническая литосфера переходных зон оказывается осложненной структурными элементами двух категорий: первичными, которые возникли на ранней стадии раскрытия океанов и морей, и вторичными, наложенными на более древние этажи.

Первичные элементы отличаются характерным тройным сочленением рифтов, возникших над растущими мантийными диапирами, а также дискордантным положением отдельных блоков по отношению к современной структуре океанов и морей, вторичные, напротив, преобладанием согласных с упомянутой структурой простираций. Другими словами, верхние этажи залегают в подобных случаях с несогласием на нижних.

Для выяснения степени неравномерности темпа седиментации могут быть использованы такие показатели, как объемная и средневзвешенная по площади линейная скорости осадконакопления. Сравнение их на примере отложений верхнеюрско-нижнемелового этажа обнаруживает два обстоятельства, которые справедливы и для вышележащих этажей: почти повсеместно в 3—5, а иногда и в 10 раз больший темп осадконакопления в седиментационных бассейнах переходных зон по отношению к осадконакоплению в бассейнах глубоководных котловин; одинаковые по порядку величины значения, присущие поясам бассейнов каждого генетического типа.

В пределах поясов пассивных окраин позднеюрско-раннемелового интервала времени особо выделяются западная и восточная тектонические области Атлантического океана, что отражает более раннее их образование при сочетании терригенного и хемогенного видов осадконакопления. Значение объемной скорости здесь 0,17—0,25 км³/год, средневзвешенной — 3,9—5,6 см/10³ лет. Высокие значения средневзвешенной скорости, равные 5,2 см/10³ лет, установлены также для бассейнов северо-восточной тектонической области Индийского океана и переходной области к древней океанической окраине Среднеземноморско-Персидского региона. Объемная скорость, напротив, относительно низкая (0,072—0,13 км³/год). Ее наименьшие значения 0,03—0,06 км³/год при близкой средневзвешенной скорости 3—3,7 см/10³ лет отличают бассейны западной текто-

нической области Индийского, северной Атлантического, а также моря Уэдделла в Антарктическом регионе. Эти минимальные значения объемной скорости обусловлены их малой площадью и поздним формированием северной тектонической области Атлантического океана.

Отличительной чертой седиментации в океанах на поздне меловом—эоценовом этапе является почти повсеместное уменьшение ее интенсивности по сравнению с предыдущим этапом. Оно фиксируется как для поясов седиментационных бассейнов переходных зон, так и глубоководных котловин. Исключение представляют западная тектоническая область Тихого и южная Индийского, а также северная область Атлантического океана. В первых двух случаях темп седиментации сохраняется на прежнем уровне, а в третьем увеличивается вдвое. Эти особенности обусловлены обширной поздне меловой трансгрессией на континентах, представлявших собой на большей части площади шельфовые моря, и существенным вкладом вулканической активности, которая вызвала накопление мощных толщ базальтов преимущественно на восточной подводной окраине Гренландии, входящей в состав северной тектонической области Атлантического океана.

Черты различия в темпе седиментации для поздне мелового—эоценового интервала времени также весьма отчетливы. Для бассейнов пассивных окраин Индийского океана они определяются более высокой объемной ($0,05 \text{ км}^3/\text{год}$) и средневзвешенной скоростью седиментации, присущей бассейнам западной области, и, напротив, относительно низкой ($0,02 \text{ км}^3/\text{год}$ и $0,9 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$), характерной для бассейнов северо-восточной тектонической области. Таким образом, по отношению к отложениям предыдущего периода здесь устанавливается перераспределение во времени интенсивности седиментации.

Пояса бассейнов пассивных окраин в Атлантическом океане по рассматриваемым параметрам обнаруживают принципиальное сходство с аналогичными поясами Индийского океана. Одновременно для Атлантического океана намечается обратное соотношение между объемной и средневзвешенной скоростями. Первая достигает в бассейнах западной тектонической области самого высокого значения, равного $0,16 \text{ км}^3/\text{год}$, а вторая — $3,6 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. Напротив, для бассейнов северной тектонической области объемная скорость $0,1 \text{ км}^3/\text{год}$, а средневзвешенная — $6,5 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. Бассейны восточной области отличаются низкими объемной ($0,06 \text{ км}^3/\text{год}$) и средневзвешенной ($2,2 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$) скоростями седиментации.

Пояс бассейнов переходной области к современной активной окраине, представленный Новогвинейско-Новозеландским регионом краевых морей, обнаруживает элементы сходства с ложем Тихого океана. Объемная скорость седиментации здесь от $0,003$ до $0,03 \text{ км}^3/\text{год}$, а средневзвешенная изменяется от $3,9$ на подводной окраине континентов до $0,5$ — $0,6 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$ в котловинах.

Пояс бассейнов переходной области к древним океаническим окраинам, представленный морями Средиземноморско-Персидского региона, Мексиканским заливом и отчасти Карибским морем, по тем же параметрам ближе к бассейнам современных пассивных окраин (объемная скорость седиментации около $0,05$ — $0,06 \text{ км}^3/\text{год}$, а средневзвешенная $2,9$ — $4,3 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$). Высокая средневзвешенная скорость седиментации в котловинных частях бассейнов обусловлена спецификой палеотектонической обстановки: для осадочного бассейна Мексиканского залива — мелководно-морскими условиями осадконакопления, для аналогичных бассейнов Карибского моря — повышенной вулканической активностью. Это вызывает необходимость включения в состав верхнемелового—эоценового структурного этапа образований второго слоя океанической коры.

В олигоцен-плейстоценовое время интенсивность седиментации за отдельными исключениями выше, чем на поздне меловом—эоценовом этапе. Кроме того, она неравномерна в пределах поясов седиментационных бассейнов всех генети-

ческих типов не только на подводной окраине континентов, но и в глубоководной части ряда бассейнов, прежде всего связанных с краевыми морями.

Среди пояса бассейнов пассивных окраин в Индийском океане особенно выделяется северо-восточный район, где объемная скорость седиментации $0,42 \text{ км}^3/\text{год}$, а средневзвешенная — $12 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. Эти значения превышают аналогичные для позднемелового—эоценового времени в 20 и 12 раз соответственно. Лавинная седиментация обусловлена здесь интенсивным выносом реками Ганг и Инд обломочного материала, поступающего с растущих горных сооружений Сулейман-Киртхара и Аракан-Йому. Остальные части этого пояса характеризуются меньшими скоростями седиментации (объемная скорость седиментации $0,03—0,08 \text{ км}^3/\text{год}$, средневзвешенная $2—4,8 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$).

В Атлантическом океане также имеет место перераспределение тектонических областей по интенсивности седиментации. Наибольшей она оказывается в западной области, где значения объемной ($0,4 \text{ км}^3/\text{год}$) и средневзвешенной ($7,1 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$) скоростей вдвое выше, чем в позднемеловое—эоценовое время.

Северная область характеризуется снижением вдвое темпа седиментации (объемная скорость до $0,05 \text{ км}^3/\text{год}$, средневзвешенная до $0,9 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$). Восточная область не менее своеобразна, поскольку объемная скорость сохраняется на уровне позднемелового—эоценового времени, а средневзвешенная увеличивается вдвое (от $2,2$ до $4,8 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$).

По интенсивности седиментации в поясах бассейнов современной активной окраины и колумбийского типа могут быть выделены два типа регионов. Первый включает Южно-Центральноамериканско-Карибский, Северо-Американско-Алеутский и Камчатско-Японский сектора со значениями объемной скорости $0,05—0,08 \text{ км}^3/\text{год}$, средневзвешенной $8,9—11,4 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$, т.е. уровня лавинной седиментации. Второй состоит из Филиппинско-Суматринского, Новогвинейско-Новозеландского и Средиземноморского (Эгейско-Тирренского) секторов с объемной скоростью от $0,006—0,17 \text{ км}^3/\text{год}$ и средневзвешенной $4—6,3 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. В целом для этих поясов характерно сочетание низкой объемной и высокой средневзвешенной скоростей седиментации.

Пояса бассейнов переходных областей от аналогов пассивных к современным окраинам также состоят из двух разновидностей регионов — с лавинной и нормальной седиментацией. К первой принадлежат Дальневосточный, Индосинийско-Филиппинско-Андаманский и Карибский регионы с объемной скоростью в пределах подводной окраины континентов до $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$ и средневзвешенной в $7,2—7,3 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. Причем в центральной части глубоководных котловин темп седиментации существенно снижается. Ко второй принадлежат бассейны Тасманова и Кораллового морей в Новогвинейско-Новозеландском регионе с объемной скоростью $0,05—0,07 \text{ км}^3/\text{год}$ и средневзвешенной от $3,8 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$ на подводной окраине континентов до $1,1 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$ в глубоководных котловинах.

Пояса бассейнов переходных областей к древним океаническим окраинам (Средиземноморско-Персидский и Каспийско-Черноморский), несмотря на относительно небольшие абсолютные значения объемов, отличаются от всех остальных низких темпов седиментации на подводных окраинах и крайне высоким, лавинным, в глубоководных котловинах. Значения объемной скорости на подводных окраинах $0,002—0,05 \text{ км}^3/\text{год}$, средневзвешенной — $0,7—2,6 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$, а в котловинах — соответственно $0,07—0,16 \text{ км}^3/\text{год}$ и $9,7—13,1 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$.

Количественный анализ обнаруживает три основные особенности темпа седиментации в переходных зонах от континентов к океанам: крайнюю неравномерность на ранней рифтовой стадии формирования бассейнов; перераспределение темпа седиментации между отдельными регионами каждого из генетических типов поясов седиментационных бассейнов; возникновение отдельных ареалов лавинной седиментации на поздней, неотектонической стадии эволюции поясов.

Первые две особенности обусловлены неравномерным по времени возникно-

вением рифтовых прогибов, прежде всего на пассивных окраинах, и интенсивностью их дальнейшего развития с переориентированием новообразованных прогибов во времени и пространстве. Третья, во многом определяющая отличие самого верхнего, олигоцен-плейстоценового этажа от всех нижележащих, вызвана сочетанием горизонтальных и вертикальных движений на неотектоническом этапе. Горизонтальные перемещения (спрединг) преобладают в пределах внутриокеанических подвижных поясов и многих (но отнюдь не всех) краевых морей, а вертикальные — преимущественно на окраинах, на шельфе и континентальном склоне, в пределах краевых морей переходной области к древней океанической окраине. Вертикальные нисходящие движения блоков коры переходного типа вызваны прогрессивным ее остыванием совместно с нижележащими горизонтами верхней мантии после базификации.

Перераспределение во времени и пространстве сложного сочетания движений различного знака и амплитуды, в свою очередь, предопределило формирование глобальных, региональных и локальных неоднородностей в строении чехла всех генетических типов бассейнов переходных зон.

Глобальные неоднородности вызваны различиями в наборе структурных этажей, существующими не только между генетическими типами поясов седиментационных бассейнов, но и между однотипными поясами разных сегментов: Тихоокеанского, Индоокеанского, Атлантического, Арктического.

Региональные неоднородности определяются неоднократной перестройкой структурного плана, вызванной миграцией во времени и пространстве мантийных диапиров или зон активного спрединга. Они характеризуют различия в строении чехла, существующие между тектоническими областями океанов и регионами краевых морей. Применительно к поясу бассейнов переходной области к древней океанической окраине эти неоднородности обусловлены также прерывистыми во времени интенсивными нисходящими движениями блоков на неотектоническом этапе, которые имеют место в связи с оттоком разогретого вещества астеносферы к сопредельным горным сооружениям с одновременным охлаждением и уплотнением коры и верхней мантии в пределах глубоководных котловин. Эти движения сопровождаются лавинной седиментацией с накоплением экстремальной мощности отложений олигоцен-плейстоценового структурного этажа.

Локальные неоднородности отражают различия между отдельными секторами поясов седиментационных бассейнов, равно как и отдельными наиболее крупными бассейнами. Последнее сближает их с геоблоками в понимании Л.И. Красного.

Существует ряд проблем, связанных с седиментационными бассейнами переходных зон, которые подлежат выяснению при дальнейших исследованиях, а именно: время и направленность геодинамических событий на различных стадиях эволюции бассейнов; соотношение глубинных и поверхностных структур; распределение типов земной коры по площади; изменения формационного состава каждого из структурных этажей чехла в разрезе и по латерали.

ABSTRACT

The significance of transitional zones is defined by the fact that to 65% of the cover's volume in all sedimentary basins of the Earth (510 million km³ except miogeosynclines) is concentrated within them. The belts are the new entity superimposed on tectonic elements of various generations. All the belts are characterized by a rifting origin, considerable thickness of sedimentary cover (up to 10—18 km), increased influence of volcanism on sedimentation, descending of crust' blocks on the late evolutionary stages. Time and direction of geodynamic events at various stages of basins' evolution, areal distribution of the Earth's crust types, the changes the cover's formational composition undergoes in the cross-section and laterally — these are mainly the problems to be discussed.

Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов

ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ МАТЕРИКОВ И ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ — ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА РАЗМЕЩЕНИЯ МОЩНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Крупные осадочные бассейны ассоциируются с зонами сочленения континентальных и океанических блоков земной коры, которые характеризуются высокой динамичностью и контрастностью процессов тектогенеза.

При сохранении двух главенствующих типов материковых окраин — пассивного и активного — большинство исследователей подразделяют их на весьма различающиеся категории. На пассивных окраинах этапы относительной стабилизации чередуются с этапами активизации движений. Соответственно выделяются пассивные окраины на этапе разрастания с проградацией шельфа и склона и пассивные окраины (или их участки) на этапе преобладающей деструкции. Среди активных окраин также выделяются несколько крупных категорий: западнотихоокеанская, которая выражена широкими переходными зонами, включающими окраинные моря и островные дуги, и колумбийского и андийского типов, характеризующиеся процессами сжатия и скучивания.

В соответствии с этапностью развития краевых зон континентов можно выделить несколько групп осадочных бассейнов, выполненных характерными формациями.

На обширных пространствах пассивных окраин, которые расположены на стабилизированных участках континентальной коры и лучше всего выражены на западе Атлантики, весьма существенное значение в строении осадочных бассейнов имеют карбонатные и терригенные формации. Они образуют характерные тела (рифовые комплексы) на краях шельфа, проградирующие краевые клиноформы на континентальном склоне, у подножия которого осадочные образования представлены глубоководными конусами выноса (фенами). Выделяемые здесь осадочные бассейны по своему положению являются шельфовыми и шельфово-склоновыми.

К внутришельфовым бассейнам в ряде случаев можно отнести и участки, расположенные на прилегающей суше, или шельфовые бассейны, являющиеся продолжением наземных. Характерной чертой этих бассейнов является то, что от глубоководной части, они отделены погребенными барьерами: поднятиями фундамента, зонами барьерных рифов или зонами развития соляных куполов и диапиров. Внутришельфовые бассейны на пассивных окраинах разрастания часто имеют относительно простое строение. К их числу относятся некоторые бассейны арктического шельфа: Северо-Чукотский, Хоуп и др. В других случаях в основе их лежат крупные грабены, борта которых осложнены разрывными нарушениями. Это бассейны грабена Эрика у подножия п-ова Лабрадор, Колорадо и Саладо у восточного побережья Южной Америки и др.

К шельфово-склоновым бассейнам относятся те, которые охватывают в виде единого прогиба осадочную толщу шельфа, континентального склона, а иногда и подножия. Они могут быть вытянуты вдоль подводной окраины континента на значительное расстояние. Осадочная толща этих бассейнов образует в поперечном сечении крупную линзу. Вдоль восточного побережья США протягиваются крупные бассейны подобного типа (банка Георгия, Балтимор-каньон), в которых предполагается существование рифовых комплексов под континентальным склоном и соленосных отложений. Бассейны, ориентированные несогласно краю континента, в большинстве своем являются грабенообразными, к ним приурочены дельты крупных рек. Типичным примером является бассейн дельты р. Нигер, для которого характерны активное погружение и заполнение осадками в кайнозой,

связанные с движениями по бортовым разломам. Осадочные породы бассейна в значительной степени представлены дельтовыми отложениями. Помимо клиноформенного строения, осадочная толща характеризуется развитием проградационной слоистости. Наличие мощной осадочной толщи и активное молодое погружение создают условия для развития диапиризма в глинах (Нигерийский бассейн, бассейн р. Маккензи и др.).

Особое место среди бассейнов пассивных окраин занимают бассейны краевых плато Веринг, Рокколл, Эксмут и т.д. Эти бассейны образовались за счет подпруживания осадков, поступающих с континента, выступами фундамента на континентальном склоне выполнены главным образом меловыми и кайнозойскими отложениями. Слои образуют клин трансгрессивно прилегающих морских осадков.

Бассейны с интенсивной деструкцией расположены на приатлантических окраинах, в Северном море, в заливе Кампече в Мексике, вдоль побережья Анголы, Заира и Конго. Все эти бассейны образовались в зоне раскалывания и обрушения древних и молодых платформ вблизи сочленения блоков континентальной и океанической коры. В Северном море раскалывание выражено в наличии рифтовых грабеновых систем Центральной и Викинг. У Западной Африки, где ярко проявляется обрушение края континента, основой бассейнов этого типа являются гигантские линейные прогибы, вытянутые параллельно краю континента с мощностью осадочной толщи более 10 км. Для них характерно асимметричное строение.

В большинстве случаев континентальные и океанические борты прогибов различаются по формационному составу и структурной характеристике осадочной толщи. На континентальном борту прогиба последняя состоит обычно из двух структурных комплексов: нижнего, имеющего блоковое строение, с развитием серии горстов и грабенов, и верхнего, несогласно перекрывающего нижний, слабо дифференцированного, имеющего региональный наклон в сторону океана. Чаще всего комплекс образует крупную осадочную клиноформу с резким возрастанием мощностей на материковом склоне или в районе континентального подножия с дальнейшим сокращением мощности по направлению к центральным глубокководным районам океана. В районе шельфа верхний структурный комплекс чаще всего залегает субгоризонтально, нижний обычно ступенчато погружается в сторону океана.

Указанное двухъярусное строение характерно для многих осадочных бассейнов прогиба вдоль африканской и американской окраин Атлантического океана. Примерами могут служить бассейны Кванза-Камерунский у берегов Африки, Сержипи-Алагоас и Жанна д'Арк у берегов Америки, Западно-Шотландский и Южно-Кельтский у побережья Северо-Западной Европы. Так, в Кванза-Камерунском бассейне нижний структурный комплекс образован формациями зензе, лукула, букомази, имеющими возрастной интервал юра—нижний мел, к верхнему структурному комплексу относятся соленосная формация лоеме (апт) и главным образом надсолевые отложения верхнего мела—кайнозой. В силу особенностей строения, наличия грабенов и т.д. нижний структурный комплекс называют тафрогенным, или рифтогенным, а верхний, представленный в основном типичными отложениями открытого моря и океана — таласогенным. Обращает на себя внимание близкий возраст комплексов в пределах большей части пассивных окраин. Так, нижний структурный комплекс охватывает стратиграфический интервал, главным образом триас — нижний мел, хотя в ряде районов возрастной интервал комплекса — юра—нижний мел. Верхний структурный комплекс обычно имеет возраст от верхнего мела до современного, хотя в отдельных случаях он может охватывать почти весь мезозой—кайнозой. Ряд тектонических зон пассивных окраин характеризуется либо отсутствием нижнего структурного комплекса, либо его редуцированным развитием, например бассейн Сейбл у берегов Канады и др.

В осадочной толще пассивных окраин наблюдается закономерная изменчи-

вость формаций как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Обычно в основании разреза залегают терригенные формации континентального происхождения, сложенные речными и озерными отложениями. Во многих случаях по окраине Атлантики они сменяются вверх по разрезу эвапоритовыми формациями. Перечисленные формации характеризуют континентально-лагунный этап развития пассивных окраин. Морской этап развития начинается обычно с карбонатных формаций различного типа, в том числе и рифовых. Эти формации также не пользуются повсеместным распространением. Верхняя часть разреза пассивных окраин представлена морскими терригенными и терригенно-карбонатными формациями — мелководными в зоне шельфа и глубоководными в зоне континентального склона и подножия. Эти формации характеризуют новейший, океанический этап развития пассивных окраин. В этой группе формаций наблюдается отчетливый переход по латерали в сторону океана от прибрежно-морских терригенных формаций в терригенные океанические формации. В зонах впадения крупных рек (Нигер, Конго и др.) развита терригенная формация дельтового происхождения. В целом в пределах пассивных окраин наблюдается четкая асимметрия распределения формаций: на континентальном борту и осевой зоне периокеанического прогиба наблюдается полиформационное строение, большая часть океанического борта имеет моноформационное строение и редуцированный стратиграфический интервал осадочной толщи.

Таким образом, наблюдающаяся смена формаций отражает развитие окраины от погружения и обрушения континента до образования океана в современном виде.

Наибольшее разнообразие типов осадочных бассейнов и наиболее широкий набор формаций отмечаются на активных окраинах. Здесь различные тектонические зоны находятся на разных уровнях развития, что сказывается в достаточно пестром наборе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций.

В западнотихоокеанском районе внешней по отношению к континенту можно назвать группу бассейнов островных дуг и окраинных морей. С ними связаны позднегеосинклинальные прогибы в зонах незавершенной складчатости. В группе приматериковых бассейнов с большой мощностью отложений и значительными объемами осадочных пород выделяются бассейн бордерлендов по периферии зон сжатия в складчато-орогенных поясах, крупные бассейны на шельфах, в ряде случаев имеющие прямую связь с внутрискладчато-орогенными впадинами мезозоя и кайнозоя на суше, а также бассейны, расположенные на жестких блоках относительно древней консолидации, испытавших влияние тектогенеза активной окраины.

Островодужные бассейны по тектонической позиции делятся на фронтальные, междуговые и тыловые. Фронтальные бассейны, формирующиеся на внешней океанической стороне дуг, выполнены глубоководными осадками со стороны океана и вулканогенно-осадочными пирокластическими осадками на шельфе и континентальном склоне вулканической дуги. Наибольшими мощностями и относительно мелководными формациями характеризуются междуговые бассейны.

Из числа осадочных бассейнов впадин окраинных морей и прежде всего бассейнов позднегеосинклинальных прогибов наибольший интерес представляют расположенные в сочленении блоков коры континентального и субконтинентального типа и характеризующиеся компенсированным прогибанием на последнем неотектоническом этапе развития начиная с раннего или среднего миоцена. Раздвижение в этих бассейнах сочетается со скучиванием по периферии при формировании континентальной коры. Примером являются некоторые бассейны окраинных морей северо-западной периферии Тихого океана. Основную роль в их строении играют терригенные морские, терригенно-туффито-кремнистые, а в краевых частях — лагунно-континентальные угленосные формации, обуславливающие цикличность строения разреза. В зонах, примыкающих к молодым поднятиям, развиты мощные молассы.

К внутришельфовым приматериковым бассейнам относятся крупные пологие синеклизы, по сути дела являющиеся аналогами бассейнов внутриплатформенных синеклиз молодых платформ. В основном это вытянутые впадины с мощностью осадочного чехла 5—8 км. Простираение их определяется направлением складчатых зон континентального обрамления и кристаллического фундамента впадин. Тектонотипом этих бассейнов является Сиамский. Сюда относятся бассейны Вьетнамско-Саравакский и др. В основном здесь развиты два структурных комплекса: нижний докайнозойский, сложенный главным образом континентальными отложениями и прорванный интрузиями различного состава от основных до кислых и верхний кайнозойский, сложенный главным образом терригенными морскими образованиями.

В бассейнах бордерлендов по периферии зон сжатия и скупивания складчато-орогенных областей развиты специфические формации. В узких, но глубоких прогибах отлагались осадочные породы кайнозойского, преимущественно неогенового возраста, в формировании которых значительную роль играли отложения скоростных потоков на континентальных склонах. На калифорнийском бордерленде в зоне сопряжения североамериканской и тихоокеанской плит на фоне общего ступенчатого погружения расположены осадочные бассейны, ограниченные по площади, но с большими мощностями отложений. В условиях существования крупных тектонических ступеней и трогов (бассейн Вентура и др.) происходил интенсивный снос кластического материала потоками, проникавшими по крутым склонам до значительных глубин.

Процессы тектогенеза на активных окраинах затрагивают участки древних жестких платформенных блоков. Примером является Восточный Китай. В мезозое и кайнозое эта часть Китайской платформы претерпела две стадии структурного преобразования, в результате которых возникли осадочные бассейны. Китайские геологи связывают основные черты разломной тектоники этих стадий и возникновение осадочных бассейнов с растягивающимися усилиями и явлениями рифтинга. На протяжении мезозоя основные тектонические усилия охватили бассейн Сонеляю. Бассейн Бохайбей был центром в основном раннетретичной активности. Позже растяжение проявилось в Восточно-Китайском море, вследствие чего возникли неогеновые бассейны. Все бассейны вначале являлись приразломными депрессиями, а наиболее молодые являются таковыми и ныне. Разрезы здесь контролируют распределение, литологию и мощность третичных пород. Вулканические тела прорывают все третичные породы, и вулканогенный материал влияет на свойства пород основного олигоценового комплекса.

Тектоническая позиция и стадия развития определяют основные черты осадочных бассейнов. На пассивных окраинах развиты бассейны с большим объемом седиментационных осадков в основном мезозойского возраста. В бассейнах активных окраин, преимущественно в кайнозое, отмечаются высокие скорости седиментации.

ABSTRACT

Geologic-geophysical study of zones of jointing of continental structures with oceanic ones has helped to outline the connection of thick sedimentary basins with such zones. According to the structural features of zones of jointing of continental and oceanic crust they be subdivided into Atlantic, Columbian, Andian and Pacific types. The sedimentary basins located within their limits are made up mainly of terrigene-carbonaceous and tuffoterrigenous formations of Cretaceous-Cenozoic age up to 10 km thick. The basins of Atlantic type zone were formed under conditions of stretching and collapsing down. The Columbian type is characterised by considerable crustal collision and the system of grabens and horsts. The grabens are small individual sedimentary basins. The Andian type represents subsided flank of mountainous folded structure limited by deep-sea trench. Within the limits of the Pacific transitional zone sedi-

mentary basins correspond to troughs of marginal seas separated from the ocean by structures of island arcs and deep-sea trenches. The considerable thickness of marine deposits, rapid accumulation of sediments ($> 40\text{--}80$ m per million years), high geothermal gradients ($> 3,5^\circ\text{C}$ per 100 m), considerable horizontal spreading, favourable formation of paths for vertical migration of hydrocarbons and penetration of gas-liquid fluids are factors of transfer of thermomass.

УДК 551.242:559.98

В.Д. Наливкин, Т.А. Андиева, Ю.Н. Григоренко

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ МЕЖДУ КОНТИНЕНТОМ И ОКЕАНОМ

Изучение региональных особенностей строения переходных зон показывает, что в их пределах развиваются своеобразные тектонические элементы платформенного и геосинклинального ряда, которые не встречаются в неизменном виде во внутренних частях континентов и океанов [1]. Их совокупность образует глобальную краевую систему между континентом и океаном, строение которой отличается сочетанием переходных континентальных и океанических признаков, к числу которых относятся прежде всего наличие промежуточных типов земной коры (субконтинентального и субокеанического), глубоководная и мелководная седиментация и некоторые другие особенности.

В активных переходных зонах в состав краевой системы входят элементы известной триады: глубоководный океанический желоб, островная дуга, глубоководная морская впадина в тылу дуги. Многие исследователи рассматривают эти системы как современные геосинклинали [4,6]. Наиболее широко они развиты на западной периферии Тихого океана. В пассивных переходных зонах краевая система представлена геоструктурами двух типов: краевыми плитами и периокеаническими прогибами. Краевые плиты занимают область внешнего шельфа — континентального склона (т.е. собственно континентальную окраину), периокеанические прогибы приурочены к участкам океанического ложа в зоне континентального подножия. Относительно принадлежности тектонических элементов пассивных зон к категории платформенных или геосинклинальных структур существуют противоположные мнения: одни авторы рассматривают их как формирующиеся платформы [7], другие — как геосинклинальные структуры [6]. Данный вопрос, очевидно, еще долгое время будет являться предметом дискуссий. Однако нельзя согласиться с точкой зрения, это подводные континентальные окраины (т.е. области, занимаемые краевыми плитами) в тектоническом отношении являются просто погруженными частями материковых структур. Этому противоречат наблюдаемые здесь существенные изменения строения земной коры и принципиальная переработка структурного плана.

При образовании геоструктур краевых систем в пассивных переходных зонах преобладающую, а в активных весьма существенную роль играют процессы растяжения земной коры. В пределах краевых систем развиваются поэтому крупные седиментационные бассейны, в которых доля осадочного слоя составляет $40\text{--}50\%$, тогда как во внутренних частях океанов и континентов (за исключением отдельных глубоких впадин) она обычно не превышает 10% . Каждому из выделенных типов геоструктур краевой системы соответствуют осадочные бассейны, отличающиеся от бассейнов других типов составом и набором осадочных комплексов. Выделяемые активные и пассивные краевые системы и их тектонические элементы (а также осадочные бассейны) могут быть подразделены, в свою очередь, на подтипы.

Среди активных и пассивных краевых систем выделены три основных под-

типа. Особенности их строения определяются тектоническими движениями на стыке континентальной и океанической литосферы, характер которых зависит прежде всего от положения рифта срединно-океанического хребта. В соответствии с этим можно выделить краевые системы, расположенные относительно согласно с хребтом (параллельные), ортогонально к нему (трансформные) и находящиеся на продолжении срединно-океанического хребта (торцевые окраины по Р.М. Деменицкой и др. [2]).

Наиболее широко распространены параллельные краевые системы, развитие которых связано с опусканием океанической литосферы. При этом в пассивных переходных зонах в погружение втягивается и край континента, приобретающий ступенчатое строение в результате опусканий по сбросам. Для активных систем характерны погружение и поддвижение (субдукция) океанической плиты, сопровождающиеся ростом островной дуги и рифтогенезом в задуговой области, приводящим во многих случаях к образованию глубоководных морских впадин. Сбросовые смещения не только характерны для бортовых зон этих рифтогенных впадин, но и играют значительную роль среди разнообразных по кинематике многочисленных разрывов в пределах островодужных поднятий, способствуя возникновению на них грабенов.

Трансформные системы формируются при сдвиговых смещениях по трансформным разломам, сопровождающихся развитием сбросовых и взбросовых дислокаций. В наиболее редких торцевых краевых системах, находящихся в условиях раздвигания, преобладают сбросы в сочетании со сдвигами.

Примерами параллельных пассивных краевых систем являются системы на субмеридиональных отрезках Западно-Африканской переходной зоны, тогда как в субширотной ее части существует система трансформного подтипа; торцевой является область на замыкании Красноморского океанического рифта. Среди активных краевых систем периферии Тихого океана примером параллельного подтипа может служить Курило-Камчатская система, трансформного — система в области Новогейбридских — Соломоновых островов; торцевая система находится в Северо-Американской переходной зоне (на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия).

В переходных зонах пассивного типа, как отмечалось ранее, формируются седиментационные бассейны краевых плит и периокеанических прогибов (рис. 1). Краевые плиты, заложенные на начальном этапе развития пассивных краевых систем на разном основании — как на структурах древних платформ, так и на палеозойских складчатых сооружениях, имеют в целом сходное строение. Их структурный план непосредственно не связан с предшествующим. Основной его особенностью является наличие серии полуграбенов и грабенов, ориентированных в большинстве случаев вдоль простиранья окраины независимо от предшествующих структурных направлений. Однако при этом наблюдается наследование наиболее согласных с простираньем окраины разломов и депрессий, а также поперечных ослабленных зон, согласующихся с океаническими трансформными разломами.

В разрезе осадочных бассейнов краевых плит выделяются комплексы, связанные с развитием этих геоструктур, а также комплексы, образованные на предшествующих этапах. К последним относятся отложения платформенного чехла, орогенные образования. Они занимают незначительную долю в разрезе и сокращаются по мощности от шельфа к склону. Среди первых могут быть выделены три основных комплекса, образование которых соответствует трем главным стадиям развития пассивных переходных зон, выделяемым Б.В. Ермаковым [3]. Начальная, рифтовая, стадия сопровождается накоплением в прогибах — грабенах обломочных, иногда терригенно-карбонатных пород, эвапоритов, а также излияниями базальтовых лав. Осадконакопление происходит в континентальной озерно-лагунной, прибрежно-морской обстановке. На следующей стадии образуется трансгрессивный комплекс, который накапливается в шельфовых условиях

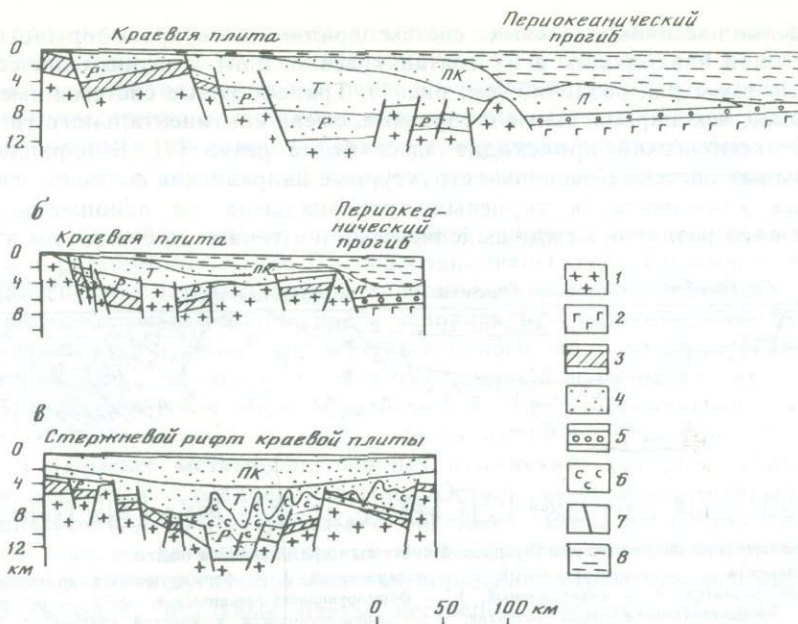


Рис. 1. Схематические разрезы пассивных краевых систем параллельного (а), трансформного (б) и торцевого (в) подтипов 1, 2 — фундамент: 1 — континентальный, 2 — океанический; 3—5 — осадочные комплексы: 3 — предшествующего этапа развития, 4 — формирующиеся в краевой системе, 5 — океанический; 6 — соль; 7 — разрывные нарушения; 8 — вода. Комплексы: Р — рифтовый, Е — трансгрессивный, ПК — проградирующий клин, П — периокеанического прогиба

и представлен терригенными или карбонатными отложениями, причем осадкообразование выходит за пределы грабенов и комплекс имеет в первом приближении форму толстой пластины. Верхний клиновидный комплекс, обычно называемый в литературе проградирваемым осадочным клином, отмечает переход от компенсированной к некомпенсированной и все более глубоководной седиментации. Он представлен полулитифицированными терригенными, терригенно-карбонатными или карбонатными осадками.

Седиментационные бассейны краевых плит первоначально отделялись от океанической части системы поднятиями фундамента, которые по мере опускания окраины потеряли роль барьеров, задерживающих поступление осадков в область периокеанических прогибов. Основной объем отложений, приуроченных к последним геоструктурам, накапливается на третьей стадии развития краевой системы. Отложения представлены глубоководными осадками.

В течение мезозойского и кайнозойского времени в большинстве краевых систем накопились отложения суммарной мощностью часто более 10 км. Мощность рифтового комплекса в разных районах составляет 2—6 км, трансгрессивного — 2—7, проградирваемого клина — 0,5—6, комплекса континентального подножия — 1—5, иногда 10 км. Объем осадочных отложений зависит от длительности развития системы (на более древних он обычно больше), а также от физико-географических факторов (климата, условий сноса).

Осадочные отложения в целом характеризуются незначительной степенью деформированности. На краевых плитах отмечаются смещения по сбросам, охватывающие рифтовый и трансгрессивный комплексы, а также наличие во многих регионах соляных куполов и диапиров, сминающих лежащие выше слои. В проградирующем клине и в отложениях подножия дислокации практически отсутствуют.

В строении пассивных краевых систем параллельного, трансформного и торцевого подтипов и входящих в их состав краевых плит и периокеанических прогибов существует ряд различий (см. рис. 1). Трансформные системы имеют меньшую ширину, чем параллельные и торцевые, смена континентального типа земной коры на океанический происходит здесь более резко [7]. В параллельных и трансформных системах основные структурные направления согласны с простираем края континента, в торцевых ортогональных по отношению к нему. Наиболее ярко различия между выделяемыми подтипами проявляются в строении

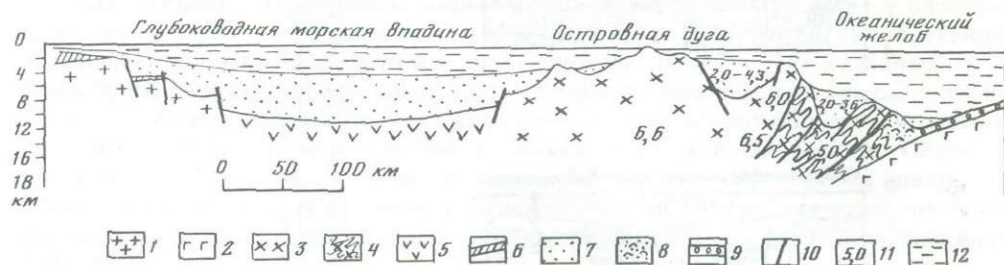


Рис. 2. Схематический разрез активной краевой системы параллельного подтипа

1—5 — фундамента: 1 — континентальный, 2 — океанический, 3 — формирующийся континентальный на островодужном поднятии, 4 — аккреционный, 5 — формирующийся океанический; 6—9 — осадочные комплексы: 6 — предшествующего этапа развития, 7 — формирующиеся в краевой системе, 8 — наименее деформированная часть аккреционного комплекса, 9 — океанический; 10 — разрывные нарушения; 11 — скорости волн, км/с; 12 — вода

краевых плит. В параллельных системах область краевой плиты имеет ступенчатое строение, развиты в основном полуграбены, типичные грабены встречаются редко. В трансформных системах наблюдаются и грабены и горсты, причем грабеновые структуры имеют меньшие размеры, чем на краевых плитах параллельного подтипа. На трансформных краевых плитах отсутствуют эвапориты, но лучше сохраняются отложения предшествующих комплексов. Основной особенностью торцевых краевых плит является наличие центральных, стержневых грабенов. Они обычно имеют симметричное строение и ступенчатые борта с осложняющими полуграбенами.

Параллельные и торцевые краевые плиты содержат более значительные по размерам и глубине осадочные бассейны, чем трансформные. В системах трансформного подтипа, как правило, меньшую мощность имеют и отложения в периокеанических прогибах. Однако в некоторых случаях к трансформным периокеаническим прогибам приурочены мощные конусы выноса крупных рек (например, Нигера).

Активные краевые системы периферии Тихого океана представлены в разных районах с разной степенью полноты: от системы с неполным набором составных элементов (восток Тихого океана) до систем с несколькими наборами желобов—дуг—впадин (запад Тихого океана). Наиболее крупные осадочные бассейны приурочены к западным краевым системам, которые относятся главным образом к параллельному подтипу и состоят из всех трех элементов (рис. 2).

Глубоководные морские впадины имеют длину 500—1000 км при ширине 150—300 км. Они были заложены на континентальной или океанической коре. В первом случае в их бортовых зонах и на подводных возвышенностях, представляющих собой отторгнутые при рифтогенезе блоки континентальной коры, частично сохранились, как и на краевых плитах, комплексы предшествующих этапов развития. На рифтогенную природу впадин указывают сбросовый, ступенчатый характер бортов, субокеанический тип коры в их центральных частях, повышенные значения теплового потока. Осадочное выполнение в целом изолировано от отложений на смежных структурах, исключение составляют самые

верхние горизонты, простирающиеся в ряде случаев в область шельфа. Мощность отложений от 1—2 до 4—6 км, иногда более. Они состоят из диатомовых илов, глин, аргиллитов, прослоев пепла, турбидитовых образований, накопившихся преимущественно в глубоководных условиях. Отложения залегают практически горизонтально, дислокации редки и приурочены главным образом к бортовым зонам. В ряде случаев наблюдается смятие слоев, обусловленное диапиризмом.

Осадочные бассейны на островных дугах представлены прогибами длиной 80—150 км и шириной 20—50 км. Прогибы заполнены терригенными, карбонатными, вулканогенно-осадочными породами мощностью 2—5 км и более; характерно компенсированное осадконакопление в условиях от глубоководных до шельфовых. В верхней части отложения залегают полого, вниз по разрезу появляются небольшие складки. На внешнем склоне островной дуги развит аккреционный комплекс, в значительной мере образованный деформированными осадочными породами [8]. Его нижняя часть (у основания склона) состоит из наиболее молодых и наименее метаморфизованных отложений, которые по физическим свойствам относятся к осадочной толще. Остальная часть комплекса образует низкоскоростной (5—6 км/с) фундамент внешнего склона дуги. Внутренняя часть фундамента состоит из магматических и метаморфических образований, на которых была заложена дуга, образованная породами островодужного магматизма.

Желоб выполнен осадками преимущественно турбидитовой природы мощностью до 1 км. Отложения залегают почти горизонтально, за исключением внутреннего склона, где наблюдаются небольшие пликативные дислокации [5], и переходят к слабдеформированную часть аккреционного комплекса. Аккреционные комплексы образуются лишь в параллельных краевых системах, а в двух других подтипах, где субдукция не происходит, подобные отложения отсутствуют. Так, в трансформной Командорской системе в нижней части внешнего склона островной дуги вместо аккреционного комплекса присутствует взброшенный и приреченный к дуге блок океанической коры [5]. Характерно, что в этой системе отсутствуют сейсмофокальная зона и островодужный вулканизм.

Заложение ныне существующих геоструктур краевых систем запада Тихого океана относится главным образом к концу палеогена — началу неогена, возраст осадочного выполнения является преимущественно неоген-четвертичным.

В осадочных бассейнах краевых систем выявлены месторождения нефти и газа. О перспективности этих бассейнов говорят большая мощность неметаморфизованных мезозойско-кайнозойских или кайнозойских отложений, а также повышенная плотность теплового потока во многих из бассейнов.

Наиболее перспективны бассейны краевых плит, в разрезе которых преобладают прибрежно-морские и дельтовые фации. Характер геотектонического режима определяется принадлежностью бассейна к тому или иному подтипу. В бассейнах параллельных систем высокий тепловой поток существует на рифтовой стадии и в начале трансгрессивной, с удалением краевой плиты от океанического рифта плотность теплового потока снижается до нормальной. Торцевые бассейны, находящиеся на продолжении океанического рифта, сохраняют повышенные значения, которые свойственны и трансформным системам.

Характерной чертой многих крупных осадочных бассейнов краевых систем (бассейнов краевых плит, глубоководных морских впадин) является слабое развитие антиклинальных ловушек нефти и газа. В бассейнах с мощными эвапоритовыми толщами над соляными диапирами и куполами обычно развивается много таких ловушек. Вместе с тем широко распространены тектонически экранированные (над приподнятыми частями разломных блоков), литологические, стратиграфические и комбинированные ловушки. Эта особенность объясняется наличием условий растяжения в течение всего развития осадочных бассейнов.

Выделение краевой системы между континентом и океаном и определение

типов осадочных бассейнов в ее составе способствуют более обоснованному нефтегеологическому районированию акваторий. Можно утверждать, что краевая система является той областью, в которой по направлению к океану возрастают отличия бассейнов осадконакопления от бассейнов, свойственных континентам.

ABSTRACT

Specific structures of platforms and geosynclines are developed in transitional zones. They do not occur in internal regions of continents and oceans. In total they form global marginal systems between continents and oceans. Marginal systems consist of marginal plates and preoceanic troughs on passive margins, deep-ocean trenches, island arcs and deepwater sea depressions on active margins. Predominance of conditions of crustal extension of the margins explains the important peculiarity of these systems — location of the large sedimentary basins. Sedimentary basin of the definite type is formed in each above mentioned tectonic element. They differ one from another by types and collections of sedimentary complexes. Active and passive marginal systems and their sedimentary basins can be classified according to their positions in relation to the mid-oceanic ridge, and they are subdivided into 3 subtypes: parallel, transform (orthogonal) and periclinal ("butt-ended"). These subtypes differ one from another by structural characteristics. Estimation of oil and gas resources on offshore areas must take into account the presence of marginal systems of different composition.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григоренко Ю.Н., Андиева Т.А., Трунов В.П. Типизация структур подводных континентальных окраин и внутренних морей // Методика и экономика морских геологоразведочных работ. Л.: Недра, 1980. С. 6—23.
2. Деменецкая Р.М., Иванов С.С., Литвинов Э.М. Естественные физические поля океана. Л.: Недра, 1981. 272 с.
3. Ермаков Б.В. Пассивные континентальные окраины // Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1980. Т. 9. С. 118.
4. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977. 175 с.
5. Селиверстов Н.И. Строение зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. N 2, С. 53—67.
6. Хаин В.Е. Геосинклинали и эпигеосинклинали орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. Ст. 1: История и определение понятия, зарождение и строение геосинклинальных поясов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. N 6. С. 11—26.
7. Юнов А.Ю. Эволюция пассивных континентальных окраин // Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. С. 212—237.
8. Dickinson W.R., Seely D.R. Structure and stratigraphy of forearc regions // AAPG Bull. 1979. Vol. 63, N 1. P. 2—31.

УДК 551.242

Ю.Г. Зорина, Р.Д. Родникова, О.К. Баженова

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

На современном этапе поисково-разведочных работ в бассейнах западной части Тихоокеанского подвижного пояса, где установлена региональная нефтегазоносность кайнозойских отложений и выявлены скопления нефти и газа в породах мезозоя и верхнего палеозоя, значительный интерес представляет изучение пространственного распространения потенциально нефтегазоносных толщ, их литологического состава и динамики формирования.

Рассмотрение закономерностей развития осадочных комплексов необходимо

для решения практических вопросов, связанных с оценкой нефтегазового потенциала стран Дальнего Востока, Юго-Восточной Азии и Океании. Одним из путей установления указанных закономерностей является построение на основе анализа фактического геолого-геофизического материала серии литолого-фациальных схем, отражающих седиментационный процесс на определенных этапах развития региона.

Для построения схем были выбраны восемь основных этапов осадконакопления, разделенных периодами интенсивных тектонических подвижек, сопровождаемых поднятиями, складчатостью, повышенной магматической деятельностью, регрессией водных бассейнов и частичной эрозией осадков: среднепермский—раннетриасовый, среднетриасовый—раннеюрский, среднеюрский—раннемеловой, позднемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоцен—среднемиоценовый, позднемиоцен—раннеплиоценовый, позднеплиоцен—плейстоценовый. Наиболее обоснованы достаточно представительным фактическим материалом поздние — начиная с олигоцена — этапы.

Распространение среднепермских—нижнетриасовых (P_2-T_1) образований в переходной зоне Юго-Восточной Азии, Северной и Восточной Австралии ограничено со стороны Тихого и Индийского океанов обширными участками земной коры, сформировавшейся в более позднее время — от юрского до олигоценового. На основании анализа литофациального состава указанных образований выделяются следующие типы разрезов: континентальный терригенный грубообломочный (платформенные впадины п-ова Корея, залив Карпентария); мелководный карбонатный (Индокитай, юго-западная часть Хонсю), терригенный песчано-глинистый (залив Бонапарт-Галф, Восточно-Китайское море), песчано-глинистый с прослоями известняков (Вьетнам, зал. Бакбо); глубоководный кремнисто-глинистый и мергелисто-глинистый с марганцевыми конкрециями (северная часть о-ва Палаван).

Для среднетриасового—раннеюрского (T_2-J_1) этапа по сравнению с предшествующим этапом характерны увеличение площади распространения континентальных и прибрежно-морских отложений в результате обмеления мелководных бассейнов на Индокитайском полуострове и на современном шельфе Северной Австралии; начало осадконакопления в южной части Южно-Китайского моря (Сиамский залив, о-в Палаван) и в районах Восточной Индонезии (острова Сулавеси, Сулу, Буру, Серам и др.); сокращение площади распространения карбонатных фаций; активизация вулканической деятельности. В островных частях переходной зоны развиты регионально-метаморфизованные породы среднего триаса—нижней юры.

Отличительными особенностями среднеюрского—раннемелового (J_2-K_1) этапа являются начало седиментации в Северо-Западной котловине Тихого океана, где известны неуплотненные осадки не древнее поздней юры, а в отдельных случаях известково-кремнистые породы (скв. 195, 196); общее воздымание Новозеландского—Новокаледонского блока (отсутствие осадконакопления); начало морской трансгрессии на севере и востоке Австралийского кратона; континентальное осадконакопление в пределах современной материковой суши; проявление спилито-кремнистых образований (Восточное Хоккайдо, Южный Калимантан, Филиппинские острова).

Породы средней юры — нижнего мела метаморфизованы на всех островных дугах, кроме внешней части Японской островной дуги и Соломоновых островов, у побережья Сихоте-Алиня и на п-ове Малакка.

В позднемеловой (K_2) этап проявляются резкие контрасты между внутренней и внешней частями северных районов переходной зоны. Внутренняя область, включающая частично Японское, Желтое, большую часть Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей, была приподнята и являлась краем Азиатского континента, в то время как во внешней зоне в различных условиях формировались

верхнемеловые отложения, залегающие с перерывом и несогласием на породах нижнего мела [11].

Наряду с общим воздыманием окраины Австралийского континента, по-видимому, началось глубоководное осадконакопление в котловине Тасманова моря, где в основании осадочного разреза залегают базальты позднемелового возраста. Характерным для этого этапа является сокращение площади развития морских кремнисто-глинистых и спилито-кремнистых (Калимантан) образований, офиолитов.

В позднем мелу в Австралийском сегменте началось карбонатное осадконакопление. Присутствие в отложениях ряда районов (близ Австралии, Онтонг-Джава) значительной примеси пеплового материала и кремнистых образований свидетельствует о существовании в тот период многочисленных очагов подводного вулканизма [4]. Часть верхнемеловых отложений (восточная зона Филиппин) метаморфизована.

Палеоцен—эоценовый (P_1 — P_2) этап во многом сходен с позднемеловым. Сохраняется резкий контраст между внутренней и внешней частями переходной зоны. Над уровнем моря остаются современный шельф Японского, значительная часть шельфа Восточно-Китайского, Южно-Китайского, Андаманского и Яванского морей. Поднялись над уровнем моря Кюсю-Окинавская зона, а также узкая зона субширотного простираения в центральной части Новой Гвинеи. Вероятные области отсутствия отложений (участки с более молодой корой) в настоящее время сохранялись во внутренней части переходной зоны в морях Южно-Китайском, Банда, Флорес, а во внешней — в современных котловинах Филиппинского (Сикоку, Паресе-Вела), Новогвинейского, Соломонова морей, впадинах Вудларк, Южно-Фиджийской, Северо-Фиджийской и Лау. Раннепалеогеновый этап был также началом глубоководной седиментации в котловине Кораллового моря и, возможно, в Северо- и Южно-Новогвинеидской и Новозеландской котловинах.

В то время значительные пространства занимали моря с карбонатным и терригенно-карбонатным осадконакоплением (Филиппинская, Зондская, Северо-Австралийская области, поднятие Лорд-Хау). Осадконакопление контролируется разломами, обусловившими специфический режим развития геотектонических блоков. Активно развиваются рифты глубоководных котловин. Сокращаются площади распространения вулканогенно-осадочных образований на севере региона. Напротив, на юге региона в результате основного и андезитового вулканизма расширились площади их распространения во внешней части переходной зоны. На востоке Новой Гвинеи, в Новой Британии, Новой Ирландии, на Соломоновых островах и Фиджи широко развиты спилито-кератофировые образования.

Продолжалась миграция вулканической деятельности в переходной зоне от Австралийского континента в восточном и юго-восточном направлении.

Отличительными особенностями олигоцен-среднемиоценового (P_3 — N_1^1) этапа явилась повсеместная в пределах переходной зоны активизация тектонических процессов, сопровождаемая блоковыми горизонтальными и вертикальными перемещениями, и обширная трансгрессия, которая постепенно охватывала все большие территории. В начале раннего неогена морская трансгрессия распространилась в районы современного Японского моря, на большей части которого (кроме районов, сопряженных с о-вом Кюсю) олигоценовые отложения отсутствуют. Расширились площади осадконакопления в Японском море, Сиамском заливе, на Суматре, Филиппинском архипелаге, севере Австралии, в Новой Зеландии и других районах [14].

Мелководные и наземные условия осадконакопления преобладали в приконтинентальной зоне. Исключительно терригенные породы развивались в северной части переходной зоны (Японское, Желтое и Восточно-Китайское моря), а также на севере Австралийского материка (залив Карпентария), на восточном побережье Южного острова Новой Зеландии, на плато Челленджер. Карбонатно-терригенные

породы распространены в Зондской и Северо-Австралийской областях, в пределах блоков Лорд-Хау и Новой Зеландии [10]. Характерно также широкое развитие вулканизма, который особенно интенсивно проявился с внутренней стороны Японской островной дуги ("зеленые туфы") и в пределах Зондской островной дуги, на востоке Новой Гвинеи, архипелага Бисмарка, на Соломоновых островах, Новых Гебридах, островах Лоялти, Фиджи, хребтах Лау и Тонга-Кермадек. На этом этапе в результате процессов растяжения начинается раскрытие котловин морей Южно-Китайского, Банда, котловин Сикоку, Паресе-Вела и Южно-Фиджийской, где в скважинах глубоководного бурения выявлены олигоценые базальты, которые перекрываются глинистыми образованиями нижнего—среднего миоцена [17, 18]. Базальты широко развиты и в пределах Японского моря, в том числе в глубоководной котловине, что, по-видимому, свидетельствует о продолжающихся процессах растяжения [16]. В северной части переходной зоны Австралийский континент — океан развиты офиолиты.

На позднемиоцен-раннеплиоценовом ($N_1^3-N_2^1$) этапе распространение осадков в материковых областях, сопредельных с переходными зонами, было ограничено, в то время как все глубоководные котловины окраинных морей и обрамляющих районов Тихого и Индийского океанов, а также шельфовые моря были охвачены погружением [1, 2, 12]. В северной части региона основное место занимают терригенные отложения, а в переходной зоне от Австралии к Тихому океану преобладают карбонатные, в основном биогенные и карбонатно-терригенные осадки. Большую роль в разрезе играют вулканиты [7]. Резкая фациальная изменчивость верхнемиоценовых—нижнеплиоценовых отложений, ограничение локальных участков осадконакопления разломами свидетельствуют об активном дроблении территории на отдельные блоки.

Наиболее обширные области отсутствия осадков установлены по данным сейсмических исследований в западной части Южно-Китайского моря и пролива Карамат, соединяющего последнее с Японским морем, в Новогвинейском море, котловине Вудларк, на плато Фиджи и, вероятно, в Соломоновом море [13, 15, 19].

В области осадконакопления мощности верхнемиоцен-нижнеплиоценовых отложений варьируют от десятков метров до 1,5—2, реже до 4 км.

Терригенные наземные отложения развиты спорадически в небольших замкнутых впадинах и рифтогенных трогах районов вторжения моря на Азиатский и Австралийский континенты, а также в островные дуги.

Вулканические породы континентального генезиса установлены на Западном Хоккайдо, Центральном Хонсю и Яве. Широкое развитие в позднем миоцене—раннем плиоцене получили дельтовые образования (дельты рек Хуанхэ, Янцзы, Красной, Махакам и др.). Наряду с песчано-глинистыми отложениями в этих районах присутствуют угли, лигниты и редкие прослои известняков во фронтальных частях дельт [6].

Области развития мелководных песчано-глинистых осадков занимали большие пространства на юге Японского моря, в центральных частях Желтого и Восточно-Китайского морей, на севере и востоке шельфа Южно-Китайского моря, на востоке Андаманского и Яванского морей [20—22]. Сравнительно узкой полосой они прослеживаются с тихоокеанской стороны островных дуг Японской и Рюкю, а также ограничено распространены на о-ве Суматра, в Сиамском заливе, южной части залива Бонапарт-Галф, в заливе Карпентария, в районе дуги Банда, на востоке Новой Гвинеи, вдоль западного и восточного побережий Новой Зеландии и на склоне трога Баунти. При приближении к источникам сноса мелководные песчано-глинистые осадки латерально переходят в прибрежно-морские грубо-обломочные с прослоями конгломератов.

Вдоль северной части Японского моря, Восточного Хоккайдо, о-ва Тайвань, на западе о-ва Калимантан, в северной части Новой Гвинеи, на Соломоновых островах и Новых Гебридах образовались турбидиты [9].

Карбонатные шельфовые породы, главным образом известняки, в том числе рифогенные, в пределах переходной зоны от Азиатского континента к океану развиты ограниченно; однако близ Австралии и вокруг вулканических островов Океании они представлены широко.

Мелководно-морские терригенно-карбонатные образования распространены главным образом во впадинах Филиппинского региона, восточных частей Индонезии и Австралии [5, 6, 8, 9, 12—14]. Морские песчано-глинистые отложения умеренных глубин протягиваются узкой полосой вдоль внешнего края Соломоновой островной дуги и Новой Гвинеи [15]. Глинистые отложения приурочены к современным глубоководным котловинам окраинных и внутренних морей. В районе глубоководных желобов развиты глинистые и кремнисто-глинистые отложения, содержащие в районе Океании значительную примесь вулканогенного материала.

Отличительными особенностями позднеплиоцен-плейстоценового ($N_3—Q_1$) этапа являются ограниченное развитие в материковой части региона преимущественно наземных образований, увеличение площади их распространения по сравнению с предыдущим этапом; резко дифференцированное по амплитуде поднятие одних участков (преимущественно в пределах основной суши) и опускание других, что находит отражение в широком диапазоне изменения мощностей осадков; максимальное увеличение площадей осадконакопления в пределах современных акваторий, и в том числе наиболее широкое развитие здесь морских условий седиментации; увеличение площадей распространения рифогенных известняков и карбонатно-терригенных образований; активизация андезитового и базальтового вулканизма; резкая литолого-фациальная изменчивость отложений (см. рисунок, см. вкл.).

Анализируя в целом осадконакопление в западной части Тихоокеанского подвижного пояса в палеозойско-кайнозойский период, можно выделить следующие основные структурно-тектонические области его проявления: 1) платформенные континентальные окраины и шельфы с развитием континентальных, дельтовых, прибрежно-морских (паралических, литоральных), терригенных и в меньшей мере карбонатных образований; 2) подвижные пояса (эв- и миогеосинклиналей) переходной зоны, включающие комплексы континентальных и островных склонов, подножий, окраинных морей; 3) океаны, в которых накапливались вулканогенно-осадочные, кремнистые и терригенно-карбонатные образования батинального генезиса.

Особое место занимают островные дуги, длительно существующие в переходной зоне, и пересекающие океанические структуры молодые вулканические дуги. В них формировались вулканы и вулканогенно-осадочные образования, рифогенные известняки, а также рифты, осложняющие все указанные выше области, которые характеризуются значительным увеличением мощности отложений в центральных частях в течение длительного периода своего развития.

Пространственное положение областей осадконакопления и их развитие в геологическое время определялись геодинамическими особенностями переходной зоны, существовавшей на границе континент (Азиатский, Австралийский) — океан (Тихий) по крайней мере с палеозоя.

Развитие региональных элементов этой зоны, вероятно, было связано с глубинными процессами, в том числе состоянием напряженности астеносферной линзы и зоны Заварицкого—Беньофа, положение которой менялось.

Исходя из изложенного выше, представляется возможным уточнить нефтегеологическое районирование региона и провести обобщение, непосредственно касающееся строения выделяемых здесь нефтегазоносных (НГБ) и возможно нефтегазоносных (ВНГБ) бассейнов.

Всего в рассматриваемом регионе от Японии до Новой Зеландии в пределах развития осадочной толщи выделено 58 бассейнов, приуроченных к блокам

континентальной, субконтинентальной и субокеанической коры различного строения и мощности. Общая площадь их 11,5 млн. км², в том числе на сушу приходится 1,4, на шельфы — 3,8 млн. км², на континентальный и островные склоны — 3,3 и на глубоководные котловины — 3 млн. км².

По геотектоническому положению, определяющему главные особенности строения осадочного разреза, термодинамические условия, а следовательно, направленность и масштабы процессов генерации, аккумуляции и сохранности углеводородов, выделяют следующие группы: 1) бассейны синеклиз древних платформ, заполненные главным образом породами мезозоя и палеозоя, — НГБ Желтого моря, ВНГБ Корат, Карпентария; 2) бассейны внутрискладчатых прогибов: складчатых сооружений палеозойского и мезозойского возраста, обрамляющих древние ядра консолидации, — НГБ Сиамский, Меконгский, Гипсленд, Ханойский, ВНГБ Лора, Мэриборо, Сидней, Бассов; складчатых сооружений зрелых островных дуг — НГБ Уэцу, Восточно-Калимантанский, Вогелкоп, ВНГБ — Западно-Прибрежный; 3) бассейны тыловых прогибов: пограничных с областями докембрийской и палеозойской складчатостей — НГБ Тайваньский, Папуа-Новая Гвинея, Таранаки, Арафурский, ВНГБ Цусимский, Новокаледонский; пограничных с областями мезозойской и частично позднепалеозойской складчатостей — НГБ Исикари-Сахалинский, Западно-Палаванский, Саравакский, Суматринский, Северо-Яванский; 4) бассейны прогибов и впадин современных геосинклиналей: фронтальных прогибов, приуроченные к кайнозойской осадочной линзе, выклинивающейся в районе глубоководного желоба, — НГБ Куширо-Курильский, Абукума, Какегава-Окинавский, Сарамский, Ирианский, ВНГБ Восточного Хальмахера, Северо-Новогвинейский, Новозеландский, Новоириландский, Соломонов, Новогвинеидский, Тонга и др.; междуговых или внутриуговых прогибов — НГБ Бони, Кагаян, Центральнорусонский, Агусан-Давао, ВНГБ Горонтало, Северный Банда, Тробриан, Новогвинейский, Фиджи.

Начальные потенциальные геологические ресурсы углеводородов рассматриваемого региона составляет свыше 100 млрд. т в нефтяном эквиваленте, из них 30% приходится на сушу и 70% на акватории [3]. Наибольшей плотностью ресурсов характеризуются кайнозойские литолого-фациальные комплексы, в том числе развитые в бассейнах краевых и в меньшей мере внутрискладчатых прогибов. В этих же бассейнах сосредоточена основная масса открытых месторождений нефти и газа. Однако, исходя из плотности ресурсов, кайнозойские образования и в будущем явятся основными объектами нефтегазопромысловых работ в регионе.

ABSTRACT

The study is devoted to the development of sedimentary complexes in the Western Pacific mobile belt with regard for the estimated oil and gas potential. The eight lithofacial schemes illustrating the main stages of sedimentation separated by periods of intense tectonic movements, accompanied by uplifts, folding, a higher magmatic activity, regression of water basins and partly by erosion of sediments are analysed: Middle Permian — Early Triassic, Middle Triassic — Early Jurassic, Middle Jurassic — Early Cretaceous, Late Cretaceous, Paleocene — Eocene, Oligocene — Middle Miocene, Late Miocene — Early Pliocene, Late Pliocene - Pleistocene. It is concluded that Cenozoic lithofacial complexes, including those developed in the basins of marginal and to a lesser extent intrafolded troughs, are characterised by the greatest density of hydrocarbon resources.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П. Геологическая карта Японского моря// Природа. 1979. № 8, С. 74—81.
2. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1:10000000/ Под ред. Л.И. Красного. М., 1970.

3. Ресурсы нефти и газа капиталистических и развивающихся стран/Н.А. Калинин, Ю.Я. Кузнецов, М.С. Моделевский и др. Л.: Недра, 1977. Т. 2. 264 с.
4. Трелфолл У., Браун Б., Гриффит Б. Южный прибрежный район, бассейн Гипсленд//Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т. 2. С. 240—274.
5. A brief note on the Pretertiary series in Indonesia as petroleum exploration objective//CCOP. 1982. Vol. 19. 9 p.
6. Allen G.P., Laurier D., Thovenin J. Etude sedimentologique du delta de la Mahakam//Notes et mém. Co. franç. pétrol. 1979. N 15. 159 p.
7. Audley-Charles M.G., Carter D.J., Norvick M.S. et al. Reinterpretation of the geology of Ceram implications for Banda Areas and Northern Australia//J. Geol. Soc. 1979. N 136. P. 547—568.
8. Beaudry D., Moore G. Seismic-stratigraphic framework of the forearc basin off central Sumatra, Sunda Arc//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 54, N 1. P. 17—28.
9. Carney J.N., MacFarlane A. A sedimentary basin in the central New Hebrides Arc//Techn. Bull. CCOP//SOPAC. 1980. N 3. P. 109—120.
10. Carter R.M., Landis C.A. Appendix: Oligocene unconformities in the South Island//J. Roy. Soc. N.Z. 1982. Vol. 12, N 1. P. 42—46.
11. Fontaine H., Maiguy M. Pretertiary hydrocarbon potential of South China Sea//CCOP. 1980. Vol. 17. 28 p.
12. Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region//Geol. Surv. Profess. Pap. 1979. N 1078. 345 p.
13. Ho C.S. Geologic and tectonic framework of Taiwan//Mem. Geol. Soc. China. 1979. N 3. P. 57—72.
14. Hydrocarbon plays in Tertiary S.E. Asia basins//Oil and Gas J. 1980. Vol. 78, N 29. P. 90—92, 95—96.
15. Katz H.R. Basin development in the Solomon Islands and their petroleum potential//Techn. Bull. CCOP/SOPAC. 1980. N 3. P. 59—75.
16. Komatsu N. Offshore sedimentary basin, north-eastern part of Honshu, Japan//J. Jap. Assoc. Petrol. Techn. 1979. Vol. 44, N 5. P. 268—271.
17. Larue B.M., Collot J.Y., Malahoff A. A sedimentary structure southwest of the Viti Levu, Fiji: the Baravi basin//Techn. Bull. CCOP/SOPAC. 1980. N 3. P. 77—83.
18. Mrozowski C.L., Lewis S.D., Hayes D. Complexities in the tectonic evolution of the west Philippine Basin//Tectonophysics. 1982. Vol. 82. P. 1—24.
19. Nash D.F. The geological development of the North Okinawa trough area from Neogene times to Recent//J. Jap. Assoc. Petrol. Techn. 1979. Vol. 44, N 5. P. 341—351.
20. Saldívar-Sali A., Oesterle H.C., Brownlee D.N. Geology of offshore northwest Palawan, Philippines. 1//Oil and Gas J. 1981. Vol. 79, N 48. P. 119—128.
21. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. N.Y.: UN, 1978. Vol. 5. P. 11—55. (Miner. Res. Develop. Ser.; N 44).
22. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. N.Y.: UN, 1980. Vol. 7. P. 1—108. (Miner. Res. Develop. Ser.; N 46).

УДК 551.242

Г.С. Гнибиденко

СВЯЗЬ ТАФРОГЕНЕЗА С ФОРМИРОВАНИЕМ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ ОХОТСКОЙ ПЛИТЫ

Акватория Охотского моря интенсивно изучается, и полученные к настоящему времени материалы геолого-геофизических исследований обобщены в ряде работ [4, 6, 11, 14, 16]. Целью этой статьи является анализ имеющихся данных о роли тафрогенеза в формировании системы структурно-седиментационных бассейнов Охотской плиты.

Охотская плита (рис. 1, см. вкл.) занимает северную и центральную части Охотского моря. Ее естественными границами служат на западе Сахалинская складчатая система, на севере охотская часть Чукотско-Катазиатского вулкано-генного пояса, а на востоке Камчатская складчатая система. В пределах плиты эти складчатые системы входят в состав ее фундамента. На юге плита ограничена Южно-Охотской глубоководной впадиной [15].

Фундамент Охотской плиты сложен деформированными геосинклинальными комплексами, охватывающими стратиграфический диапазон от мела до докембрия включительно. Слабодеформированный чехол нивелирует кровлю фундамента, образуя систему структурно-седиментационных бассейнов, сложенных терригенным осадочным комплексом палеогена—неогена.

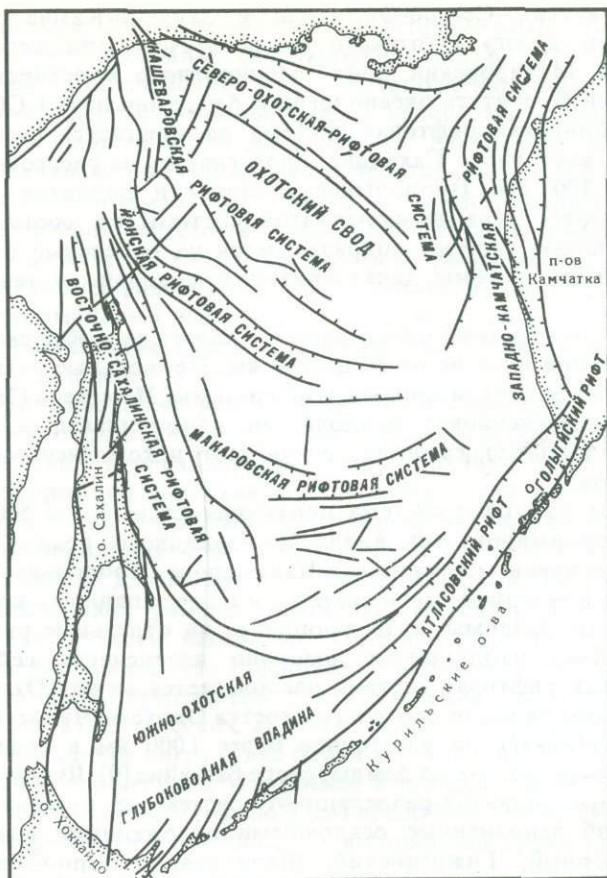


Рис. 3. Границы рифтовых систем и основные разломы Охотской плиты

Система структурно-седиментационных бассейнов Охотской плиты сформировалась по рифтовым зонам фундамента [5] в результате кайнозойского тафрогенеза, охватившего обширные регионы зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту.

Имеет смысл уточнить значение терминов "рифт" и "тафрогенез". Рифт — это структурный элемент континентальной земной коры в виде относительно вытянутого блока фундамента, находящегося на более низком гипсометрическом уровне по сравнению с прилегающими блоками и опустившегося по нормальным сбросам или же в результате утонения коры вследствие ее растяжения и формирования впадины по нормальным сбросам и листрическим разломам. Грабен — синоним рифта, но это структурный элемент значительно меньших размеров. Рифты, образующие группу из двух и более структурных элементов, будем называть рифтовыми системами.

Под тафрогенезом подразумевается процесс формирования рифтовых (грабеновых) систем, обусловленный нормальным сбросообразованием (и сбросами нарастания) и связанный с растяжением или утонением континентальной коры на квазиплатформенной стадии ее развития. Развитая система седиментационных бассейнов в пределах Охотской плиты сформировалась в результате заполнения терригенными осадками фундамента рифтовой системы (рис. 2, см. вкл. и рис. 3). В фундаменте Охотской плиты на современной стадии ее изученности можно выделить следующие основные рифтовые системы: Восточно-Сахалинскую, Юн-

скую, Кашеваровскую, Северо-Охотскую и Западно-Камчатскую. Структура рифтовой области к югу Охотского свода изучена еще недостаточно, здесь лишь намечается Макаровский рифт субширотного простираения (см. рис. 3) между поднятиями Института океанологии и Академии наук СССР.

Восточно-Сахалинская рифтовая система располагается главным образом в пределах шельфа восточного Сахалина, протягиваясь на расстояние около 700 км при ширине до 100 км. Продольные разломы и поднятия докайнозойского фундамента являются ограничениями этой системы на востоке и западе. По поперечным разломам система подразделяется на отдельные бассейны. Северо-западная часть этой системы характеризуется довольно интенсивной сейсмичностью [10].

Йонская рифтовая система простирается западнее вала Кашеварова на расстояние около 700 км при ширине от 40 до 100 км. Продольные разломы и поднятия фундамента являются ограничениями этой системы. На севере (Западно-Охотский бассейн) рифт компенсирован осадочными отложениями, а на юго-востоке рифтовая система занимает северо-восточную часть некомпенсированного осадками бассейна Дерюгина.

Кашеваровская рифтовая система протяженностью более 500 км и шириной около 100 км сформировалась вдоль юго-западного края Охотского свода. Ее западным ограничением служит вал Кашеварова. Продольные разломы отчетливо выделяются в северной части системы и по ее западному краю. Намечаются также и поперечные разломы, разделяющие ее на отдельные рифты. В северной части этой системы наблюдается довольно интенсивная сейсмичность [10].

Северо-Охотская рифтовая система располагается между Охотским сводом и сводовым поднятием на месте охотского отрезка Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, протягиваясь на расстояние более 1000 км в пределах Охотского моря и далее на северо-восток до Анадырского бассейна [9]. Ширина зоны достигает 200 км. Поперечные поднятия разделяют эту систему на отдельные рифты, представляющие собой заполненные осадочными отложениями впадины (бассейны Лисянского, Северный, Гижигинский, Шелихова). Северо-Охотская, Западно-Камчатская рифтовые системы и полурифт ТИНРО образуют область тройного сочленения (около 57° с.ш., 153° в.д.), в пределах которой мощность осадочного материала достигает 9 км. Продольные разломы и поднятия являются естественными ограничениями этой рифтовой системы, и почти на всем ее протяжении наблюдается повышенная сейсмичность [10].

Западно-Камчатская рифтовая система протяженностью более 400 км и шириной до 100 км располагается главным образом в пределах западного шельфа Камчатки. Разломы вдоль Прикамчатского вала являются ее западной, а разломы вдоль выходов мелового и более древнего складчатого комплексов Тигиль-Малкинского антиклинория — восточной границами.

Структурная связь Голыгинского сейсмически активного рифта [16] с грабенами южного склона поднятия Академии наук СССР остается недостаточно ясной. Однако, не исключено, что они вместе составляют единую систему грабенов по южной периферии этого поднятия, сочленяющуюся на западе с Восточно-Сахалинской рифтовой системой (см. рис. 3).

Модель структурного развития, места и роли тафрогенеза в тектонической эволюции Охотской плиты, основанная на данных работ [4—6, 11, 14, 16], может быть представлена последовательностью геологических событий:

Доверхнемеловой этап — на месте Охотской плиты существовала обширная геосинклинальная система, отдельные элементы которой находились на разных стадиях развития. Массив ранней консолидации на месте Охотского свода, очевидно со среднего протерозоя, был областью эрозии в этой геосинклинальной системе. Орогенез в конце мезозоя привел к вырождению геосинклинального режима во всем регионе Охотской плиты, и в конце позднего мела—раннем

палеогене земная кора здесь перешла в квазиplateформенный режим с характерным для него тафрогенезом и началом формирования платформенного чехла.

Верхнемеловой—кайнозойский этап — становление тафрогенного режима в пределах Охотской плиты, — по-видимому, начинается в позднемеловое время. Позднемеловые и кайнозойские движения по глубинным разломам главным образом северо-западного и субширотного простирания, большинство из которых представляют собой нормальные сбросы и сбросы нарастания, обусловили формирование рифтовой системы в фундаменте плиты. Формирующиеся рифты и грабены заполняются терригенным материалом, по-видимому, с позднего палеогена. Данные сейсмопрофилирования дают основание сделать вывод о том, что разрывными деформациями нарушаются и четвертичные отложения, а процесс тектонического разрастания плиты в северной части акватории Охотского моря продолжается и в голоцене [1].

Поскольку формирование рифтовой системы Охотской плиты обусловлено нормальным сбросообразованием, то, очевидно, существуют горизонтальные растягивающие напряжения, перпендикулярные простираниям разломов, ограничивающим рифты. Деформации растяжения внутри Охотской плиты при этом имеют различные направления, главными из которых являются северо-восточные — юго-западные субмеридиональные тренды, что отчасти подтверждено анализом фокальных механизмов для неглубоких землетрясений в Охотоморском регионе.

Обширные шельфовые районы окраинных морей Дальнего Востока можно рассматривать как аналоги пассивных континентальных окраин [7]. В таком случае можно предположить, что тафрогенез в их пределах обусловлен процессом, модель которого была предложена для объяснения формирования седиментационных бассейнов атлантических континентальных окраин [17]. В соответствии с этой моделью начальное погружение блока земной коры под бассейном обусловлено растяжением, а дальнейшее углубление и расширение бассейна после накопления определенной мощности (около 3 км) осадочной толщи связано с переходом метастабильного базальта в стабильную ассоциацию гранатовых гранулитов и эклогитов.

Различия в термодинамических условиях на одинаковых глубинах в земной коре и верхней мантии Охотской плиты [13], аномалии теплового потока [8, 12] и значительная изостатическая неуровновешенность в ее пределах [2, 3] свидетельствуют об активно протекающих тектонических тафрогенных процессах в коре и мантии этого региона. Поскольку гляциоэвстатические трансгрессии океана, достигающие более 200 м, представляются маловероятными, то погружения фундамента платформы ниже уровня моря на 200 м необходимо связывать с тектоническими причинами, т.е. посторогенным тафрогенезом Охотской плиты.

Кайнозойский тафрогенез северной и центральной частей земной коры Охотоморского региона характерен для квазиplateформенной стадии его развития. Это привело к общему погружению фундамента и его делению на рифтовые системы, заполнение которых терригенным осадочным материалом обусловило формирование седиментационных бассейнов Охотской плиты.

А Б С Т Р А К Т

The central and north parts of the Okhotsk Sea is the epimesozoic plate. Basement of the plate is composed by deformed geosynclinal complexes of Cretaceous and pre-Cambrian time. Cover of the plate is represented by the Paleogene-Neogene terrigenous sedimentary rocks. Cover fills the system of the sedimentary and structural basins formed by postorogenic (Cenozoic) thaphrogenesis. Thaphrogenesis developes rift systems on the basement of the Okhotsk plate.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника дна северной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, N 4. С. 903—905.
2. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана / А.Г. Гайнанов, Ю.А. Павлов, П.А. Строев и др. Новосибирск: Наука, 1974. 108 с.
3. Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А. Изостазия и структура коры Охотского региона // Геофиз. бюл. МГК при Президиуме АН СССР. 1971. N 2. С. 37—43.
4. Геологическое строение Охотоморского региона / Под ред. О.С. Корнева. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 113 с.
5. Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря. — Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, N 1. С. 163—165.
6. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
7. Гнибиденко Г.С. Сравнительный анализ тектоники дна окраинных морей Дальнего Востока // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 30—37.
8. Красный М.Л., Сычев П.М. Карта аномального теплового потока северо-запада Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1984. N 1. С. 3—7.
9. Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика. 1980. N 2. С. 11—18.
10. Сейсмическое районирование территории СССР / Под ред. В.И. Бунз, Г.П. Горшкова. М.: Недра, 1980. 308 с.
11. Строение дна Охотского моря / Под ред. В.В. Белоусова, Г.Б. Удинцева. М.: Наука, 1981. 176 с.
12. Сычев П.М., Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.В. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. N 6. С. 43—55.
13. Тихомиров В.М. Термодинамические условия в земной коре и верхней мантии Охотского моря, Курильских островов и Прикурильской части Тихого океана // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1970. Вып. 25. С. 23—33.
14. Gribidenko H.S., Khvedchuk I.I. The tectonics of the Okhotsk Sea // Mar. Geol. 1982. Vol. 50. P. 155—198.
15. Gribidenko H.S., Svarichevsky A.S. The tectonics of the South-Okhotsk deep-sea basin // Tectonophysics. 1984. Vol. 102. P. 225—244.
16. Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk // Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region. Geodynamics Ser. Wash., 1984. P. 189—221.
17. Spohn T., Neugebauer H.J. Metastable phase transition models and their bearing on the development of Atlantictype geosynclines // Tectonophysics. 1978. Vol. 50, N 2/3. P. 387—412.

УДК 551.242.

М.Х.П. Ботт

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АНГЛИИ

На расположенную в Великобритании область регионального опускания каменноугольного осадконакопления наложена серия грабенподобных осадочных бассейнов. Эти бассейны сравнительно узки и контролируются разломами, образовавшимися при растяжении пород фундамента. Процесс формирования грабенов начался с долины Мидленд в Шотландии в девоне и раннем карбоне и распространялся в южном направлении. В Северной Англии этот процесс развивался в раннем карбоне, в северной части Мидленда — в намюре, а в южной части Мидленда и Уэльсе — в вестфальское время.

В отличие от большинства современных грабенов, приуроченных обычно к континентальным поднятиям, бассейнам каменноугольного времени в Великобритании сформированы осадками, отложившимися вблизи уровня моря. Эти грабены не имеют явной связи с большими трансформными разломами подобно современным раздвиговым бассейнам, хотя они и могут быть в некоторой степени связаны со сдвиговыми деформациями. Они представляют собой тип структур прогибания, обусловленный растяжением коры, чего практически не наблюдается в настоящее время. Эти структуры должны быть каким-то образом связаны с региональным опусканием территории. В статье дано описание основных

особенностей этих бассейнов и подстилающих их структур в Северной Англии и выдвигается гипотеза их образования.

Погружение бассейнов в северной части Англии в каменноугольный период. Осадочные слои каменноугольного периода на территории Великобритании отлагались в прибрежных районах на широком шельфе в северной части наступающего краевого герцинского моря [8]. Этот шельф простирался к северу до Хайлендского разлома. Вся область шельфа претерпела погружение по обе стороны от двух стабильных хребтов, образованных нагорьями Южно-Шотландской возвышенности (между долиной Мидленд и северной частью Англии) и Земли Св. Джорджа (между областью Мидленд и южной частью Англии).

Признаки раннекаменноугольного погружения хорошо прослеживаются в Северной Англии, особенно в Северных Пенниннах. Этот район испытывал сильные неравномерные погружения, сопровождавшиеся формированием серии поднятий и прогибов, ориентированных с запада на восток и пересекавших Северные Пеннины. Как грабены, так и разделяющие их блоки испытывали региональные прогибания, но образование грабенов началось раньше, прогибание шло более интенсивно, чем прогибание разделяющих их относительно пористых блоков. Погружение в Северной Англии прекратилось в намюре. В намюрское и вестфальское время как грабены, так и разделяющие их блоки испытывали одинаковое погружение. Далее к югу, в Центральных Пенниннах, интенсивное неравномерное погружение продолжалось и в намюре.

Структура нижнекаменноугольных блоков и трогов в северной части Англии была выяснена при геологическом картировании [12, 14]. Установлено, что трогои и блоки разделены относительно узкими шарнирными зонами, вдоль которых происходило основное дифференцированное погружение в связи с дроблением каледонского фундамента разломами (девонские породы в северной части Англии отсутствуют или очень маломощны).

Была образована посткаменноугольная система разломов в северной части Пеннинских гор, простирающаяся в восточном направлении к Северному морю.

Геофизические исследования в дальнейшем уточнили структуру блоков и трогов северной части Англии. Гравиметрические съемки [1,2] установили значительные колебания мощности каменноугольных слоев, так как их разница по плотности с породами фундамента составляет $0,15 \text{ г/см}^3$, за исключением тех случаев, где картина искажается большими отрицательными аномалиями, связанными с гранитами. Можно использовать гравиметрические данные для расшифровки погребенных осевых линий между блоками и трогом и показать в их пределах изменение мощности каменноугольных пород. Другие геофизические данные о глубине залегания фундамента под каменноугольными горными породами были получены при сейсмических исследованиях с использованием взрывов в шурфах [5,13]. Они показали, что глубина фундамента под трогом около 2—4 км.

Результаты геофизических исследований хорошо согласуются с геологическими данными, совместно они показывают общий характер распределения трогов и блоков в северной части Англии (рис.1). Основными структурами при движении с севера на юг являются здесь следующие: Чевинотский блок, примыкающий к Южно-Шотландской возвышенности, трог Нортумберленд, блок Олстон с западным продолжением в Озерном крае (графства Уэстморленд и Камберленд) и восточным — в угленосном поле Дарем, трог Стейнмор (установленный гравиметрией), блок Аскригг и впадина Кравен. Разрез нижнекаменноугольных отложений имеет обычно мощность около 300 м в блоках и от 2 до 4 км в трогах. Ширина осевых зон, как правило, менее 6 км. Некоторые из трогов могут частично принимать форму полуграбена (рис. 2).

Неравномерное погружение в северной части Англии завершилось в основном

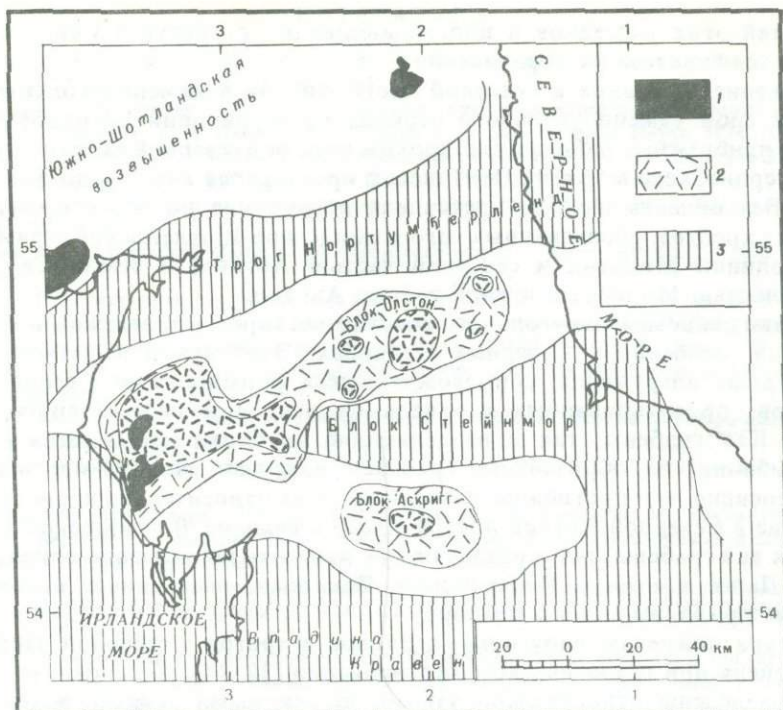


Рис. 1. Расположение нижнекаменноугольных блоков и трогов в северной части Англии и их связь с каледонскими гранитами

1 — выходы гранитов; 2 — граниты под осадочным чехлом; 3 — нижнекаменноугольные трогов

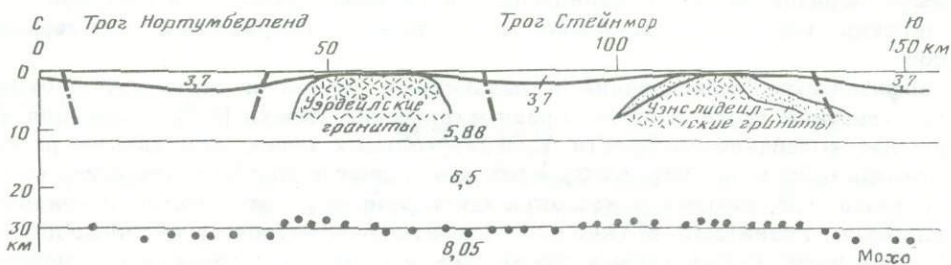


Рис. 2. Разрез по линии А—А (см. рис. 1), показывающий связь нижнекаменноугольных блоков и трогов с гранитами и структурной земной коры

Скорости сейсмических волн в км/с

к концу раннекаменноугольной эпохи с незначительным продолжением местами в намюрском веке. Резкое прекращение погружения является одним из важных событий в истории развития региона. Однородное региональное погружение произошло в позднекаменноугольную эпоху, при этом в намюрском веке было накоплено 300 м и в вестфальском 700 м осадков. В каменноугольную эпоху погружение завершилось в стефанском веке. Влияние гранитов фундамента на характер рассматриваемых бассейнов подтверждается данными гравиметрических исследований.

Характер гравитационного поля северной части Англии определяется рядом отрицательных аномалий широтного простирания (от 20 до 40 мГал) [2,4]. Эти локальные аномалии в редукции Буге имеют ступенчатые краевые градиенты, что указывает на наличие источника в верхней части коры. Они не могут

быть объяснены влиянием осадков и тесно связаны с обнажениями гранитов в районе Чевиотхилл и Озерного края. Установлено, что все эти аномалии вызваны посттектоническими гранитными батолитами, которые внедрились в раннедевонскую эпоху. Граниты отличаются по плотности от пород основания на $0,08-0,15$ г/см³ и залегают до глубин около $6-10$ км, занимая почти треть мощности коры. Они контролируют структуру верхней части земной коры северной части Англии.

Распространение гранитов северной части Англии интересно, в частности, своей связью со структурой раннекаменноугольных трогов и блоков. Граниты согласно залегают под блоками, а троговые образуются между поясами гранитов. С севера на юг под блоками находятся чевиотские граниты, которые примыкают к нагорьям Южной Шотландии, гранитные пояса Озерного края и Вердаля приурочены к блоку Олстон с его продолжениями к востоку и западу, а венслейдальские граниты залегают под блоком Аскригг. Троговые Нортумберленд, Стейнмор и Кравен расположены между или близ гранитных поясов.

Эти наблюдения дали возможность высказать предположение о том, что блоковые структуры образовались в процессе тектонической деятельности раннекаменноугольной эпохи под воздействием гранитных масс, а формирование трогов было связано с погружением, имевшим место в поясах, расположенных между гранитными массивами [2]. Выталкивающее действие гранитов продолжалось и в последующее время. В настоящее время граниты образуют области возвышенного рельефа, так что нагрузка за счет поднятий рельефа примерно уравнивается плотностью гранитных масс. К этому району можно применить механизм локальной изостатической компенсации в пределах верхней части земной коры. Тенденция к поднятию вызвана изостатическим эффектом низкой плотности гранитов, при этом движения имели место во время тектонически активных периодов дробления фундамента разломами.

В работе [3] показано, что подъемная сила гранитов может влиять на развитие блоков и трогов с учетом растяжения. Образование этих структур связано с присутствием материала низкой плотности под горстами и высокой плотности под трогом. Граниты образуют также относительно прочный фундамент, и тектонические нарушения будут происходить скорее вокруг них, чем в их пределах. При таком подходе может быть объяснено тектоническое влияние гранитов как при образовании раннекаменноугольных трогов, так и в более поздние периоды тектонической активности.

Структура подстигающей земной коры. Согласно гипотезе образования осадочных бассейнов при растяжении литосферы [10], можно ожидать, что мощность земной коры под каждым трогом меньше мощности под блоком на величину, примерно эквивалентную дифференцированному опусканию, т.е. примерно на 2 км. Согласно гипотезе механизма погружения клина [3], мощности коры под блоками и трогом не должны значительно различаться. Следовательно, представляет интерес исследование структуры земной коры, связанной с блоками и трогом.

Структура земной коры региона изучалась сейсмическими методами. Взрывы в шурфах регистрировались находившимися вблизи сейсмическими станциями с меридиональным размещением с севера на юг на расстояниях от 50 до 600 км [5, 13].

С помощью этих исследований установлено: 1) докаменноугольный фундамент (включая граниты) имеет скорость распространения волн, определенную методом наименьших квадратов, $5,88 \pm 0,047$ км/с; 2) преломляющий горизонт со скоростью распространения волн $6,5$ км/с расположен на глубине около 12 км и, возможно, прослеживается по всему региону; 3) поверхность М ($8,05 \pm 0,012$ км/с) залегают на глубине около 28 км без значительных вариаций глубины залегания под трогом и блоками.

С учетом существующей точности сейсмического метода эти данные показывают, что изменение мощности земной коры между блоками и трогами отсутствует. Земная кора для континентального региона является достаточно тонкой, что относится к большей части Британских островов.

Механизм погружения в каменноугольный период. Погружение территории Северной Англии в каменноугольный период было следствием, во-первых, дифференцированных движений грабенов и разделяющих их блоков коры, составивших 2—3 км в течение раннего карбона и прекратившихся в намюре, и, во-вторых, регионального прогибания всего региона, включающего как грабены, так и разделяющие их структуры, на 1—2 км, продолжавшегося почти весь каменноугольный период. Это погружение объяснялось утонением коры, обусловленным крипом в комбинации с прогибами клинообразных блоков коры северного шельфа закрывавшегося в то время Среднеевропейского окраинного моря [3, 9]. Позднее была предпринята попытка [6, 10] объяснить ситуацию на основании гипотезы Д. Маккензи [11]. В работе [9] было сделано предположение, что первый этап растяжения коры произошел в самом начале каменноугольного периода и именно в результате его произошло формирование системы грабенов и разделяющих их блоков коры, вслед за которым последовало медленное, захватившее весь каменноугольный период прогибание, обусловленное термическим эффектом. Механизм, предлагаемый ниже, является развитием этих гипотез с преобладанием дифференцированного растяжения и утонения коры в течение всего каменноугольного периода. Предполагается, что термальное погружение не является существенным и имеет в лучшем случае подчиненное значение.

При проверке гипотезы Д. Маккензи на основании имеющихся геолого-геофизических данных оказалось, что предложенный им механизм противоречит результатам фактических наблюдений. Первым противоречием является то, что растяжение коры оказалось не столь большим, как это следовало из гипотезы, в соответствие которой оно должно было бы составлять под некоторыми областями развития грабенов не менее 25%. Геологические доказательства такого растяжения как для нижнекаменноугольных отложений, так и для подстилающих их пород фундамента отсутствуют: не наблюдается ни соответствующих пластических деформаций, ни сбросов, хотя, возможно, что эти проявления остались пока незамеченными. Далее данные о строении коры позволяют предполагать, что не существует больших различий в растяжении коры под грабенами и разделяющими их блоками. Согласно данным о сбросах, которые можно связать с действием растягивающих напряжений, можно заключить, что растяжение в верхних горизонтах коры не превышало 5%. Вместе с тем региональное погружение на 2—3 км указывает, что мощность нижней части коры сократилась не менее чем на 4 км, т.е. примерно на 25%. Таким образом, предполагается, что кора подвергалась неравномерному растяжению, при котором ее верхняя хрупкая часть была растянута менее чем на 5%, а пластичная нижняя часть — не менее чем на 25%.

Второе противоречие заключается в том, что предсказываемое гипотезой Д. Маккензи экспоненциальное затухание термального погружения (сравнимое по амплитуде с первоначальным опусканием поверхности за счет растяжения коры) не соответствует наблюдаемым особенностям развития процесса погружения в позднем карбоне. Во многих районах скорость погружения существенно больше, чем если бы оно было термальным. В Северной Англии скорость погружения в вестфальское время даже больше, чем в намюре, т.е. происходило его ускорение, а не затухание. В этом районе отсутствуют указания и на локальные термальные прогибания грабенов, поскольку в позднем карбоне скорость опускания грабенов и разделяющих их блоков была одинаковой. Все эти проблемы подробно рассматривались в работе [5].

Таким образом, как региональное, так и дифференцированное погружение явилось следствием неравномерного растяжения коры, имевшего место в каменноугольный период. При этом нижняя пластичная часть коры была утонена примерно на 25%, а в верхний хрупкий части образовались грабены, обусловленные опусканием блоков клиновидной формы. Погружение, вызванное остыванием пород, также могло иметь место, но оно не являлось определяющим фактором. Для растяжения коры необходимо существование устойчивой системы растягивающих напряжений, ориентированной с юга на север, действовавшей в течение почти всего каменноугольного периода. Погружение, вероятно, прекратилось после исчезновения этих напряжений. Вслед за этим в Северной Англии наступил период поднятия поверхности Земли, сопровождавшийся ее эрозией. Это поднятие было частично обусловлено эвстатическим понижением уровня моря, а частично явилось следствием некоторого разогрева подстилающей литосферы в связи с развитием пермско-каменноугольной магматической активности.

О природе системы напряжений. Существование системы ориентированных с юга на север растягивающих напряжений, действовавших в карбоне, так же как и механизм дифференцированного утонения земной коры, нуждается в объяснении. Предполагается, что эти явления обусловлены субдукцией южной окраины Среднеевропейского окраинного моря (рис. 3).

Система напряжений, существовавшая в каменноугольный период, не может быть адекватно объяснена в рамках современных механизмов, связывающих возникновение напряжений с образованием высоких плато или трансформных разломов. Единственным источником, известным в настоящее время и способным поддерживать в литосфере напряжения требуемого уровня, является система сил на границе плиты, связанная с процессом субдукции, который включает затягивание плиты и прогибание желоба [7]. Обычно предполагается, что в каменноугольный период британский шельф развивался в условиях зоны субдукции, а не в условиях надвига литосферной плиты. При таких условиях можно было бы ожидать, что силы, вызывающие затягивание плиты, создают изменяющиеся во времени напряжения не менее 40 МПа, которые, концентрируясь в верхней непластичной части континентальной коры, создают в ней напряжения до 100—200 МПа. Предполагается что в течение каменноугольного периода поле таких напряжений способно привести к возникновению системы грабенов и разделяющих их блоков, контролируемых сбросами.

Вполне вероятно, что хрупкая верхняя часть субдуктирующей литосферы испытывает при субдукции некоторое сопротивление. В результате эта часть субдукти-

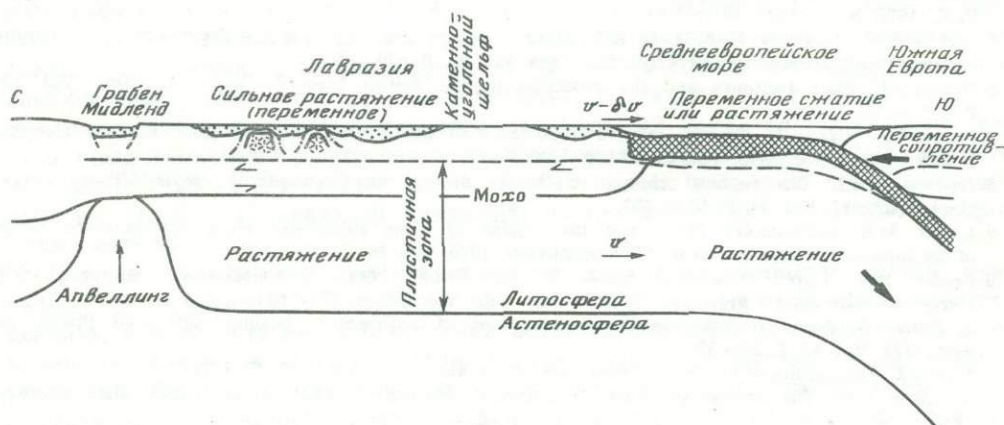


Рис. 3. Гипотеза о природе погружений на Британских островах в каменноугольный период

рует в среднем медленнее, чем основная часть литосферы. Для того чтобы такая дифференцированная деформация могла осуществляться, необходимо допустить возможность внедрения материала астеносферы в литосферу под северным краем области растяжения, т.е. под долиной Мидленд в Шотландии.

Нижняя часть континентальной коры, вероятно, представляет собой ослабленный слой литосферы, вязкость которого существенно меньше, чем в верхней части мантии. В подобных условиях может происходить существенное утонение нижних горизонтов коры. Предполагается, что этот процесс в состоянии обеспечить региональное погружение территории в каменноугольный период. Термальный эффект был бы минимальным в случае, если мантийная часть литосферы подвергалась бы утонению в существенно меньшей степени, чем нижние горизонты коры.

ABSTRACT

Carboniferous sediments of Great Britain were deposited near sea level within the setting of combined regional and differential subsidence. In northern England, Lower Carboniferous differential subsidence produced block and trough structures separated by fault-controlled hinge belts. The blocks were stabilized by the buoyancy of underlying Caledonian granites and troughs formed between the granite belts. Subsidence rates indicates that thermal subsidence is probably unimportant, with regional and differential subsidence occurring mainly by stretching of the crust in a north-south direction. The lack of geological evidence for intense stretching and the uniform crustal structure beneath block and trough alike indicate that the lower crust may have been stretched to a greater extent than the upper crust, with the troughs being formed by wedge (or halfwedge) subsidence affecting the upper brittle layer. It is suggested that the tension was caused by slab pull from the subducting southern edge of the closing mid-European marginal sea, and that differential stretching of the crust can occur within this setting.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bott M.H.P.* A gravity survey off the coast of north-east England//Proc. Yorksh. Geol. Soc. 1961. Vol. 33. P. 1—20.
2. *Bott M.H.P.* Geophysical investigations of the northern Pennine basement rocks//Proc. Yorksh. Geol. Soc. 1967. Vol. 36. P. 139—168.
3. *Bott M.H.P.* Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust//Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 77—86.
4. *Bott M.H.P.* Deep structure//The geology of the Lake District. Yorksh. Geol. Soc. Occas. Publ., 1978. N 3. P. 25—40.
5. *Bott M.H.P., Swinburn P.M., Long R.E.* Deep structure and origin of the Stainmore and Northumberland troughs//Proc. Yorksh. Geol. Soc. 1984. Vol. 44. P. 479—495.
6. *Dewey J.F.* Plate tectonics and the evolution of the British Isles//J. Geol. Soc. 1982. Vol. 139. P. 371—412.
7. *Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1975. Vol. 43. P. 163—200.
8. *Johnson G.A.L.* Geographical change in Britain during the Carboniferous period//Proc. Yorksh. Geol. Soc. 1982. Vol. 44. P. 181—203.
9. *Leeder M.R.* Sedimentary faecies and the origins of basin subsidence along the northern margin of the supposed Hercynian ocean//Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 167—179.
10. *Leeder M.R.* Upper Palaeozoic basins of the British Isles — Caledonide inheritance versus Hercynian plate margin processes//J. Geol. Soc. 1982. Vol. 139. P. 479—491.
11. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25—32.
12. *Marr J.E.* The rigidity of north-west Yorkshire//Naturalist. 1978. Vol. 7. P. 63—72.
13. *Swinburn P.M.* The crustal structure of northern England: Unpubl. Ph.D. thesis. Univ. Durham, 1975. 98 p.
14. *Trotter F.M., Hollingworth S.E.* The Alston Block//Geol. Mag. 1928. Vol. 65. P. 433—448.

ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУР ПАССИВНЫХ И АКТИВНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОКРАИН

УДК 550.311+551.12:523.52

Ш.А. Мухамедиев, Л.В. Никитин

ТЕРМОИЗОСТАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Механизмы образования пассивных континентальных окраин. В последние годы пассивные континентальные окраины (ПКО) привлекают большое внимание исследователей. Характерными чертами строения ПКО являются [2] асейсмичность и отсутствие современного вулканизма, уменьшение мощности континентальной коры от суши к континентальному склону, раздробленность большей части фундамента ПКО субвертикальными разломами, наличие хорошо развитого осадочного покрова, мощность которого в пределах шельфа может достигать 5—10 км и более. Эти и другие особенности позволяют выделить в истории ПКО две стадии: 1) рифтогенную, происходившую в континентальных условиях, во время которой зона раскалывалась на горсты и грабены, причем местами изливались основные лавы и в кору внедрялись дайки; 2) демиссионную, в течение которой происходили опускание фундамента от мелководья до современных глубин и накопление осадков [2,5]. Следует отметить, что во многих местах, например на лабрадорском шельфе, в районах Ньюфаундленда, Новой Шотландии, в некоторых районах северо-восточного побережья Атлантического океана [2, 18], в течение рифтогенной стадии ПКО находились в состоянии общего поднятия.

С тектонической точки зрения ПКО представляют собой разновидность осадочных бассейнов (ОБ) рифтогенного происхождения. Исследования стратиграфии осадочного слоя с применением простых моделей изостатической компенсации — схемы Эри и изгиба упругой литосферной плиты [22, 23] — позволяют сделать следующие выводы об особенностях эволюции таких ОБ: 1) опускание фундамента только частично является следствием воздействия осадочного слоя, существует не зависящая от скорости поступления осадков тектоническая составляющая движения, которая представляет собой изостатическую реакцию на влияние некоторого тектонического процесса; 2) тектоническое опускание в течение длительного периода имеет экспоненциальный характер; 3) скорость вертикальных движений в рифтогенную стадию гораздо выше характерных скоростей экспоненциального опускания; 4) на первых этапах развитию ОБ более соответствует глыбовый характер движения, на последующих — изгибные деформации литосферы.

Первый выход подразумевает наличие некоторого иницирующего механизма образования ПКО, приводящего к последующему тектоническому опусканию, и в качественном отношении остается бесспорным несмотря на упрощенность применявшихся моделей изостатической компенсации. В моделях эволюции ПКО, учитывающих вязкое течение вещества земной коры [4, 9], существование иницирующего механизма неявно подразумевается, так как в этих моделях необходимо существование первоначального горизонтального

градиента литостатического давления. Иногда в моделях эволюции ОБ иницирующий механизм вводят кинематически [3, 8], задавая скорости вертикальных перемещений фундамента. Такого рода подходы, естественно, не исключают необходимости выяснения природы тектонического опускания. Рассмотрим некоторые механизмы образования ПКО.

1. Механизм эрозии. Он подразумевает первоначальное сильное прогревание литосферы, ведущее к ее подъему и эрозии верхней части коры, и последующее изостатическое опускание вследствие охлаждения. Этот механизм для согласования с наблюдаемыми явлениями требует нереально больших поднятий и эрозионного среза (около 15 км) [20], что вызывает возражения [2, 19]. Кроме того, механизм эрозии не может объяснить эволюцию ПКО, опускавшихся в рифтогенную стадию.

2. Механизм фазового перехода габбро—эклэгит в нижней части континентальной коры. Этот механизм объясняет экспоненциальный характер опускания фундамента [6], однако существуют затруднения при его непосредственном применении к тем ОБ, которые развивались в обстановке растяжения [7, 15], и к тем ПКО, которые испытывали поднятие в рифтогенную стадию.

3. Механизм внедрения в континентальную кору разогретого основного или ультраосновного материала мантии. Внедрение может происходить либо путем растрескивания коры и интрузий даек и диапиров, либо путем пропитывания литосферы благодаря рассеянной проницаемости [1].

4. Механизм кинематического растяжения литосферы [16].

Два последних механизма ниже будут рассмотрены подробнее. В принципе может существовать и любая комбинация изложенных выше механизмов. Каждый из них обеспечивает в конечном счете увеличение средней плотности литосферы, что ведет к опусканию фундамента на более низкий уровень. Результат достигается за счет эффективного уменьшения доли легкой континентальной коры по отношению к более тяжелому мантийному материалу литосферы.

Термоизостатическое приближение. Механизм кинематического растяжения литосферы в настоящее время чаще других привлекается для моделирования эволюции ПКО. В первоначальной редакции [16] он предполагает имитирующее рифтогенную стадию мгновенное однородное кинематическое растяжение литосферы в β раз, что вызывает соответствующее утонение коры и увеличение вертикального градиента T (рис. 1, I, а, б, II, а, б). При нормальной толщине континентальной коры $h_c^0 > 20$ км этот процесс вызывает мгновенное изостатическое опускание $\Delta h_s^i = h_s^i - h_s^0$ поверхности литосферы. В дальнейшем при вертикальном теплоотводе литосфера остывает, распределение температуры стремится к первоначальному (рис. 1, III а, б), поверхность литосферы экспоненциально опускается до наблюдаемого уровня h_s^∞ . В последние годы рассматриваемый механизм подвергался неоднократным уточнениям [14, 22]. Одной из наиболее принципиальных модификаций является введение двухслойного (дифференциального) растяжения [13, 18]. Эта модификация основывается на представлении о хрупкой верхней коре и вязкой, способной испытывать большую степень растяжения нижней коре. Двухслойное растяжение было введено в основном для объяснения образования тех ПКО, у которых в начале эволюции происходил подъем поверхности литосферы.

Рассмотрим механизм мгновенного однородного растяжения с точки зрения применяемой для его описания механико-математической модели (рис. 1, а, б). В полосе толщиной H плотность

$$\rho_c = \rho_c^0 (1 - \alpha T) \quad H - h_c^0 < x < H;$$

$$\rho_a = \rho_a^0 (1 - \alpha T) \quad 0 < x < H - h_c^0,$$

Рис. 1. Сравнение механизмов кинематического растяжения и внедрение даек в термоизостатическом приближении

a — механизм кинематического растяжения; *b* — распределение температуры по толщине литосферы; *в* — механизм внедрения даек. Состояние литосферы: *I* — первоначальное, *II* — возмущенное, *III* — окончательное. 1 — уровень моря; 2 — континентальная кора; 3 — вещество астеносферы

где T — температура, $^{\circ}\text{C}$; α — коэффициент теплового расширения, h_c^0 — толщина верхнего слоя с плотностью ρ_c , имитирующего более легкую континентальную кору. В момент $t=0$ задается возмущение $\Delta T_0(x)$ установившегося, линейного по высоте температурного поля

$$T_0(x) = T_a(1 - x/H), \quad (2)$$

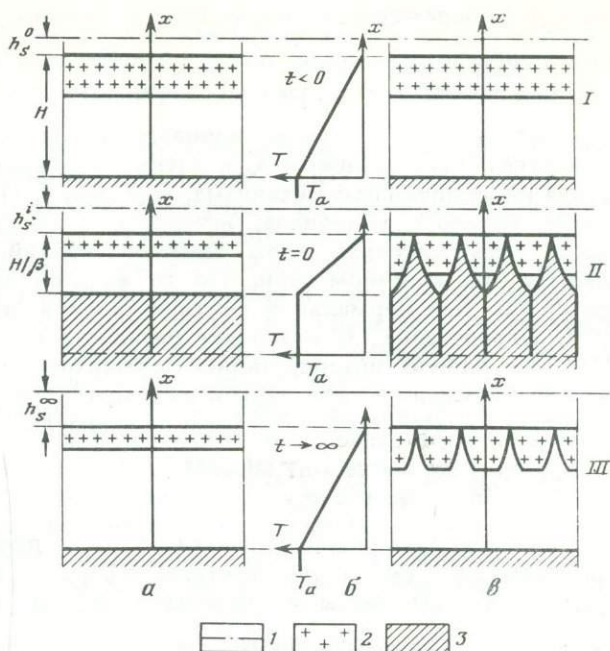
где T_a — температура астеносферы, и одновременно уменьшается до значения h_c толщина верхнего слоя. Поле с плотностью (1) при этом, очевидно, получает двойное возмущение в результате изменения T_0 и h_c^0 .

В дальнейшем при фиксированных граничных условиях ($T=0^{\circ}\text{C}$ при $x=H$, $T=T_a$ при $x=0$) решается одномерная задача теплопроводности и одновременно определяется давление в основании полосы, характеризующее массу слагающего ее материала. Изменения этого давления интерпретируются как вертикальные изостатические перемещения литосферы. На больших отрезках времени в решении тепловой задачи возмущение температуры $\Delta T(t, x)$ стремится к нулю, и окончательная глубина h_s^{∞} поверхности литосферы определяется только неисчезающим возмущением плотности из-за изменения $\Delta h_c = h_c - h_c^0$.

Рассмотренную одномерную количественную модель будем называть термоизостатической (или термоизостатическим приближением), так как здесь из термомеханических свойств литосферы используется лишь закон изменения плотности (1), а из термических характеристик — лишь значение α . Более того, в этой модели не учитываются кинематические закономерности. Действительно, в рамках термоизостатической модели совершенно аналогично могут быть рассмотрены и другие обсуждавшиеся выше иницирующие механизмы образования ПКО. Например, в механизме эрозии [20] изменение толщины верхнего слоя Δh_c имитирует предполагающийся эрозионно-денудационный срез верхней части коры.

В термоизостатическом приближении может быть рассмотрен и механизм внедрения даек, как это было сделано, например, в работе [19]. В последнем и подобных ему случаях периодические возмущения температуры в горизонтальном направлении и толщины верхнего слоя Δh_c усредняются, и для соответствующих эффективных характеристик задача остается одномерной. Таким образом, механизм растяжения литосферы является лишь одной из геохимических интерпретаций термоизостатической модели.

Нетрудно видеть, что при $t \rightarrow \infty$ значение полного опускания поверхности литосферы $\Delta h_s^{\infty} = h_s^{\infty} - h_s^0$ в термоизостатическом приближении зависит лишь



от одного параметра — коэффициента "океанизации"

$$\gamma = \frac{m_c^\infty m_a^\infty - m_c^0}{m_a^\infty - m_c^0}, \quad (3)$$

где m_c^∞ и m_a^∞ — массы корового и мантийного материалов, имеющиеся в верхнем слое толщины h_c^∞ в ячейке периодичности длины $2b$ после воздействия инициирующего механизма; $m_c^0 = 2b h_c^\infty \rho_c^\infty (1 - \alpha T_a h_c^\infty / 2H)$ — первоначальная масса корового материала; $m_a^0 = 2b H \rho_a^\infty (1 - \alpha T_a h_c^\infty / 2H)$ — масса в момент, когда весь материал коры замещен мантийным. Все массы в (3) определяются при конечном (или, что то же, при начальном) распределении температур (2). Для нормальной континентальной литосферы $\gamma=0$, для океанической $\gamma=1$. Определение (3) позволяет распространить выражение, данное в работе [19], на любую интерпретацию термоизостатической модели. Используя (3), можно определить для термоизостатического приближения значение полного опускания поверхности литосферы по формуле

$$\Delta h_s^\infty = \gamma h_c^\infty \frac{(\rho_a^\infty - \rho_s^\infty) [1 - \alpha T_a (h_c^\infty / 2H)]}{\rho_a^\infty (1 - \alpha T_a) - \rho_s}, \quad (4)$$

где для ОБ, заполненного осадками, ρ_s — плотность осадков, равная приблизительно $2,4 \text{ г/см}^3$, а для "пустого" ОБ ρ_s — плотность воды. Для механизма растяжения литосферы и механизма эрозии, например,

$$\gamma = (1 - 1/\beta) \frac{1 - \alpha T_a (h_c^\infty / 2H) (1 + 1/\beta)}{1 - \alpha T_a (h_c^\infty / 2H)}, \quad (5)$$

где в первом случае β — это удлинение, а во втором случае $1/\beta$ — доля оставшейся после эрозии коры.

При одном и том же γ различные интерпретации термоизостатической модели могут отличаться одна от другой только видом начального возмущения $\Delta T_0(x)$. Однако уже на сравнительно небольших отрезках времени экспоненциально устанавливающиеся решения как для $T(t, x)$, так и для опускания поверхности литосферы для различных механизмов, стремящиеся при $t \rightarrow \infty$ к одним и тем же значениям, становятся практически неотличимыми. Этот вывод подтверждает сравнение результатов работ [16] и [19], в которых рассматриваются различные механизмы, а также работа [14], в которой для интерпретации растягивающейся литосферы показана практическая независимость решения задачи от способа достижения конечной степени "океанизации", если только время растяжения достаточно мало.

Для различных инициирующих механизмов в рамках термоизостатической модели можно добиться и совпадающих начальных возмущений температуры ΔT_0 , что даст в результате уже совершенно одинаковые решения тепловой задачи. Пусть, например, рассматривается механизм внедрения даек, изображенный на рис. 1, б, в. Предполагается, что материал литосферы замещается материалом даек и тепловое равновесие в горизонтальном направлении достигается достаточно быстро. Если толщина даек $w(x)$ изменяется по закону

$$w=2b \quad \text{при } 0 < x < H(1 - 1/\beta);$$

$$w=2b(\beta-1) \frac{H-x}{x} \quad \text{при } H \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) < x < H, \quad (6)$$

где $2b$ — расстояние между дайками у поверхности литосферы, то $\Delta T_0(x)$ в этой задаче и в задаче [16] при растяжении литосферы в β раз совпадают. При некотором $\beta > 1$ в этих задачах будут совпадать и коэффициенты "океанизации" γ . Нетрудно подобрать форму даек для совпадения $\Delta T(x)$ и с механизмом

двухслойного растяжения. В [19] было высказано мнение о возможности различения механизмов растяжения и внедрения даек по значению первоначального теплового потока на поверхности литосферы. Пример (6) ограничивает эту возможность.

Таким образом, термоизостатическое приближение является условным, поэтому решение вопроса о выборе механизма образования ПКО представляется невозможным. Для анализа возможности протекания тектонического процесса, играющего роль инициирующего механизма, необходимы как более точный и полный учет геофизических данных, так и последовательная с точки зрения геомеханики постановка теоретической задачи, явным и однозначным способом вводящая кинематические и динамические параметры процесса, учитывающая реологию материала литосферы, позволяющая оценить действующие силы и т.д. Рассмотрим подробнее два механизма образования ПКО.

Механизм растяжения литосферы. В этом механизме для объяснения существующего погружения фундамента ПКО необходимое растяжение литосферы $\beta \approx [15, 16]$, а иногда достигает 10 [18]. Можно показать, что при учете более реальных геомеханических закономерностей, чем обычно используемых в термоизостатическом приближении, приведенные значения должны быть еще увеличены. Действительно, при интерпретации термоизостатической модели как механизма растяжения предполагается механическая несжимаемость вещества литосферы (используется лишь зависимость плотности от температуры (1)) и неявным образом подразумевается состояние плоской деформации [15, 16]. Несоблюдение этих условий ведет к уменьшению окончательного погружения Δh_s^∞ поверхности литосферы при фиксированном β . Кроме того, в термоизостатическом приближении в целях упрощения решения тепловой задачи предполагается неизменность толщины литосферы $H = \text{const}$. Это ведет к тому, что изотерма $T = T_a$ со временем опускается. Если потребовать, чтобы изотерма $T = T_a$ имела фиксированную глубину, оставаясь на уровне основания невозмущенной литосферы (рис. 1, I), то для окончательного погружения поверхности литосферы $\Delta h_{s^*}^\infty$ в этом случае можно с точностью до членов порядка $(\Delta_{s^*}^\infty / H)^2$ получить выражение

$$\Delta h_{s^*}^\infty = (1 - 1/\beta) h_c^\circ \frac{(\rho_a^\circ - \rho^\circ)(1 - \alpha T_a h_c^\circ / 2H(1 + 1/\beta))}{\rho_a^\circ(1 - \alpha T_a / 2) - \rho_s - (\rho_a^\circ - \rho^\circ)\alpha T_a / 2 (h_c^\circ / \beta H)^2} \quad (7)$$

Примем для параметров следующие значения (в основном из работы [16]):

$$\begin{aligned} H &= 125 \text{ км}; & h_c^\circ &= 35 \text{ км}; & \rho_a^\circ &= 3,33 \text{ г/см}^3; \\ \rho_c^\circ &= 2,8 \text{ г/см}^3; & T_a &= 1333^\circ \text{C}; & \alpha &= 3,28 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ \text{C}^{-1} \end{aligned} \quad (8)$$

$$\rho_s = \begin{cases} 1 \text{ г/см}^3 & \text{— для "пустого" ОБ;} \\ 2,4 \text{ г/см}^3 & \text{— для заполненного осадками ОБ.} \end{cases}$$

Тогда сравнение (7) с соответствующим термоизостатическим приближением Δh_s^∞ из (4), (5) показывает, что при фиксированном $\beta \Delta h_{s^*}^\infty < \Delta h_s^\infty$, причем для заполненного осадками ОБ при больших β их разность может достигать 2 км.

Предлагались схемы, объяснявшие причины растяжения литосферы [10], но они не устраняли трудности с обоснованием упомянутых больших значений β . Существуют теоретические ограничения на степень растяжения [12], возникающие при учете некоторых реологических свойств литосферы. Экспериментальные измерения значений β по дистрикским сбросам пока противоречивы и не могут подтвердить большую степень растяжения. Так, результаты измерений для одного и того же района Бискайского залива дали разные результаты: $\beta \approx 3$ в работе [15] и $\beta \approx 1,1 \div 1,3$ в работе [7].

Остановимся еще на одном следствии эффекта механической сжимаемости вещества литосферы в механизме растяжения. Этот эффект, как отмечалось

в [15], слабее эффекта температурной сжимаемости (1). Однако, как можно заметить, действие этих эффектов разделено по времени и относится к разным периодам развития ПКО. Температурная сжимаемость играет определяющую роль в фазе остывания (демиссионной стадии), а механическая сжимаемость может играть роль в фазе растяжения (рифтогенной стадии), если она относительно непродолжительна. В термоизостатическом приближении растяжение происходит мгновенно, в этой фазе эффект температурной сжимаемости вообще отсутствует. Пусть механические свойства литосферы таковы, что позволяют при однородном растяжении блоку литосферы увеличиваться в объеме от V_0 до $V_0 + \Delta V^i$. Тогда можно показать, что находящаяся в невозмущенном состоянии на уровне моря поверхность литосферы окажется выше этого уровня сразу после растяжения в β раз, если

$$\frac{\Delta V^i}{V_0} \geq \frac{\beta S_i}{H} \frac{\rho_a^0(1 - \alpha T_a) - \rho_s}{\rho_a^0(1 - \alpha T_a)}, \quad (9)$$

где

$$S_i = (1 - 1/\beta)H \frac{(\rho_a^0 - \rho_s^0)h_c^0/H(1 - \alpha T_a h_c^0/2H) - \rho_a^0 \alpha T_a/2}{\rho_a^0(1 - \alpha T_a) - \rho_s}, \quad (10)$$

S_i — мгновенное опускание поверхности механически несжимаемой литосферы после растяжения в β раз, полученная в [15, 16]. Из (8), (10) неравенство (9) принимает вид $\Delta V^i/V_0 \geq 0,023(\beta - 1)$, означающий, что при однородном растяжении в 2—3 раза для подъема поверхности литосферы достаточно относительного изменения объема, или, что то же, относительного изменения средней плотности литосферы на 2,5—5%. Если такие значения могут быть признаны приемлемыми, то для умеренных значений β модель однородного растяжения механически сжимаемой литосферы может быть альтернативой модели двухслойного растяжения при описании эволюции ПКО, испытывавших поднятие в рифтогенную стадию.

Механизм внедрения даек. Внедрение даек в термоизостатическом приближении [19] можно интерпретировать как замещение материала литосферы веществом даек либо как раздвижение недеформированных блоков литосферы колоннами даек. В обоих случаях механической деформацией литосферы пренебрегается, что ведет, в частности, к постоянству мощности H литосферы в первоначальный момент внедрения. Рассмотрим влияние кинематики деформирования механически несжимаемой литосферы на ее быстрые вертикальные движения в рифтогенную стадию. Пусть в невозмущенную литосферу периодически мгновенно внедряются произвольные по форме объемы V_a астеносферного материала так, что первоначальная ширина $2a$ ячейки периодичности увеличивается в β раз (рис. 2, а, б). Если внедренный материал имеет плотность астеносферного вещества и его объемы не соединяются друг с другом, то для отрезков времени, много меньших характерного времени кондуктивного теплопереноса, опускание поверхности литосферы и изменение ее мощности ΔH выражаются в виде

$$\Delta H_s^i = S_i; \quad \Delta H = V_a/2\beta b + \Delta H_{\text{раст}}; \quad \Delta H_{\text{раст}} = -H(1 - 1/\beta), \quad (11)$$

где значение S_i определено в (10), а $\Delta H_{\text{раст}}$ является изменением мощности литосферы в механизме растяжения. Если мгновенное внедрение происходит без растяжения ($\beta=1$), то, как видно из (11), (10), поверхность литосферы не перемещается, изменяется лишь ее мощность.

Количество даек на 1 км в дайковых комплексах достигает 50—60 [17, 20, 21], причем с глубиной частота даек увеличивается, поэтому тепловое равновесие в горизонтальном направлении устанавливается быстро. Пусть внедряются прямоугольные дайки шириной w так, что их вершины находятся на

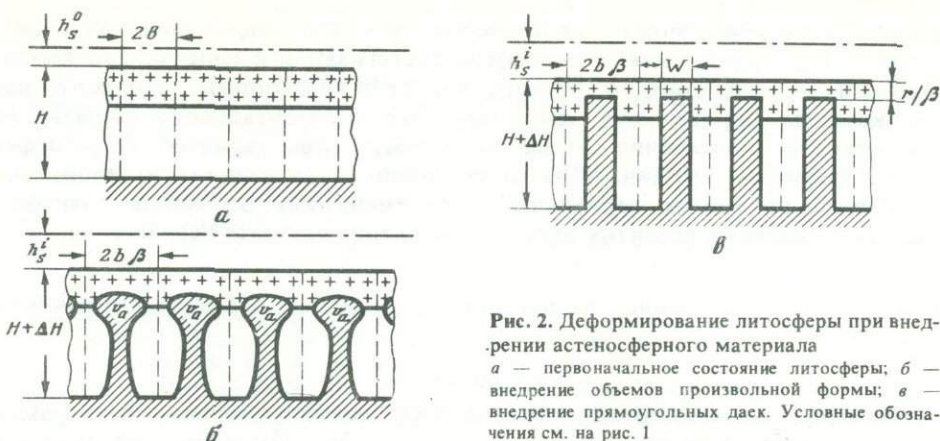


Рис. 2. Деформирование литосферы при внедрении астеносферного материала
 а — первоначальное состояние литосферы; б — внедрение объемов произвольной формы; в — внедрение прямоугольных даек. Условные обозначения см. на рис. 1

расстоянии r/β от поверхности литосферы (рис. 2, в). Можно показать, что после усреднения температур в горизонтальном направлении опускание поверхности механически несжимаемой литосферы выразится в виде

$$\Delta h_s^i = S_i + S_d; \quad S_d = Hw/3\beta^2 b(1 - r/H)^3 \frac{\rho_a^0 a^2 T_a^2 (1 + O(\alpha T_a))}{\rho_a^0 (1 - \alpha T_a) - \rho_s} \quad (12)$$

Примем, что $r/H \ll 1$, $w/\beta\sigma = 0,5$. Тогда при значениях параметров, приведенных в (8), для заполненного осадками ОБ $S_d = 0,17/\beta$, что явно недостаточно для объяснения вертикальных движений литосферы в рифтогенную стадию.

Итак, модель мгновенного внедрения даек в механически несжимаемую литосферу без предположения о значительных растяжениях литосферы ($\beta \approx 2 \div 3$) не может объяснить образования ПКО. Однако представляется все же, что роль механизма внедрения даек достаточно велика. Действительно, с качественной точки зрения этот механизм не противоречит рассмотренным выше особенностям развития ПКО и естественным образом объясняет факт увеличения изгибной жесткости литосферы ОБ по мере остывания, отмеченный в работе [22]. Существуют непосредственные указания на существование дайковых комплексов в ПКО [11, 19] и в рифтовых зонах [17, 21]. Гипотеза о внедрении мантийного вещества в нижнюю кору теоретически подкрепляется и построенными гравитационными моделями [7]. Поэтому необходим анализ механизма внедрения даек с учетом более реальных факторов: механической сжимаемости литосферы, конечности времени внедрения, метаморфизма пород при прогревании и т.д. Из (12) большему опусканию поверхности литосферы может способствовать и отмеченное в [1] возможное увеличение коэффициента α с глубиной.

Важным является и выяснение условий, при которых возможен сам процесс внедрения даек. С этой целью была решена краевая задача механики разрушения о подъеме астеносферного вещества (магмы) с подошвы литосферы по ряду параллельных трещин (см. рис. 2, в) при приложении к литосфере горизонтальной растягивающей тектонической силы q_t . Литосфера предполагалась упругой, магма моделировалась идеальной несжимаемой жидкостью. Задача решалась в изотермической постановке, что оправданно для сравнительно быстрого развития процесса. Решение задачи может сопровождаться решением тепловой задачи термоизостатической модели, обеспечивающим экспоненциальное опускание литосферы в демиссионную стадию, и с этой точки зрения являться механической частью общей несвязанной термомеханической задачи об эволюции ПКО.

Процесс внедрения может происходить как без растяжения литосферы ($\beta=1$), так и без приложения к литосфере растягивающей силы ($q_l=0$). Важной характеристикой, влияющей на процесс, является коэффициент бокового подпора n , который определяется как отношение горизонтального сжимающего литостатического напряжения к вертикальному, существующее в литосфере до начала развития трещин. При постоянной (в частности, нулевой) силе q_l и относительно малых вертикальных перемещениях основания литосферы необходимым условием развития процесса внедрения является неравенство

$$\rho_a / \rho_l \geq n,$$

где ρ_a и ρ_l — соответственно средние плотности магмы и вещества литосферы.

ВЫВОДЫ

1. Различные механизмы образования ПКО могут быть описаны в рамках термоизостатического приближения. При этом значение окончательного опускания литосферы зависит только от коэффициента "океанизации".

2. Термоизостатическое приближение является вырожденным и в его рамках нельзя отдать предпочтение какому-либо одному механизму. Необходима более полная постановка краевой геомеханической задачи.

3. Механизм кинематического растяжения литосферы в термоизостатическом приближении недооценивает коэффициент растяжения β .

4. Эффект механической сжимаемости вещества литосферы играет роль в фазе растяжения. Для умеренных значений β этот эффект может приводить к подъему поверхности литосферы при ее однородном растяжении без привлечения модели двухслойного растяжения.

5. Идеализированная модель, рассматривающая внедрение даек как мгновенный процесс и пренебрегающая механической сжимаемостью вещества литосферы, не может объяснить быстрого опускания поверхности литосферы в рифтогенную стадию без больших кинематических растяжений литосферы. Модель должна быть усложнена с целью учета более реальных факторов.

6. Процесс внедрения может происходить без кинематического растяжения литосферы и при отсутствии растягивающих тектонических сил. Необходимым условием протекания процесса является малость коэффициента бокового подпора по сравнению с отношением плотности астеносферы к плотности литосферы.

ABSTRACT

Some mechanisms of passive margins formation are discussed. The definitions of thermoisostatic model and coefficient of "oceanization" are introduced. As it turned out the thermoisostatic approach is degenerated and it is impossible to prefer any mechanism in its framework. Stretching mechanism is investigated and underestimate of stretching value in thermoisostatic model is noted. It is shown that the mechanical compressibility of lithosphere may cause uplift of its surface in the phase of fast stretching. Some results of dyke's intrusion mechanism analysis are adduced and conditions of intrusion process possibility are outlined. The necessity of complication of dyke's intrusion model is grounded.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
3. Михайлов В.О. Математическая модель процесса эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 6. С. 3—18.

4. Михайлов В.О. Математическая модель образования осадочных бассейнов на континентальных окраинах атлантического типа // Стрoение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С. 167—171.
5. Соболев С.Ф. Физико-химическая модель интенсивного опускания континентальной коры // Стрoение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С. 152—158.
6. A program for 8 years of scientific ocean drilling after 1983: Prep. Joides Planning Committee and Joides Advisory Panels. Wash., 1982. 229 p.
7. Avedic F., Camus A.L., Ginzburg A. et al. A seismic refraction and reflexion study of the continent-ocean transition beneath the north Biscay margin // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1982. Vol. 305, N 1489. P. 5—26.
8. Beaumont C. The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. Vol. 55, N 2. P. 471—497.
9. Bott M.H.P. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins // Tectonophysics. 1971. Vol. 11, N 5. P. 319—327.
10. Bott M.H.P. Origin of the lithosphere tension causing basin formation // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1982. Vol. 305, N 1489. P. 319—324.
11. Cox K.G. The Karoo volcanic cycle // J. Geol. Soc. 1972. Vol. 128, N 4. P. 311—335.
12. England P. Constraints on extension of continental lithosphere // J. Geophys. Res. B. 1983. Vol. 88, N 2. P. 1145—1152.
13. Hellinger S.J., Sclater J.G. Some comments on two layer extensional models for the evolution of sedimentary basins // J. Geophys. Res. B. 1983. Vol. 88, N 10. P. 8251—8270.
14. Jarvis G.T., McKenzie D.P. Sedimentary basin formation with finite extension rates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48, N 1. P. 45—52.
15. Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margins: a model of formation // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 5. P. 3708—3720.
16. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40, N 1. P. 25—32.
17. Mohr P. The Morton-Black hypothesis for the thinning of continental crust-revisited in Western Afar // Tectonophysics. 1983. Vol. 94. P. 509—528.
18. Royden L., Keen C.E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51, N 2. P. 343—361.
19. Royden L., Sclater J.G., Von Herzen R.P. Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. Vol. 64, N 2. P. 173—187.
20. Sleep N.H. Thermal effects of the formation of Atlantic continent margins by continental break-up // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1971. Vol. 24, N 4. P. 325—350.
21. Walker G.P.L. The structure of eastern Iceland // Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. Dordrecht: D. Reidel publ. co, 1974. P. 177—188.
22. Watts A.B., Karner G.D., Steckler M.S. Lithospheric flexure and evolution of sedimentary basins // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1982. Vol. 305, N 1489. P. 249—281.
23. Watts A.B., Ryan W.B.F. Flexure of the lithosphere and continental margin basins // Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 25—44.

УДК 550.312

К. Нисимура

СХЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН НА ОСНОВЕ ГЛОБАЛЬНЫХ УНДУЛЯЦИЙ ГЕОИДА

Последние уточнения модели геоида, основанные на спутниковых и наземных гравиметрических данных, позволили с новых позиций подойти к изучению его аномалий. Например, новая концепция изостатических аномалий геоида [11] описывает возмущения потенциала силы тяжести Земли, вызванные плотностными неоднородностями в тонком изостатически скомпенсированном слое. Она использована в многочисленных работах по изучению связи аномалий геоида с топографией земной поверхности и вариациями мощности литосферы [8, 9, 11]. Однако поправки, вносимые в значения высот геоида за влияние приповерхностной топографии и так называемой субдуцирующей литосферы, в целом не меняют

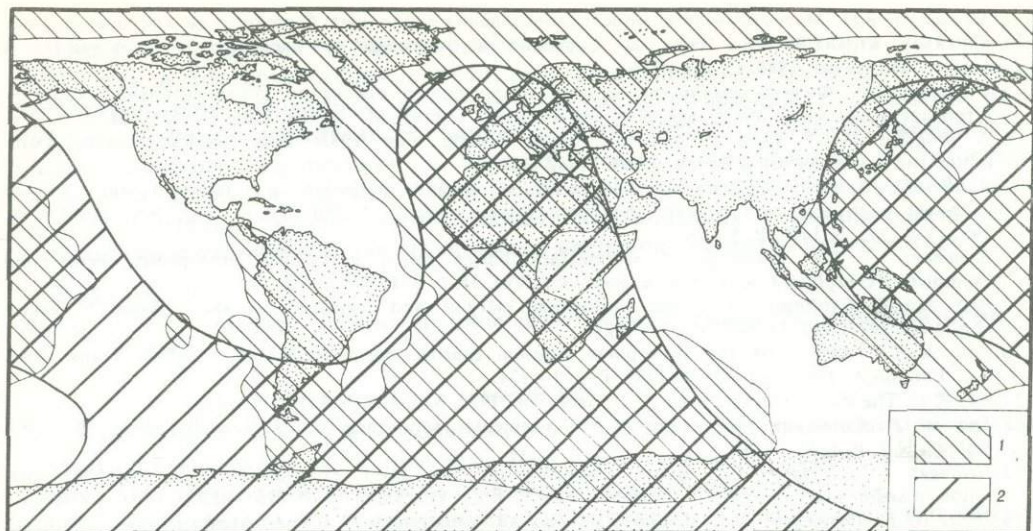


Рис. 1. Обратная корреляция между глобальными ундуляциями геоида, полученными по модели [20] (1), и аномалиями скорости P -волн для слоя на глубинах 1100—1500 км [10] (2)

картины распределения глобальных аномалий геоида. Поэтому последние разумнее связывать с плотностными вариациями глубокой мантии.

Новый метод интерпретации глобальных аномалий геоида был недавно предложен Ю.А. Таракановым и др. [3, 4, 8]. Согласно их оценкам, такие крупные аномалии геоида, как индийская, австралийская и другие, могут быть объяснены латеральными вариациями плотности ниже второй границы переходной зоны в мантии на глубинах 790—900 км. В этих работах рассмотрены аномалии размерами в несколько тысяч километров, поэтому глобальные ундуляции, характеризующиеся более длинными волнами, следует связывать с источниками, расположенными глубже, в нижней мантии. В работе [13] изучалась корреляция между длинноволновыми аномалиями геоида и геомагнитного поля и глобальные ундуляции относились за счет выпуклостей границы ядро—мантия. Однако, судя по оценкам, гравитационный эффект должен быть довольно мал по сравнению с влиянием плотностных неоднородностей, вызванных мантийной конвекцией, которая, по-видимому, противодействует гравитационной неустойчивости этих выпуклостей. При этих условиях вполне допустимо считать, что, хотя, рельеф границы ядро—мантия в какой-то степени и вызывает ундуляции геоида, но в целом глобальные аномалии должны быть отнесены за счет плотностных неоднородностей нижней мантии.

Глобальные аномалии скорости продольных сейсмических волн в мантии, особенно нижней, были исследованы в работе [10], в которой обнаружена отрицательная корреляция между длинноволновыми гравитационными аномалиями и аномалиями скорости волн P в нижней мантии. Предположение о наличии пропорциональности между коэффициентами сферических гармоник гравитационного потенциала и потенциала скорости, определяемого этими гармониками, позволило использовать статистически оцененное значение коэффициента пропорциональности для уточнения первоначального варианта распределения скоростных аномалий. Скоростные аномалии для каждого слоя в мантии были исследованы без всяких допущений, и было обнаружено, что с их помощью можно сузить диапазон возможных глубин источников глобальных аномалий геоида. На рис. 1 распределение глобальных аномалий сопоставляется с положением скоростных аномалий нижней мантии на глубинах 1100—1500 км, где оба вида аномалий коррелируют

в очень высокой степени. На других же глубинах подобного соответствия не обнаружено. Следовательно, весьма вероятно предположение о связи крупных ундуляций геоида с вариациями плотности именно в этом слое нижней мантии.

Такой вывод вполне согласуется с результатами, полученными в работе [5], в которой исследованы спектры среднеквадратических значений коэффициентов разложения гравитационного поля и сделан вывод, что компоненты поля силы тяжести низшего порядка соответствуют плотностным вариациям в диапазоне глубин 1300—1700 км. Другой закономерностью, отмеченной на рис. 1, является обратная корреляция между скоростными и плоскостными аномалиями: районы с более высокой скоростью почти совпадают с районами с более низкой плотностью и наоборот. По-видимому, невозможно объяснить обратную зависимость латеральными вариациями температуры в мантии, так как они скорее бы вызвали положительную корреляцию. В работе [10] высказано предположение, что скоростные аномалии обусловлены разностями температур, связанными с мантийной конвекцией, а плотностные аномалии вызываются возмущениями земной поверхности, а также границы ядро—мантия, которые также связаны с конвекцией. Однако, даже если принять в расчет эти воздействия, трудно объяснить, почему одновременно и западная часть Тихого океана и почти весь Атлантический океан относятся к зонам с высокой скоростью и низкой плотностью, тогда как в общепринятой модели конвекции первый регион отводится для направленных вниз конвективных потоков, а второй — для направленных вверх.

В данном исследовании обнаружено, что обратную корреляцию можно, по крайней мере качественно, объяснить предполагая неоднородность вещества нижней мантии. Эксперименты по определению скорости в двух образцах дунита под давлением от 0,2 до 1,2 мбар [14] показали, что дунит с высоким содержанием Mg характеризуется более высокими средними скоростями звука и пониженными значениями плотности, чем минерал с высоким содержанием Fe. Это явление и было положено в основу интерпретации показанной на рис. 1 обратной корреляции в предположении, что зависимости от давления для продольных и звуковых волн являются аналогичными. Таким образом, высокая скорость и низкая плотность соответствуют повышенным значениям отношения Mg/Fe вещества нижней мантии и наоборот. Разумеется, трудно объяснить причину подобной химической неоднородности вещества нижней мантии, хотя одним из аргументов может быть неравномерность процессов дифференциации в недрах Земли, таких, например, как разделение Fe—Mg для перовскита и магнезиевюстита [7]. Последующее перемещение вверх в течение всей эволюции Земли обогащенного Fe материала [21] может быть причиной подобной химической неоднородности. Предложенные в работе [6] химические потоки также могут быть связаны с существованием неоднородностей в нижней мантии.

Хотя представленные выше соображения носят качественный характер, возможно все же предположение, что глобальные ундуляции геоида связаны главным образом с плотностными неоднородностями верхней части нижней мантии, которые отражают степень обедненности химического состава вещества мантии.

Латеральные вариации физико-химических свойств вещества Земли являются как причиной, так и следствием происходящих в недрах планеты глубинных процессов. Рассмотренные выше вариации плотности имеют прямое отношение к распределению напряжений в теле Земли. Согласно оценкам [12], основанным на рассмотрении модели упругой Земли, распределение плотности, соответствующее сферическим гармоникам гравитационного поля до четвертого порядка, может вызвать напряжения, превышающие пределы текучести или ползучести вещества мантии. Поэтому логично предположить, что в регионах, характеризующихся большими плотностными вариациями в мантии, возможно перетекание вещества. В данной работе сделана попытка выделить пояса, характеризующиеся большим градиентом аномалий геоида с сильными плотностными контрастами в верхней

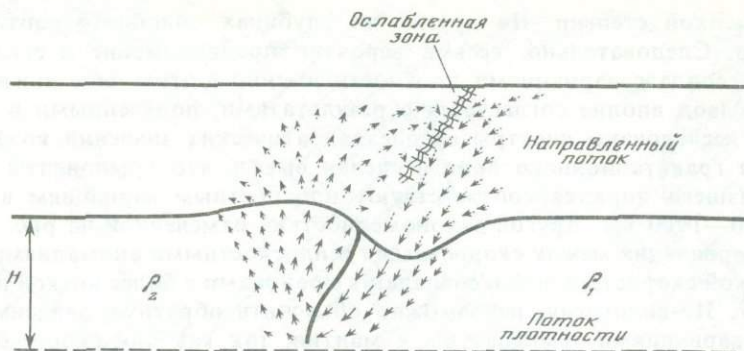


Рис. 2. Модель образования зоны Бенъофа

части нижней мантии. В этих поясах, вероятно, и происходит перетекание вещества. Вместе с тем важно отметить, что глубокофокусные сейсмические зоны (зоны Бенъофа) являются единственными тектоническими структурами, проникающими в мантию до глубины около 700 км.

Большая часть сейсмических зон простирается вдоль океанической стороны выделенных поясов, что рассматривается как свидетельство генетической связи между ними. На этом основании предложена модель связи процессов образования сейсмических зон с процессами ползучести и течения вещества в верхней части нижней мантии (рис. 2). Согласно этой модели, течение вещества в нижней мантии рассматривается как изменение плотности ("поток плотности"), отражающееся в изменении гравитационного поля, а сейсмическая зона представляет собой "ослабленную зону", формирующуюся в результате разнонаправленных течений в верхней мантии, индуцированных "потоком плотности" нижней мантии. Для оценки влияния "потока плотности" на процессы, происходящие в верхней мантии, была предварительно определена скорость течения с использованием модели двух полубесконечных горизонтальных слоев, контактирующих по вертикальной границе раздела. Принимая во внимание то, что высокая вязкость вещества мантии позволяет нам рассматривать течение как установившийся поток, и допуская, что главные струи сконцентрированы в узкой зоне у границы раздела, можно грубо оценить скорость потока в 0,1—10 км/млн. лет. Такой скорости, видимо, достаточно для того, чтобы "поток плотности" оказывал значительное воздействие на процессы, происходящие в верхней мантии в течение мезозойско-кайнозойского тектонического цикла эволюции Земли.

Особенности течения в верхней мантии, вызванного "потоком плотности", были оценены с использованием двумерной модели, в которой было принято, что верхние 1000 км мантии состоят из пяти вязких слоев, а распределение плотности и вязкости аналогичны общепринятым моделям, включающим астеносферный слой. Для простоты допускалось, что влияние "потока плотности" эквивалентно вертикальному неравномерному движению. Скорость потока составила в соответствии с этими оценками около 1 км/млн. лет и оставалась постоянной в течение достаточно долгого времени. Математическая формулировка модели была получена на основе работы [16] с незначительными модификациями, необходимыми для представления поля скоростей в виде совокупности синусоидальных компонентов с соответствующим набором значений фаз и амплитуд. Вычисления выполнялись путем последовательных шагов с учетом изменений во времени рельефа поверхности и границ раздела, которые первоначально были параллельны эквипотенциальной поверхности. Последующие решения менялись со временем так медленно, что результирующий поток можно было считать стационарным в течение почти нескольких десятков миллионов лет.

На рис. 3 представлен типичный пример решения. Стрелки показывают поле

скоростей результирующего потока, которое носит циклически круговой характер в средней части модели, а горизонтальные потоки значительно усиливаются в астеносферном слое. Слева горизонтальный поток образуется из наклонного восходящего потока, а справа он сталкивается с нисходящим течением. Несмотря на принятые упрощения, результаты моделирования, показанные на рис. 3, можно применить к тектоническому развитию активных континентальных окраин. В данной работе сделана попытка связать полученные на модели результаты с мезозойско-кайнозойской эволюцией переходной зоны. Интенсивный горизонтальный поток (см. рис. 3) можно сопоставить с направленным в сторону океана течением в верхней мантии, наличие которого предполагается геологами для объяснения характерных особенностей тектонического развития восточной части Азиатского континента [17].

Гипотеза о существовании подобного потока, порождающего процессы, называемые регенерацией (или обновлением), была также предложена в работе [2]. На рис. 3 представлена схема, составленная Г. и А. Мейергофами [15] и связывающая формирование островных дуг в активных окраинах с волновыми течениями в верхней мантии, которые вызваны неравномерным сжатием Земли. Не касаясь самой гипотезы глобальной контракции, можно предположить, что эти волновые течения соответствуют модельным горизонтальным потокам, описанным в данной работе. Кроме того, наклонный восходящий поток в левой части модели может соответствовать аномальной структуре верхней мантии Байкальской рифтовой зоны, представленной в работе [22]. Следовательно, можно предположить, что течение в верхней мантии, вызванное "потоком плотности" в нижней мантии, может быть причиной формирования специфических структур восточноазиатской переходной зоны в течение мезозойско-кайнозойского тектонического цикла.

В заключение следует упомянуть о том, что представленная схематическая модель сходна с моделью [19], в которой региональное тектоническое развитие восточной части Азиатского континента также связывалось с потоками в нижней мантии. "Распространение мегаундационных восходящих движений нижней мантии, породивших Монголо-Тибетскую мегаундацию" [19, с. 110], вероятно, явилось также причиной формирования тектонических структур восточной части Азиатского континента, включая островные дуги. При этом характерные особенности гравитационного поля не позволяют нам допустить существования лишь восходящего движения нижней мантии под окраиной Азиатского континента. Один из упомянутых выше поясов, характеризующихся большими плотностными контрастами, расположен у края Азиатского континента, что, по-видимому, подтверждает концепцию "потока плотности" в том виде, в каком она изложена в данной статье.

Вместе с тем В.В. Белоусов предложил новую интерпретацию образования зон Беньофа, согласно которой первоначально сейсмическая зона являлась вертикальным глубинным разломом, в современный же ее наклон имеет вторичную природу, т.е. представляет собой результат действия разнонаправленных потоков в верхней мантии, вызванных разностью температур по обе стороны разлома [1]. Так как зоны Беньофа проникают в мантию до глубин порядка 700 км, то модель В.В. Белоусова требует наличия крупномасштабных потоков, охватывающих всю верхнюю мантию и мантийную переходную зону и, вероятно, подобных течениям, выведенным из настоящей модели, хотя термальные аспекты последней еще не рассматривались. Наконец, необходимо также упомянуть, что некоторые проблемы остаются нерешенными.

В настоящее время трудно объяснить, почему "поток плотности" в нижней мантии не приводит к образованию зон Беньофа вокруг Индийского и Атлантического океанов, где прослеживаются упомянутые выше специфические пояса. Трудно также объяснить, почему отдельные зоны Беньофа не обязательно простираются параллельно поясам. Эти проблемы необходимо изучить в будущем,

рассматривая реальные условия в верхней мантии, например латеральные неоднородности и первичные глубинные разломы в дополнение к исследованию взаимодействий кора—мантия, так как эти факторы могут внести значительные изменения в настоящую схематическую модель.

Автор признателен Советскому геофизическому комитету за предоставление ему возможности плодотворно обсудить свою работу с советскими учеными. Автор также благодарит доктора Т. Вада из университета Киото за поддержку и ценные советы.

ABSTRACT

The global-scale geoid undulations were attributed mostly to the density variations within the upper half of the lower mantle. And then a schematic model of development of active continental margins was proposed by examining a spatial relationship between the particular features of the geoid undulations and the deepfocus seismic zones, with special reference to the Mesozoic development of the transition zone from the East Asiatic Continent to the Northwest Pacific Ocean.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Назибина М.С., Антипин В.С., Гатинский Ю.Г. и др. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии//Геотектоника. 1981. N 6, С. 77—91.
3. Тараканов Ю.А. Вопросы теории измерения и интерпретации совокупности элементов гравитационного поля океанов//Морские гравиметрические исследования. М., 1982. С. 51—66.
4. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация аномалий геоида на море//Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, N 7, С. 339—341.
5. Allan R.R. Depth of sources of gravity anomalies//Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 266. P. 22—23.
6. Anderson D.L. Chemical plumes in the mantle//Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86. P. 1593—1600.
7. Bell P.M., Yagi T., Mao H.K. Iron-magnesium distribution coefficients between spinel, magnesiowustite and perovskite//Carnegie Inst.: Yearbook, 1978—1979. Wash., 1978. P. 618—621.
8. Chase C.G., McNutt M.K. The geoid: effect of compensated topography and uncompensated oceanic trenches//Geophys. Res. Lett. 1982. Vol. 9. P. 29—32.
9. Detrick R.S. An analysis of geoid anomalies across the Mendosino fracture zone: implications for thermal models of the lithosphere//J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 11751—11762.
10. Dziewonski A.M., Hager B.H., O'Connell R.J. Large-scale heterogeneities in the lower mantle//J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 239—255.
11. Haxby W.F., Turcotte D.L. On isostatic anomalies//J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 5473—5478.
12. Kaula W.M. Elastic models of the mantle corresponding to variations in the external gravity field//J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68. P. 4967—4978.
13. Malin S.R.C., Hide R. Bumps on the core-mantle boundary: geomagnetic and gravitational evidence revisited//Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1982. Vol. 306. P. 281—289.
14. McQueen R.C., Marsh S.P., Fritz J.N. Hugoniot equation of state of twelve rocks//J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72. P. 4999—5036.
15. Meyerhoff H.A., Meyerhoff A.A. Genesis of island arcs//Proc. Intern. Symp. Geodynamics in South-West Pacific. P.: Technip, 1977. P. 357—370.
16. Ramberg H. Instability of layered systems in the field of gravity I—II//Phys. Earth and Planet. Inter. 1968, Vol. 1. P. 427—474.
17. Tan Z., Zhang Q. A preliminary study on the evolution and genetic mechanism of the neo-cathaysian tectonic system in Eastern China//Acta geol. sinica. 1983. N 1. P. 43—50.
18. Tarakanov Yu.A., Cherevko T.N. Large-scale density heterogeneities in the mantle//Phys. Earth and Planet. Inter. 1981. N 25. P. 390—395.
19. Van Bemmelen R.W. Geodynamic models. Amsterdam: Elsevier, 1972.
20. Wagner C.A., Lerch F.J., Brown J.E., Richardson J.A. Improvement in geopotential derived from satellite and surface data (GEM 7 and GEM 8)//J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 901—914.
21. Watt J.P., Ahrens T.J. The role of iron partitioning in mantle composition, evolution and scale of convection//J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 5631—5644.
22. Zamarayev S.M., Ruzhich V.V. On relationships between the Baikal rift and ancient structures//Tectonophysics. 1978. Vol. 45. P. 41—47.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИНТЕНСИВНОГО ОПУСКАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Прогибы с утоненной континентальной корой обычно приурочены к окраинам континентов, а также встречаются внутри континентов (внутренние моря и другие области интенсивного осадконакопления). Д. Маккензи предположил, что утонение континентальной коры происходит в результате ее растяжения [18], следы которого действительно имеются в осадочном чехле окраин континентов. Однако степень растяжения, как правило, в несколько раз меньше, чем предсказывает гипотеза Д. Маккензи. По-видимому, исключением являются узкие области пассивных окраин шириной не более нескольких десятков—ста километров [16], которые, возможно, образовались в результате растяжения континентальной литосферы [1].

Альтернативной является гипотеза утонения континентальной коры и образования прогибов в результате увеличения плотности коры [2, 10, 12, 14, 15, 19], которое может быть следствием твердофазовых реакций в веществе при изменении физических условий, например температуры. Е.В. Артюшков с соавторами предположили, что уплотнение, а затем утонение континентальной коры происходит в результате перехода габбро—эклогит при прогреве коры до 700—800°C [10, 12]. При этом был использован вывод о возможности перехода метастабильного габбро в гранатовый гранулит за счет быстрого роста скорости перехода при увеличении температуры [8]. В работе [15] предложена гипотеза образования Мичиганского бассейна, также предполагающая переход метастабильного габбро в плотный гранатовый гранулит и эклогит при прогреве нижней коры континентальной платформы.

Для обоснования гипотезы, объясняющей образование глубоких осадочных бассейнов с субконтинентальной корой эклогитизацией основных пород нижней коры необходимо ответить на следующие ключевые вопросы. Каким образом в нижней континентальной коре могли образоваться и сохраниться длительное время метастабильные основные породы низкой плотности? Какова причина перехода этих пород в плотные гранатовые гранулиты и эклогиты на стадии образования глубоких осадочных бассейнов? Первый вопрос в работах [10, 12, 15] не рассматривался, а переход габбро—эклогит в коре осадочных бассейнов связывался с "размораживанием" твердофазовых реакций при прогреве пород коры. Однако, как показывает количественный анализ [19], этого эффекта недостаточно для объяснения интенсивной эклогитизации пород нижней коры осадочных бассейнов, которая предполагается в гипотезе Е.В. Артюшкова и в близкой по смыслу гипотезе, высказанной в работе [15].

Новый аргумент гипотезы основан на предположении о возможности двух кинетических режимов перехода габбро—эклогит в континентальной коре [19]. Ниже приведено физико-химическое обоснование этой гипотезы. Отметим, что из-за сложности рассматриваемого процесса и недостатка экспериментальных данных предлагаемое обоснование не является строгим. Наиболее дискуссионно предположение о возможности достаточно быстрой эклогитизации пород коры при низком давлении 500 МПа и температуре менее 500°C.

Переход габбро—эклогит. На рис. 1 показаны экспериментальные фазовые диаграммы двух различных по составу габбро [4, 6]. Как видно из рисунка, при низком давлении и высокой температуре габбро устойчиво. При повышении давления или понижении температуры в габбро образуется тяжелый минерал гранат за счет легкого плагиоклаза и габбро переходит в гранатовый гранулит — породу, содержащую плагиоклаз и гранат. При еще более высоком давлении и низкой температуре образуется эклогит, содержащий много граната

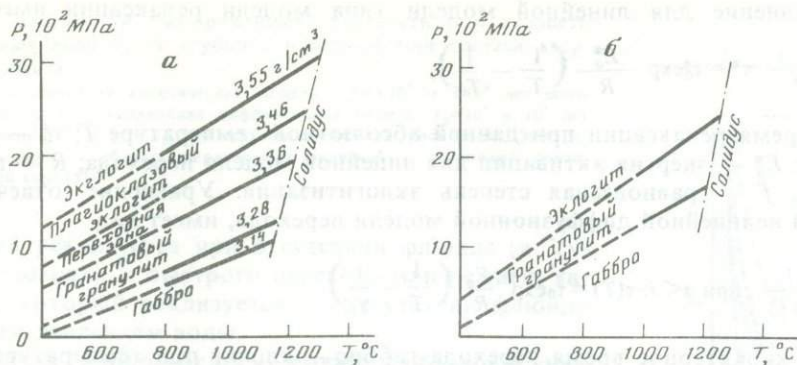


Рис. 1. Фазовые диаграммы состояния основных пород
 а — оливиновый толеит, по [4]; б — кварцевый толеит, по [6]

и не содержащий плагиоклаза. При переходе от габбро к гранатовому гранулиты, а затем к эклогиту плотность пород постепенно возрастает с 2,9—3,0 до 3,4—3,5 г/см³. Замечательно, что при температуре и давлении, характерных для нижней коры стабильных областей ($T = 600^{\circ}\text{C}$, $500 \leq P \leq 1200$ МПа), термодинамически устойчивы плотные гранатовые гранулиты и эклогиты, а не габбро. Породы с плотностью, близкой к плотности габбро, могут быть лишь метастабильными при таких значениях P и T .

Математическое описание перехода габбро—эклогит в неравновесных условиях. Скорость реакций в твердых фазах экспоненциально убывает с понижением температуры. Температура пород нижней континентальной коры обычно много меньше температуры их плавления. При этом время установления термодинамического равновесия может быть больше характерного времени экспозиции пород при данной температуре. В этом случае фазовый состав пород заметно отклоняется от равновесного при данных P и T .

Температура литосферы меняется во времени вследствие прогрева литосферы тепловым потоком из астеносферы или охлаждения литосферы после сильного прогрева. Допустим, что нижняя континентальная кора состоит из основных пород, начальный фазовый состав которых неизвестен. Изменение температуры вызывает изменение фазового состава пород. Требуется определить зависимость фазового состава (вообще говоря, неравновесного) и плотности пород нижней коры от координат и времени.

Основную породу можно представить состоящей из двух частей: эклогитовой и габброидной. Весовую долю эклогитовой части α назовем степенью эклогитизации породы. Значения $\alpha = 0$ для габбро, $\alpha = 1$ для эклогита и $0 < \alpha < 1$ для гранатового гранулита. При термодинамическом равновесии степень эклогитизации f является функцией давления и температуры. Эта функция считается известной, например из эксперимента.

Решение задачи о фазовом составе и плотности пород нижней коры сводится к определению величины давления, температуры и α . Если давление известно, то задача сводится к решению системы уравнения теплопроводности и кинетического уравнения.

В уравнении теплопроводности в первом приближении можно пренебречь конвективным членом и членами, связанными с теплогенерацией при переходе габбро—эклогит. При этом уравнение не содержит величины α и имеет обычный вид. Его решение с соответствующими начальными и граничными условиями позволяет определить температуру как функцию глубины и времени.

Зная давление и температуру, можно определить значение α из кинетического уравнения. Различным кинетическим моделям перехода отвечают различные урав-

нения. Уравнение для линейной модели типа модели релаксации имеет вид

$$\frac{d\alpha}{dt} = \frac{f - \alpha}{\tau^*}; \quad \tau^* = \tau_0^* \exp \frac{E_a^*}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right), \quad (1)$$

где τ^* — время релаксации при данной абсолютной температуре T ; τ_0^* — то же, при $T = T_0$; E_a^* — энергия активации для линейной модели перехода; R — газовая постоянная; f — равновесная степень эклогитизации. Уравнение, отвечающее простейшей нелинейной диффузионной модели перехода, имеет вид

$$\frac{d\alpha^2}{dt} = \frac{1}{\tau(T)} \quad \text{при } \alpha < f; \quad \tau(T) = \tau_0 \exp \frac{E_a}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right), \quad (2)$$

где $\tau(T)$ — характерное время перехода габбро—эклогит при температуре T , К; E_a — энергия активации диффузии наименее подвижного катиона (вероятно, Al^{3+} в гранате).

Зная α , легко определить плотность породы ρ

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1 - \alpha}{\rho_r} + \frac{\alpha}{\rho_z},$$

где ρ_r и ρ_z — плотности габбро и эклогита.

Скорость продольных упругих волн в породе v_p можно в первом приближении определить по экспериментальной корреляционной зависимости $v_p(\rho)$ [17].

Скорость перехода габбро—эклогит. Образование граната за счет плагиоклаза и пироксена в основных породах связано с транспортировкой катионов Si^{4+} , Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} на расстояния, близкие размерам зерен минералов r ($r \approx 1 - 10$ мм в натуральных породах). Такая транспортировка, по-видимому, является самой медленной стадией перехода габбро—эклогит, поэтому ее скорость определяет скорость всего перехода.

При отсутствии в породе флюида транспортировка катионов связана с объемной диффузией через зерна минералов, в частности граната. Объемная диффузия катионов через зерна минералов с компактной структурой, таких, как гранат, происходит чрезвычайно медленно даже при сравнительно высокой температуре 800—900°C. Оценки времени перехода в реальных породах в режиме объемной диффузии по данным о скорости диффузии катионов в минералах, времени перехода в эксперименте и данным о гранулитовом метаморфизме дают $\tau \approx 10^5 - 10^8$ лет при $T = 800^\circ\text{C}$ [7, 8, 11, 19].

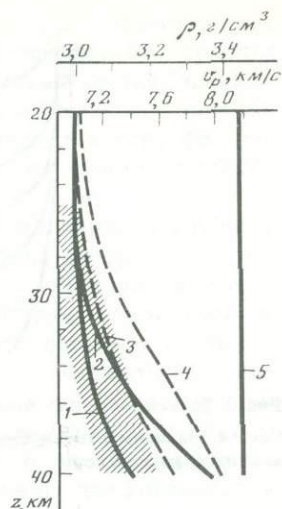
Если в породе присутствует флюид, содержащий воду, то транспортировка катионов происходит вдоль тонкой пленки флюида по границам зерен минералов. Скорость такой транспортировки много выше скорости диффузии катионов в зернах минералов. Поэтому попадание флюида в породы приводит к резкому увеличению скорости перехода, т.е. к его катализу. Каталитическое действие водосодержащего флюида на химические реакции в твердых фазах, в частности переход габбро—эклогит, хорошо известно [9]. Оценки показывают, что время перехода в присутствии флюида может уменьшиться до значений $10^6 - 10^7$ лет при $T = 400 - 500^\circ\text{C}$ [7, 11, 19]. В метаморфических комплексах высоких давлений действительно встречаются эклогиты, образовавшиеся при низкой температуре ($T = 400 - 600^\circ\text{C}$).

При $T \leq 800^\circ\text{C}$ и $p \leq 150 - 200$ МПа и высоком давлении воды во флюиде происходит амфиболитизация основных пород [9]. Этот процесс является альтернативой эклогитизации. Поэтому переход габбро—эклогит возможен только при достаточно низком давлении воды.

Таким образом, анализ кинетики перехода габбро—эклогит приводит к выводу о возможности двух фундаментальных кинетических режимов переходов в породах нижней коры: медленного перехода или режима объемной диффузии катионов,

Рис. 2. Зависимости "замороженных" плотности ρ и скорости продольных волн v_p от глубин z в нижней коре состава кварцевого толита

1, 2 — линейная кинетическая модель, $\tau_0^* = 3 \cdot 10^7$ и $3 \cdot 10^6$ лет соответственно; 3, 4 — нелинейная диффузионная модель, $\tau_0 = 10^8$ и 10^7 лет соответственно; 5 — ρ и v_p при термодинамическом равновесии. Заштрихованное поле — область характерных значений v_p в нижней континентальной коре [5]



который реализуется при отсутствии флюида (в "сухих" условиях), и быстрого перехода или режима катализа, который реализуется в присутствии флюида с низким давлением воды.

Переход габбро—эклогит в режиме объемной диффузии. В данном режиме фазовые превращения в основных породах происходят с заметной скоростью только при $T \geq 800-900^\circ\text{C}$. Литостатическое давление в континентальной коре мощностью 40 км меньше $11 \cdot 10^2$ МПа. Как видно из рис. 1, при таких p и T стабильны габбро или гранатые гранулиты сравнительно низкой плотности. Следовательно, эклогиты или плотные гранатые гранулиты не могут образоваться в коре мощностью менее 40 км, если переход развивается в режиме объемной диффузии.

Судя по геологическим и петрологическим данным, практически каждый участок коры платформы был когда-либо сильно прогрет. Фазовый состав пород нижней коры при высокой температуре является равновесным ($\alpha = f(p, T)$). После прогревания следует охлаждение коры. Если в нижней коре основного состава отсутствует флюид, фазовые превращения в породах практически прекращаются ("замерзают"), как только температура становится ниже некоторой температуры "замерзания" (T_3). Значение T_3 зависит от соотношения скоростей охлаждения и перехода при $T = T_3$. В режиме объемной диффузии $T_3 \approx 700-900^\circ\text{C}$.

"Замороженный" фазовый состав, плотность и упругие скорости в основных породах нижней коры платформ можно определить решая уравнения теплопроводности и кинетики. Такая задача была решена для стандартной одномерной модели охлаждения литосферы после ее сильного прогрева [20]. Характерные времена перехода при $T = 800^\circ\text{C}$ для двух кинетических моделей τ^* , τ_0 рассматривались как свободные параметры и варьировались при счете в широких пределах. Некоторые результаты расчетов показаны на рис. 2, из которого видно хорошее соответствие расчетных зависимостей скорости продольных волн от глубины и данных ГСЗ для нижней коры платформ при τ^* , $\tau_0 \geq 10^7-10^8$ лет. Эти значения хорошо согласуются с оценками времени τ для случая объемной диффузии катионов в зернах минералов.

После охлаждения коры в ее нижней части остаются метастабильные основные породы. Их фазовый состав и физические свойства отражают равновесное состояние в предыдущую эпоху сильного прогрева коры. Такие породы сохраняются в холодной континентальной коре практически неограниченное время. На рис. 2 также показаны зависимости плотности и скорости, которые наблюдались бы в нижней коре платформ, если бы переход габбро—эклогит мог происходить достаточно быстро уже при $T = 400-500^\circ\text{C}$. Сравнение кривых 1-4 и 5 на рис. 2 указывает на потенциальную возможность чрезвычайно сильного увеличения плотности основных пород нижней коры. Для этого необходимо, чтобы скорость перехода габбро—эклогит резко возросла без значительного увеличения температуры коры. К такому результату может привести приток флюида с низким давлением воды из мантии в кору.

Модель интенсивного опускания континентальной коры. Предполагается, что

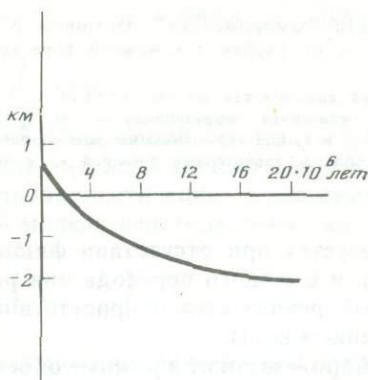
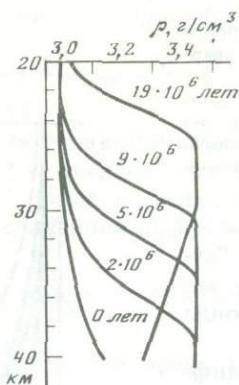


Рис. 3. Зависимости плотности от глубины для модели интенсивного опускания континентальной коры

Рис. 4. Зависимость глубины погружения коры от времени для модели интенсивного опускания континентальной коры

фазовый переход габбро—гранатовый гранулит—эклогит в коре континентов обычно развивается в медленном режиме объемной диффузии. При этом большого увеличения плотности пород не происходит. В нижней части холодной коры платформ находятся метастабильные габбро и гранатовые гранулиты сравнительно низкой плотности.

Области интенсивного опускания континентальной коры отождествляются с областями, где происходит катализ перехода габбро—эклогит в нижней коре. В этой части предлагаемая модель отличается от гипотезы [10].

Возможно, что фазовые превращения в коре происходят при подходе к континентальной литосфере anomalно прогретого вещества мантии. Подъем такого вещества в мантии, вероятно, является следствием глобальной конвекции вещества Земли [1]. Anomalно разогретый мантийный материал прогревает нижнюю часть континентальной литосферы и уменьшает ее мощность. При высоком тепловом потоке из anomalной мантии утонение литосферы на несколько десятков километров происходит очень быстро, за время около 10—20 млн. лет [3]. Этот процесс сопровождается изостатическим поднятием литосферы на несколько сотен метров.

Anomalно прогретое вещество мантии может содержать расплав, который, как известно, является концентратором летучих. Охлаждение anomalной мантии вследствие оттока тепла в литосферу приводит к кристаллизации расплава и выделению флюида. Поднятие территории сопровождается слабым растяжением. Дополнительное растяжение литосферы может быть связано с растеканием корня поднятия [1]. Растяжение способствует проникновению в кору флюидов из anomalной мантии и образованию тонкой флюидной пленки на границах зерен минералов. В результате скорость перехода габбро—эклогит резко возрастает, что приводит к увеличению плотности пород нижней коры.

Для количественного описания предложенной схемы были приняты следующие модели.

1. Тепловая модель. Первоначально холодная литосфера мощностью $H = 120$ км ($T(H) = 1200^\circ\text{C}$) со стационарной зависимостью температуры от глубины быстро утоняется до 60 км за счет притока тепла из астеносферы. В момент времени $t = 0$ температура на глубине 60 км становится равной 1200°C и в дальнейшем остается постоянной. Ввиду быстрого утонения литосферы принимается, что тепловое поле на глубине менее 60 км в момент $T = 0$ оказывается невозмущенным. Тепловое поле описывается нестационарным одномерным однородным (в нижней коре и мантии) уравнением теплопроводности с температуропроводностью $8 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$.

2. Кинетическая и химическая модели. Предполагается, что нижняя кора мощностью 20 км сложена основными породами состава кварцевого толеита (см. рис. 1, б, $\rho_1 = 3,0 \text{ г/см}^3$, $\rho_2 = 3,45 \text{ г/см}^3$), начальный фазовый состав "замороженный". Эволюция фазового состава описывается кинетическим уравнением (1). В момент времени $t = 1$ млн. лет в результате проникновения в кору флюида характерное время перехода становится равным 1 млн. лет при $T = 500^\circ\text{C}$, $E_a^* = 40 \text{ ккал/моль}$.

На рис. 3 показаны зависимости плотности пород нижней коры от глубины через 0, 2, 5, 9 и 19 млн. лет после начала катализа перехода габбро—эклогит. В нижней части коры по мере ее прогрева быстро растет слой пород высокой плотности. Увеличение плотности коры вызывает ее быстрое изостатическое опускание (рис. 4), что приводит к образованию морского бассейна глубиной 1,5 и 2 км за время 9 и 19 млн. лет соответственно. Осадконакопление приводит к дополнительному изостатическому опусканию коры. Поэтому при полной компенсации морского бассейна глубиной 2 км осадками плотностью $2,4\text{--}2,5 \text{ г/см}^3$ образуется осадочный бассейн глубиной 5—6 км. Последующее охлаждение литосферы и увеличение ее мощности до нормального для континентов значения (около 120 км) сопровождаются дополнительным опусканием коры и накоплением еще не менее 2 км осадков.

Таким образом, рассмотренный процесс может привести к образованию осадочного бассейна глубиной в 7—8 км. Причем на начальной стадии опускание происходит очень быстро с образованием некомпенсированного морского бассейна глубиной 1 км за время около 5 млн. лет.

Предлагаемая модель может объяснить только образование осадочных бассейнов на субконтинентальной коре. По мнению автора, удовлетворительную модель образования бассейнов с океанической корой предлагает концепция тектоники литосферных плит.

АБСТРАКТ

The formation of sedimentary basins is associated with eclogitisation of basic rocks in the lowermost crust. The quantitative model of the process is suggested. In the absence of the fluid ("dry" conditions) the solid phase transformations in the basic crustal rocks occur at a considerable rate only at the temperature higher than 800°C . That is why the basic rocks of the cool crust of a platform should be in fact gabbro or garnet-granulites with the low content of garnet formed during the previous epoch of high temperature dry metamorphism of the lower crust.

As the result of mantle convection, the anomalously heated material approaches the platform lithosphere. The fluid with low water pressure enters the lowermost crust from the anomalous mantle. Coupled with the heating of the crust, this process causes a sharp increase of the rate of solid phase reactions in the basic rock of the lowermost crust. Consequently, the thermodynamical equilibrium is established in these rocks, and they transform into the dense eclogite or garnet-granulite with a high content of garnet. This leads to isostatical subsidence of the lithosphere and formation of 1—2 km deep sea basin during the time of 5—20 mln. years.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
3. Глико А.О., Ровенских О.Н. Утонение литосферы в условиях интенсивного прогрева и механизм образования новейших поднятий// Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы: Тез. докл. Таллин, 1982. Т. 1. С. 28.
4. Ито К., Кеннеди Д.К. Экспериментальное изучение перехода базальт—гранатовый гранулит—эклогит// Геохимия, 1972. N 4. С. 415—427.

5. *Косминская И.П., Павленкова Н.И.* Общие черты сейсмической модели континентальной коры// Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 141—148.
6. *Рингвуд А.Э., Грин Д.Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы//Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 78—117.
7. *Соболев С.В.* Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро—эклогит//Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 347—355.
8. *Соболев С.В.* Сейсмические модели границы Мохоровичича в случае фазового перехода//Материалы XIV Всесоюз. студ. конф. Геология. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1976. С. 62—69.
9. *Фации метаморфизма.* М.: Недра, 1970. 432 с.
10. *Яншин А.Л., Артюшкова Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования//Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 5, С. 1175—1178.
11. *Ahrens T.J., Schubert G.* Gabbro-eclogite reaction rate and its geophysical significance//Rev. Geophys. and Space Phys. 1975. Vol. 13. P. 383—400.
12. *Artyushkov E.V., Schlesinger A.E., Yanshin A.L.* Crustal extension and formation of sedimentary basins// Symp. Sedimentary basins of the continental margin and craton. Durham, 1976. P. 35—47.
13. *Banno S.* Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin//Phys. Earth and Planet. Inter. 1970. Vol. 3. P. 405—421.
14. *Falvey D.A.* The development of continental margins in plate tectonic theory//J. Austral. Petrol. Exp. Assoc. 1974. Vol. 14. P. 95—106.
15. *Haxby W.F., Turcotte D.L., Bird J.M.* Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin//Tectonophysics. 1976. Vol. 36. P. 57—75.
16. *Le Pichon X., Sibuet J.C.* Passive margins: a model of formation//J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 3708—3720.
17. *Manghnani M.H., Andro R.R., Clark S.P., jun.* Compressive and shear-wave velocities in granulite facies rocks and eclogites to 10 krabs//J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79. P. 5427—5446.
18. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 25—32.
19. *Sobolev S.V.* Physical nature of rapid intracontinental subsidence. Origin of the great Hungarian depression//Proc. of the EGS-ESC meeting. Br., 1980. P. 653—657.
20. *Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variations of ocean floor bathymetry and heat flow with age// J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 803—827.

УДК 551.24.035

В.А. Дубровский

РОЛЬ НЕУСТОЙЧИВОСТИ В СИСТЕМЕ ЛИТОСФЕРА—АСТЕНОСФЕРА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА РАННЕЙ СТАДИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Рассматриваемый механизм тектонических движений предполагает существование астеносферного слоя, вещество которого в силу специфического теплового режима в верхней мантии считается частично разуплотненным (на 2—3%). Термодинамически равновесное состояние системы литосфера—астеносфера в силу инверсии плотности при этом оказывается механически неустойчивым. При некоторых условиях в результате необратимых переходных тектоно-вулканических процессов астеносфера становится менее мощной (а может быть, практически исчезает). Это второе состояние механически устойчиво, но термодинамически неравновесно. Обратный переход в первое термодинамически равновесное состояние происходит достаточно медленно и спокойно при прогревании верхней мантии и воссоздании астеносферы за счет притока тепла снизу. Очевидно, что в силу динамической взаимосвязи обоих состояний ни одно из них практически не наблюдается в чистом виде. В зависимости от конкретных геолого-геофизических условий имеет место непрерывная латеральная и временная смена ситуаций, каждая из которых находится в определенной стадии упомянутых переходных процессов [2].

Более быстрый и яркий по своим тектоно-вулканическим проявлениям переход из первого состояния во второе определяется в значительной степени харак-

тером неустойчивости первого состояния. Почти все наблюдаемые геолого-геофизические явления связаны именно с этим переходом, поэтому в первую очередь представляют интерес его главные тенденции. Основные свойства этого состояния хорошо описываются модельной задачей о равновесии упругого слоя, лежащего на более легкой несжимаемой жидкости.

Механическое равновесие слоя описывается уравнениями тензора напряжений:

$$\partial \sigma_{ik} / \partial x^k = 0; \quad \{x^i, x^k\} = \{x, y\}, \quad (1)$$

при этом ось y направлена вверх, ось x по горизонтали, начало координат находится на нижней поверхности слоя. Для простоты рассматривается двухмерная задача без учета зависимости от третьей координаты z . Связь напряжение—деформация определяется законом Гука

$$\sigma_{ik} = \lambda (\partial u^n / \partial x^n) \delta_{ik} + \mu (\partial u^i / \partial x^k + \partial u^k / \partial x^i), \quad (2)$$

где δ_{ik} — символ Кронекера; λ, μ — параметры Ламэ.

В качестве граничных условий на верхней и нижней поверхностях слоя для касательных напряжений принимается равенство нулю, а для нормальных напряжений

$$\sigma_{yy}(H) + \rho g u_y(H) = 0; \quad \sigma_{yy}(0) + \delta \rho g u_y(0) = 0, \quad (3)$$

где H — толщина слоя; g — ускорение свободного падения; ρ, ρ_0 — плотности вещества слоя и жидкости; $\delta \rho = \rho - \rho_0$.

Решение задачи (1)–(3), периодическое по x с волновым числом k , для смещений u^i имеет вид

$$u_x = \bar{u}_x(y) \sin kx = \frac{A}{k} \left\{ \left[-\frac{\mu}{\lambda + \mu} (1 + \chi \operatorname{cth} \chi) + \left(\chi + \frac{\delta \rho q}{\rho \chi} \right) ky \right] \operatorname{sh} ky + \right. \\ \left. + \left[- (1 + \chi \operatorname{cth} \chi) \frac{\delta \rho q}{\rho \chi} + \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \left(\chi + \frac{\delta \rho q}{\rho \chi} \right) - (1 + \chi \operatorname{cth} \chi) ky \right] \operatorname{ch} ky \right\} \sin kx; \quad (4)$$

$$u_y = \bar{u}_y(y) \cos kx = \frac{A}{k} \left\{ \left[(1 + \chi \operatorname{cth} \chi) \frac{\delta \rho q}{\rho \chi} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left(\chi + \frac{\delta \rho q}{\rho \chi} \right) + \right. \right. \\ \left. \left. + (1 + \chi \operatorname{cth} \chi) ky \right] \operatorname{sh} ky - \left[\frac{\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} (1 + \chi \operatorname{cth} \chi) + \left(\chi + \frac{\delta \rho q}{\rho \chi} \right) ky \right] \operatorname{ch} ky \right\} \cos kx,$$

где безразмерный параметр $q = (\lambda + 2\mu) \rho g H / 2\mu(\lambda + \mu)$; а $\chi = kH$ — приведенное к толщине слоя волновое число; A — постоянная. Решение (4) существует при условии

$$\chi^2 - \frac{\rho_0 q}{\operatorname{sh}^2 \chi} - \frac{\rho_0 q}{\rho \chi} \operatorname{cth} \chi + \frac{\delta \rho q^2}{\rho \chi^2} - 1 = 0 \quad (5)$$

Уравнение (5) связывает волновое число $k = 2\pi/\Lambda$ (Λ — длина волны возмущения) с упругоплотностными параметрами слоя (через q и $\delta\rho/\rho$). При заданных параметрах слоя и жидкости уравнение (5) определяет единственное волновое число (длину волны возмущения), при котором возможно нетривиальное ($u^i \neq 0$) равновесие. Более того, решение трансцендентного уравнения (5) существует для действительных χ и q ($q > 0$), только если

$$q \geq 2\rho_0/\delta\rho. \quad (6)$$

При выполнении условия (6) возможно равновесное положение периодически деформированного поля, а длина волны возмущения определяется уравнением (5). При этом деформация происходит так, что периодическое смещение нижней границы слоя имеет амплитуду, существенно большую, чем верхней:

$$\bar{u}_y(H) / \bar{u}_y(0) \leq \delta\rho/\rho,$$

как это следует из (4). Последнее обстоятельство помогает понять физический смысл равновесной длины волны.

Именно при таком характере деформации линия центров тяжести слоя в среднем понижается, что приводит с учетом меньшей плотности жидкости к уменьшению гравитационной энергии. При малой длине волны возмущения компоненты тензора деформации велики, поэтому возрастание энергии упругой деформации перекрывает уменьшение гравитационной энергии. При критической длине волны достигается баланс. Соответственно при длине волны возмущения, большей критической, уменьшение гравитационной энергии перекрывает увеличение энергии упругой деформации и система может самопроизвольно уходить из недеформированного состояния. Приведенные рассуждения показывают, что критическая длина волны (при фиксированных параметрах q и $\delta\rho/\rho$) разграничивает область значений χ на устойчивую $\chi > \chi_{кр}$ (система, выведенная из равновесия, возвращается в недеформированное состояние) и неустойчивую $\chi < \chi_{кр}$ (система под влиянием любого малого по амплитуде возмущения уходит из недеформированного состояния).

Можно кратко сформулировать некоторые результаты, основанные на модельных расчетах [2].

1. Тектонические движения возникают при определенных соотношениях упругоплотностных параметров, диктуемых условием (6). Это условие означает малость эффективного модуля сдвига $\mu_{эф} \approx 2 \cdot 10^8$ дин/см² (при $H \approx 100$ км и $\delta\rho/\rho \approx 0,02$).

2. Малость этого критического значения связана с раздробленностью литосферы на блоки [1, 4].

3. Каждому значению безразмерного параметра соответствуют определенные пространственные размеры тектонических возмущений. Значение q определяется главным образом $\mu_{эф}$. При значениях $\mu_{эф}$, близких к критическому, размеры возмущений составляют около $6H$, где H — толщина литосферы.

4. Дальнейшее снижение $\mu_{эф}$ приводит к резкому уменьшению размеров возмущений. Это означает, что на фоне обширных тектонических движений должны появляться более мелкомасштабные. Можно сказать, что условие (6) располагает в каждом конкретном регионе последовательность тектонических движений по их масштабу: от обширных (около 2000—4000 км), небольших по амплитуде, однородных и медленных движений вначале до относительно малых (в сравнении с толщиной литосферы), интенсивных и контрастных в конце.

5. Уменьшение размеров возмущений приводит к качественно новому характеру движений: при больших пространственных возмущениях горизонтальные смещения верхней и нижней границ литосферы практически одинаковы, а при малых смещения верхней и нижней границ имеют противоположные знаки. Для такого качественного изменения характера движения достаточно уменьшение критического условия (6) эффективной жесткости литосферы в 6—7 раз. Другими словами, при $\mu_{эф}$, близком к критическому, смещение верхней и нижней границ литосферы происходит практически одинаково, а при уменьшении $\mu_{эф}$ в 6—7 раз в литосферном слое возникает закручивание, подобное процессу в конвективных ячейках. При этом в первом случае горизонтальные смещения превосходят вертикальные в 40—50 раз по амплитуде, а во втором ситуация может быть противоположной.

6. Если размеры возмущений сравнимы с толщиной литосферы, в области перегиба рельефа ее границ (особенно нижней) в результате неравномерного движения слоев возникают мощные сдвиговые напряжения и механическая энергия переходит в тепловую.

7. Характер движений и процессов должен быть существенно различным в областях глобальных поднятий и опусканий. В области поднятий он близок к рифтовому режиму, а в области опусканий — к геосинклинальному [1, 4]. Это связано с тем, что профиль нижней границы литосферы повторяет профиль верх-

ней, но с амплитудой в $\rho/\delta\rho$ раз большей. Поэтому в области поднятий разогретый глубинный мантийный материал существенно ближе подходит к дневной поверхности. В области опусканий появляется обширный "корень" холодного литосферного материала, опускающегося в разогретый астеносферный. Физико-химические процессы, связанные с сильными деформациями и фракционным плавлением вещества литосферы, приводят к наблюдаемому многообразию тектоно-вулканических проявлений. Особенно яркими и контрастными они оказываются в области преимущественных опусканий, когда параметр q существенно превышает $2\rho/\delta\rho$.

Итак, оказывается, что простой механизм гравитационной неустойчивости в системе литосфера—астеносфера может лежать в основе различных, с первого взгляда не имеющих ничего общего тектонических движений. Степень и характер неустойчивости определяется жесткостью литосферы. Система литосфера—астеносфера преобразует глубинное тепло в тектоно-вулканические движения. Движения в верхней мантии можно рассматривать как своего рода конвекцию в условиях существования большого градиента вязкости, имеющего место вследствие интенсивного охлаждения дневной поверхности вплоть до эффективного затвердевания и появления малого статического модуля сдвига.

При рассмотрении механизма возможных тектонических движений, основанных на условии равновесия (неустойчивости) в системе литосфера—астеносфера с инверсией плотности, мы не принимали во внимание важных процессов денудации поднятий и осадконакопления во впадинах. Однако они способствуют существенно перераспределению нагрузки на дневной поверхности и могут сказаться на условии равновесия, направленности и характере тектонических движений [3]. Это подтверждается и тем фактором, что система литосфера—астеносфера обладает инверсией плотности и находится в неустойчивом механическом состоянии. Нагрузки на дневной поверхности учитываются слагаемым $\rho g = \rho_y(H)$ граничного условия [3].

При достаточно малых смещениях в начальной стадии можно предполагать, что процессы денудации и осадконакоплений приводят к выравниванию рельефа дневной поверхности. В предельном случае можно предполагать отсутствие в граничном условии (3) слагаемого $\rho g_y(H)$. С учетом этого следует рассматривать модельную задачу. Тогда вместо (5) получим уравнение

$$q \left(\frac{\chi^2}{\text{sh}^2 \chi} + \chi \text{cth} \chi \right) - \frac{\rho}{\delta\rho} \left(1 - \frac{\chi^2}{\text{sh}^2 \chi} \right) \chi^2 = 0. \quad (7)$$

В выражении (4) q и χ окажутся теперь связанными уравнением (7), из которого следует, что возмущенное равновесное состояние системы литосфера—астеносфера существует при любых значениях q , т.е. ограничительное условие (6) отсутствует. Другими словами, при наличии дополнительных нагрузок от осадконакопления тектонические движения могут возникнуть не только при малом значении $\mu_{эф}$. Для этого необходимо, чтобы латеральные размеры нагрузок и соответственно возмущений были достаточно велики: для $\mu_{эф} \approx 10^{12}$ дин/см² $\lambda/2 \approx 15H$, $\mu_{эф} \approx 1,5 \cdot 10^{10}$ дин/см² $\lambda/2 \approx 5H$, $\mu_{эф} \approx 2,5 \cdot 10^8$ дин/см² $\lambda/2 \approx 1,5H$.

Важно отметить, что процессы денудации и осадконакопления могут играть ключевую роль при развитии тектонических движений не только как спусковой механизм, вызывающий и ускоряющий движения, но и как их непосредственная причина. Например, интенсивное осадконакопление в устьях больших рек, вдоль краев континентов (пассивных окраин) может привести к возникновению тектонических прогибаний. При этом осадки при определенных условиях сами себя "хоронят": возникший под тяжестью осадков прогиб пропускает новую порцию, что, в свою очередь, вызывает дальнейшее прогибание и т.д.

Характерные черты тектонических движений при наличии осадконакоплений и без них могут быть различными. К этому выводу можно прийти, сопоставив формулы (4) и (7), с одной стороны, и (4) и (5) — с другой. Действительно, если мы

оценим с помощью (4) и (7) характер смещений в условиях равновесия, то вместо перечисленных выше выводов придем в случае учета полностью компенсированных осадконакопления и денудации к следующим.

1. Размеры по латерали тектонических движений определяются в соответствии с (7) для каждого q ($\mu_{\text{эф}}$). Ограничений на значение $\mu_{\text{эф}}$ нет.

2. Для начала тектонических движений раздробленности литосферы на блоки не требуется. Необходимо только, чтобы размеры осадконакоплений по латерали были достаточно велики.

3. Поскольку ограничений на значение $\mu_{\text{эф}}$ нет, размеры возмущений для близких к реальным значениям в сплошных горных породах $\mu_{\text{эф}} \approx 10^{10} \div 10^{11}$ дин/см² оказываются около 500—1000 км (при $H \approx 100$ км).

4. При отсутствии процессов эрозии эффект снижения $\mu_{\text{эф}}$ приводит к уменьшению латеральных размеров возмущений. Однако теперь практически при всех значениях $\mu_{\text{эф}}$ в литосферном слое происходит закручивание, подобное процессу в конвективных ячейках. Горизонтальные смещения верхней и нижней поверхностей литосферы примерно одинаковы при $0 < \chi \leq 1$, но имеют противоположные знаки. Для больших значений χ (меньших размеров возмущений) горизонтальные смещения верхней поверхности начинают сильно превосходить по абсолютной величине соответствующие смещения нижней. Еще одно существенное отличие состоит в том, что горизонтальные смещения на дневной поверхности ни при каких размерах возмущений не превосходят вертикальных.

5. В области перегиба рельефа также имеются сдвиговые напряжения, но менее мощные, чем возникающие при отсутствии процессов эрозии.

6. Вертикальные смещения верхней и нижней поверхности литосферы практически одинаковы вплоть до $\chi \approx 1,3$. При $\chi > 1,3$ смещения нижней поверхности начинают превышать смещения верхней. Это означает, что профили нижней и верхней поверхностей в довольно широком диапазоне возмущений повторяют друг друга, поэтому как деформационные процессы, так и тектоно-вулканические проявления оказываются не столь ярко выраженными.

Таким образом, при наличии инверсии плотности в системе упругая литосфера—жидкая астеносфера процессы осадконакопления играют достаточно активную и существенную роль. В ряде случаев они могут оказаться причиной возникновения тектонических движений. В любом случае процессы денудации и осадконакопления облегчают развитие и течение реализации неустойчивости в системе литосфера—астеносфера с инверсией плотности [3]. Однако, облегчая реализацию неустойчивости, эти процессы приводят к более спокойному развитию тектонических движений и порой к существенному снижению жесткости литосферы. При этом процесс развития неустойчивости пойдет более интенсивно без компенсированного осадконакопления. Таким образом, осадконакопление оказывается стимулирующим механизмом мощных тектоно-вулканических движений, идущих в дальнейшем без заметного влияния процессов денудации и осадконакопления.

Следует отметить, что процессы выравнивания рельефа неодинаковы для океанов и континентов, поэтому различный характер тектонических движений в континентальных и океанических условиях может быть тесно связан с денудацией и осадконакоплением в регионах с намечающимся или имеющимся значительным перепадом рельефа.

ABSTRACT

The mechanism of the elastic lithosphere layer depression due to compensated sedimentation is suggested. This mechanism presupposes existence of the asthenosphere layer whose substance is considered in consolidated (by 2—3%). The model mathematic problem about the elastic layer equilibrium (lithosphere) allows us to conclude as to the possibility of the lithosphere layer depression with corresponding compensational uplifts.

This possibility may be especially easily realized under compensated sedimentations in depressions and uplift denudations. It appears that the simple mechanism of the gravity instability realization in the lithosphere asthenosphere system may be at the basis of different at first sight having nothing in common tectonic movements; characteristic of the oceans as well as of the continents.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 230 с.
2. Дубровский В.А. Верхняя мантия — тепловая мантия Земли // Природа. 1977. N 4. С. 28—29.
3. Левин Л.Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 214 с.
4. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

УДК 551.242

Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский

МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ «БЕЗГРАНИТНЫХ» ВПАДИН

Исследования показали, что среднестатистическая мощность земной коры на континентах $40,5 \pm 1,6$ км, а ее консолидированной части $36 \pm 1,7$ км. Примерно половина этой территории покрыта осадками, средняя мощность которых 3,5—4 км. Приведенные значения можно считать близкими к норме для различных континентальных платформ. Заметные отклонения мощности земной коры от приведенных значений свойственны примерно 30% территории континентов, где имеются структуры с характерным типом развития [4]. Среди них особое место занимают глубокие седиментационные впадины, в недрах которых сосредоточено до 40% всего объема осадочных пород платформ.

Глубокие (мощность 10—12 км) и глубочайшие (16—25 км) впадины по структуре земной коры могут быть разделены на два типа: в одних подошва земной коры (граница М) относительно приподнята, в других сильно погружена. Мощность коры под впадинами первого типа не превышает 20—30 км, под впадинами второго типа граница М прогнута до 45—50 км. Существенно различаются мощности и составы консолидированной коры этих впадин: у первых толщина консолидированной коры не превышает 8—12 км, причем сильно утонен или вообще отсутствует "гранитный" слой; у вторых консолидированная кора представлена обоими слоями нормальной мощности. Во впадинах первого типа установлены обратное соотношение форм рельефа поверхности консолидированной коры и границы М и обратные зависимости между мощностями осадочного и "гранитного" слоев. По-видимому, встречное положение границы М и поверхности консолидированной коры более характерно для тех прогибов, которые замедлили свое развитие. В прогибах, продолжающих расти, наблюдается согласное залегание поверхности и подошвы консолидированной коры. Безусловно, это "крайние" моменты в жизни таких впадин. Кроме того, обнаружены прогибы, находящиеся в промежуточной стадии развития [11].

Впадины первого типа независимо от времени их заложения и структурной принадлежности обладают сходными чертами развития. Большие площади и значительное опускание позволили выделить процесс их формирования в самостоятельный эндогенный режим — депрессионный [4]. Как и другим, ранее установленным режимам — платформенному, геосинклиальному, орогенному и рифтовому [3, 6, 8, 9] — ему присущи определенные геолого-геофизические параметры: относительно пониженная мощность земной коры, резко сокращенная мощность ее консолидированной части, полное (или почти полное) отсутствие "гранитного" слоя, огромная мощность низкоскоростных осадочных пород.

Впадины с притивоположными формами рельефа поверхности консолидированной коры и границы М, установленные на древних и молодых платформах, в складчатых областях, отнесены к одному типу и условно названы нами "безграничными". Особый вид "безграничных" впадин образуют впадины внутренних и окраинных морей.

"Безграничные" впадины, расположенные на древних платформах: Прикаспийской, Лено-Вилуйской, Тунгусской и других, отличаются огромными размерами. В их центральных частях осадочный слой составляет около половины или более разреза земной коры, толщина которой здесь 30 км. Погружение поверхности консолидированной коры сопровождается симметричным подъемом границы М, что обуславливает сокращение мощности консолидированной коры в 2—3 раза с полным или почти полным выклиниванием "гранитного" слоя. Амплитуда максимального прогиба поверхности консолидированной коры в этих впадинах в 2 раза больше амплитуды подъема поверхности М. Аномальное строение имеет и верхняя мантия. Поверхность астеносферы сильно приближена к земной коре, с чем связано существование повышенного теплового потока в центральных частях впадин. Скоростные параметры осадочных пород и консолидированной коры близки к нормальным для континентальной коры. Гравитационное поле в целом отрицательное.

Процесс образования этих впадин связывают с фазовыми преобразованиями пород "базальтового" слоя в вещество верхней мантии под влиянием локального разогрева и последующего подъема поверхности М [10]. Причем под впадинами типа Днепровско-Донецкой фазовые превращения происходят в расплавленном состоянии ($v_r^M = 7,8$ км/с), а типа Прикаспийской — в твердом ($v_r^M = 8,2$ км/с).

"Безграничные" впадины, развитые на молодых платформах: Нюрольской, Аральской, Мургабской и других, имеют меньшие размеры. Мощность осадочных пород в них не столь велика (8—14 км), а в разрезе консолидированной коры присутствует "гранитный" слой небольшой мощности (8—10 км). Амплитуда подъема границы М под этими впадинами (10—15 км) равна амплитуде прогиба поверхности консолидированной коры. Впадинам соответствуют положительное поле силы тяжести, несколько повышенные скорости распространения сейсмических волн в осадках, нормальные для континентальной коры скорости в консолидированной коре и на поверхности М.

Неокеанические впадины зоны альпийской складчатости в южной части Европейского континента: Куринскую, Рионскую, Паннонскую и другие — весьма условно можно называть "безграничными". "Гранитный" слой здесь имеет мощность 8—10 км, тем не менее он почти в 2 раза тоньше, чем в смежных районах. Мощности осадков в центральных частях этих впадин достигают 8—14 км. Граница М сильно приподнята (на 15—20 км), соотношение амплитуд максимального изгиба поверхности и подошвы консолидированной коры составляет здесь, таким образом, 1:1. Под Паннонской впадиной отмечено неглубокое залегание сравнительно тонкого (около 40 км) астеносферного канала. Тепловой поток здесь в 2—3 раза превышает средние для всего региона значения. Скорости распространения сейсмических волн на поверхности М близки к нормальным значениям (8,1 км/с), скорости под астеносферой очень высокие (9 км/с). Поле силы тяжести характеризуется нулевыми или слабыми отрицательными аномалиями.

Механизм образования этих впадин связывают с процессом базификации в результате подхода к подошве литосферы высокотемпературного мантийного диапира.

Среди "безграничных" впадин своеобразное положение занимают глубоководные впадины внутренних и окраинных морей. Все они имеют общие черты строения, типичные для "безграничных" структур, в то же время они отличаются от рассмотренных неокеанических впадин и различаются между собой [5]. Выделяют морские впадины, расположенные на склонах платформ (Североморская, Мекси-

канская), в пределах подвижных поясов (Беринговоморская, Южно-Охотская, Центральнопонорморская), в зоне альпийской складчатости юга Европы (Южно-Каспийская, Черноморская, Средиземноморские).

Для первой группы морских "безграничных" впадин характерно залегание весьма мощных толщ осадочно-вулканогенных пород (10—20 км) на гетерогенном по возрасту и составу консолидированном основании. "Гранитный" слой здесь очень тонок или вообще отсутствует. Минимальные глубины до поверхности М 20—24 км. Тепловой поток под этими впадинами относительно повышенный, поле силы тяжести положительное.

В группе впадин, сформировавшихся в пределах подвижных поясов, "безгранитной" корой обладают глубоководные котловины. Мощности осадочного слоя достигают 4—10 км, а вместе с водой 7—13 км. Осадки слабо дислоцированы и мало уплотнены ($v_{пл} = 2,1—3$ км/с), толщина "базальтового" слоя 8—10 км, общая мощность коры 15—20 км. Скорости на поверхности М значительно меньше (7,8 км/с). Тепловой поток под впадинами на 30—50% выше, чем в среднем на континенте и в океане, причем он резко убывает при подходе к участкам с "гранитной" корой.

"Безгранитные" впадины южных морей характеризуются резко утоненной по сравнению с окружающей сушей консолидированной корой (4—20 км), чаще всего с отсутствующим или тонким "гранитным" слоем. Они имеют мощный (до 20 км) осадочный слой с низкими значениями скоростей распространения сейсмических волн (3—3,8 км/с), характерными для очень молодых осадков и несвойственными столь мощным толщам. Поле силы тяжести отличается высокими положительными значениями. Большие аномалии Буге связаны с подъемом к земной поверхности тяжелых подкорковых масс ($v_r^M = 8,2—8,5$ км/с), которые образуют крупные по сравнению с окружающими континентальными районами поднятия. Вызванные этим интенсивные аномалии силы тяжести не могут быть скомпенсированы влиянием малой по плотности осадочной толщи, хотя мощность ее и очень велика. Важной особенностью этих впадин являются сравнительно невысокие значения теплового потока (12—50 мВт/м²), лишь вдоль отдельных узких полос он достигает 70—100 мВт/м². Для аналогичных впадин Тихоокеанского побережья характерны более высокие значения теплового потока. Таким образом, почти под всеми рассмотренными морскими "безгранитными" впадинами залегает тонкая кора с пониженными значениями скоростей на поверхности М, а под корой — разуплотненная мантия. Высказываются разные гипотезы образования морских "безгранитных" впадин. Согласно одним, они являются остатками древней океанической коры; другие связывают возникновение "безгранитных" впадин с растяжением материковой коры; третьи рассматривают их образование как результат уплотнения вещества земной коры и его последующего проседания. Последняя группа гипотез предполагает, что источником эндогенных процессов здесь является энергия, выделяемая при гравитационной дифференциации вещества верхней мантии, которая приводит к его плавлению и образованию избыточных объемов. Избыточное вещество всплывая воздействует на земную кору, что и приводит к образованию впадин по рассмотренной схеме [10].

В приведенных характеристиках различных "безгранитных" впадин много сходства, но есть и различия. К чертам сходства относятся приуроченность к крупным поднятиям поверхности М, отсутствие "гранитного" слоя и наличие мощных осадочных толщ, к чертам различия — меняющиеся соотношения амплитуд поднятия поверхности М и прогиба поверхности консолидированной коры, противоположные по знаку значения гравитационных аномалий, нормальные и повышенные значения теплового потока.

Принимая во внимание существование таких различий, подобрать единый механизм образования "безгранитных" впадин трудно, хотя и ясно, что глобальные глубинные процессы, управляющие им, однотипны. Лучше других совокупности

представленных характеристик отвечает гипотеза базификации земной коры [2] с учетом особенностей перечисленных групп (категорий) "безграницных" впадин. Такие структуры получили название лабигенных (структуры обрушения [7]); их основные общие признаки: изометричная (субизометричная) форма, мощный осадочный чехол, утоненная ("безграницная") консолидированная кора, повышенный тепловой поток. Небольшие различия в пределах этих общих черт, очевидно, связаны с разной стадией их развития — от океана к континенту или от континента к океану.

Определить эту стадию сложно, так как мы фиксируем сегодняшнее состояние земной коры каждой изучаемой структуры, и только после выяснения закономерностей их расположения можно воссоздать историческую последовательность развития и определить реальный ход глубинных процессов [1].

ABSTRACT

The thickness of the Earth's crust and peculiarities of its inner structure change from region to region as testified by global observation data. These changes are not chaotic but follow certain regularities reflecting a close spatial and genetic interrelationship between deep and near-surface structures. Deep sedimentary basins are of special interest among the many structural types forming the crustal evolutionary pattern; these basins are characterised by inverted deposit forms of the consolidated crust surface and of the Moho discontinuity. Large areas of considerable subsidence allowed to distinguish the process of their formation as the independent endogenous regime, i.e. depression regime, with a certain set of geological-geophysical parameters, which are: relatively thin crust (30—35 km), reduced thickness of its consolidated part (up to 10—15 km), complete or almost complete absence of the "granite" layer, very thick (up to 20 km) layer of practically undisturbed low velocity (areas $v \leq 4 \text{ km/c}$) sedimentary rocks. The second type of deep basins is also established as that characterised by the conform deposit of all boundaries in the Earth's crust, whereas its thickness is somewhat increased (50—55 km) and the normal (12—16 km) "granite" layer is present. Apparently, the counter position of the Moho discontinuity is more usual for depressions with more or less terminated development. On the contrary, the progressing subsidences have conform deposition of the surfaces and of the bottom of the consolidated crust.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В., Безр М.А., Соболев С.В., Яншин А.Л. Механизм образования складчатых поясов // Сов. геология. 1982. N 9. С. 22—35.
2. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли. М.: Наука. 1978. 531 с.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 260 с.
4. Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 431 с.
5. Левин Л.Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984. 251 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
7. Николаев В.Г. Донеогеновые комплексы и глубинная структура Паннонского бассейна // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 263—271.
8. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 221 с.
9. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. Т. 1. 548 с.
10. Чекунов А.В. О механизме образования структур типа авлакогенов: (На примере ДДВ) // Геотектоника. 1967. N 3. С. 3—18.
11. Чекунов А.В. Корреляционная зависимость между глубиной залегания фундамента и мощностью земной коры в разных районах земного шара // Геофиз. сб. АН УССР. 1970. Вып. 36. С. 55—57.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

К настоящему времени разработано много моделей эволюции пассивных континентальных окраин. Не останавливаясь на их анализе (см. работу [4]), отметим, что в рамках большинства из них удается получить требуемую мощность осадочного бассейна, скорости погружения и ряд других величин. Пожалуй, основным недостатком всех имеющихся моделей является необходимость учета дополнительного (сверх изостазии) погружения, происходящего строго в узкой зоне перехода от континента к океану. Действительно, большинство моделей оперирует такими региональными процессами, как фазовые переходы, термопогружение, подкоровая эрозия, которые не свойственны зоне перехода. Требуемые значения погружения удастся получить в рамках термических моделей, но при этом исходные значения температуры во много раз превосходят те, которые, по имеющимся данным, характерны для континентальных рифтовых зон и Красного моря, являющихся по современным представлениям прототипом начальной стадии развития пассивных континентальных окраин.

В работе предложена новая математическая модель эволюции континентальных окраин атлантического типа.

В эволюции рассматриваемых областей предлагается выделять три стадии.

1. Рифтовая стадия, на которой происходит образование океанической коры и зоны перехода от континента к океану. К концу этой стадии температура в недрах должна повыситься на несколько сотен градусов, при этом область разогрева, как это имеет место в современных рифтовых зонах, оказывается значительно шире зоны растяжения.

2. После образования переходной зоны и океанического бассейна на первый план выходят два процесса: 1) накопление больших объемов осадочных пород и связанные с ним движения в литосфере и астеносфере; 2) перемещение материала на границе континент—океан под действием градиентов литостатического давления [6]. В рамках разработанной математической модели показано, что при малых скоростях накопления осадков и при разогреве вес осадочных толщ должен вызывать перемещение материала не только в астеносфере и верхней мантии, но и в земной коре, что приводит к некоторому уменьшению ее мощности, в результате чего суммарное погружение может превосходить изостатическую компоненту в 1,5—2 раза. В этом случае погружение земной коры определяется скоростью осадконакопления, что приводит к образованию мощных толщ отложений примерно одинакового фациального состава несмотря на неравномерное поступление осадочного материала в область накопления.

3. При уменьшении привноса осадочного материала, что фиксируется по уменьшению мощности слоев в геологическом разрезе, наступает третья стадия, на которой происходит длительное погружение, связанное с остыванием литосферы. На втором этапе этот процесс играл подчиненную роль за счет экранирующего эффекта образующихся осадочных слоев. Остывание приводит к погружению в более широкой области, чем начальный осадочный бассейн, и формирующиеся на этой стадии слои могут перекрывать более древние с угловым несогласием. По нашим оценкам, суммарное значение этой компоненты не превосходит 2—3 км.

Рассмотрим математическую модель второй стадии, поскольку первая и третья уже неоднократно обсуждались в литературе. Она построена при следующих предположениях: система литосфера—астеносфера аппроксимирована четырехслойной моделью (два слоя земной коры, верхняя мантия и астеносфера); физические

свойства в пределах слоев постоянны, плотность не убывает с глубиной; с учетом длительности второй стадии (несколько десятков млн. лет), скорости погружения ($10^{-2} - 10^{-3}$ см/год) и разогрева литосферы для описания процесса деформирования слоев используется модель вязкой несжимаемой жидкости; влиянием нижней границы астеносферы пренебрегаем, считая ее полубесконечной; в качестве объекта моделирования выбраны участки океанической окраины, на которых изменения по латерали относительно невелики, а характерный продольный масштаб возмущений L существенно больше вертикального масштаба H ($\varepsilon = H/L \ll 1$).

После отбрасывания членов порядка ε^2 и выше система уравнений Навье-Стокса для трех верхних слоев проинтегрирована в общем виде при следующих граничных условиях: свободной поверхности с учетом давления слоя воды на верхней границе, непрерывности поля скоростей, нормальных и касательных составляющих напряжения на внутренних границах.

Для нижнего слоя решение получено после применения к системе уравнений Навье-Стокса преобразования Фурье при условии равенства нулю компонент вектора скорости в бесконечности.

Для перехода от поля скоростей к рельефу для внутренних границ модели было использовано кинематическое условие свободной поверхности, т.е. предполагалось, что в процессе движения граница проходит через одни и те же точки среды. Для верхней границы это условие было дополнено двумя компонентами, описывающими процессы осадконакопления и денудации [2]. Предполагалось, что скорость разрушения и переноса вещества на поверхности пропорциональна градиенту рельефа, а привнос материала экспоненциально убывает с удалением от береговой линии до некоторого заданного значения, равного скорости слоенакопления в открытом океане [1].

Подстановка выражений для поля скоростей в слои в уравнения эволюции рельефа границ приводит к появлению системы из пяти уравнений: трех нелинейных параболических дифференциальных уравнений, связывающих рельеф границ модели с полем скоростей на поверхности астеносферы, и двух уравнений в Фурье-пространстве, связывающих скорости перемещения в астеносфере с нормальными и касательными напряжениями на ее поверхности. Система дифференциальных уравнений решается численно методом матричной прогонки с итерациями по нелинейным членам. Сшивка решения в трех верхних слоях с нижним осуществляется также итерационно с применением БПФ. В процессе счета проводится сравнение отброшенных и оставленных членов в исходных уравнениях Навье-Стокса.

При проведении расчетов предполагалось, что к начальному моменту времени сформировались область с типично океанической корой и область перехода от континента к океану. Рельеф двух верхних границ задавался, а рельеф подошвы коры был вычислен из условия изостатического равновесия (рис. 1, а). На рис. 1, б—д приведены результаты расчета эволюции зоны перехода ($t = 0,2; 0,5; 0,8; 1,0; t = 1$ соответствует 10^8 лет) при следующих значениях параметров: вязкость верхнего и нижнего слоев коры 10^{24} и 10^{23} П, их плотность 2,6 и 2,8 г/см³, вязкость верхней мантии 10^{23} П, плотность 3,3 г/см³, вязкость астеносферы 10^{22} П, ее плотность также 3,3 г/см³.

Приведенный на рис. 1 пример показывает, что при выбранных значениях параметров происходит перемещение материала коры и верхней мантии из-под области накопления осадочных толщ, что приводит к некоторому уменьшению мощности слоев земной коры в зоне перехода, в результате чего суммарное погружение может достигать 12—15 км. Кроме того, на первых этапах, когда градиенты литостатического давления еще достаточно велики, возникает перемещение материала земной коры от континента к океану. Суперпозиция этих двух движений приводит к образованию зон растяжения и сжатия, и в частности к возникновению выступа фундамента под осадочным бассейном при $t = 0,2$ и $t = 0,5$. Этот выступ постепенно выполаживается (стадии $t = 0,8$ и $t = 1,0$), но связанное с ним

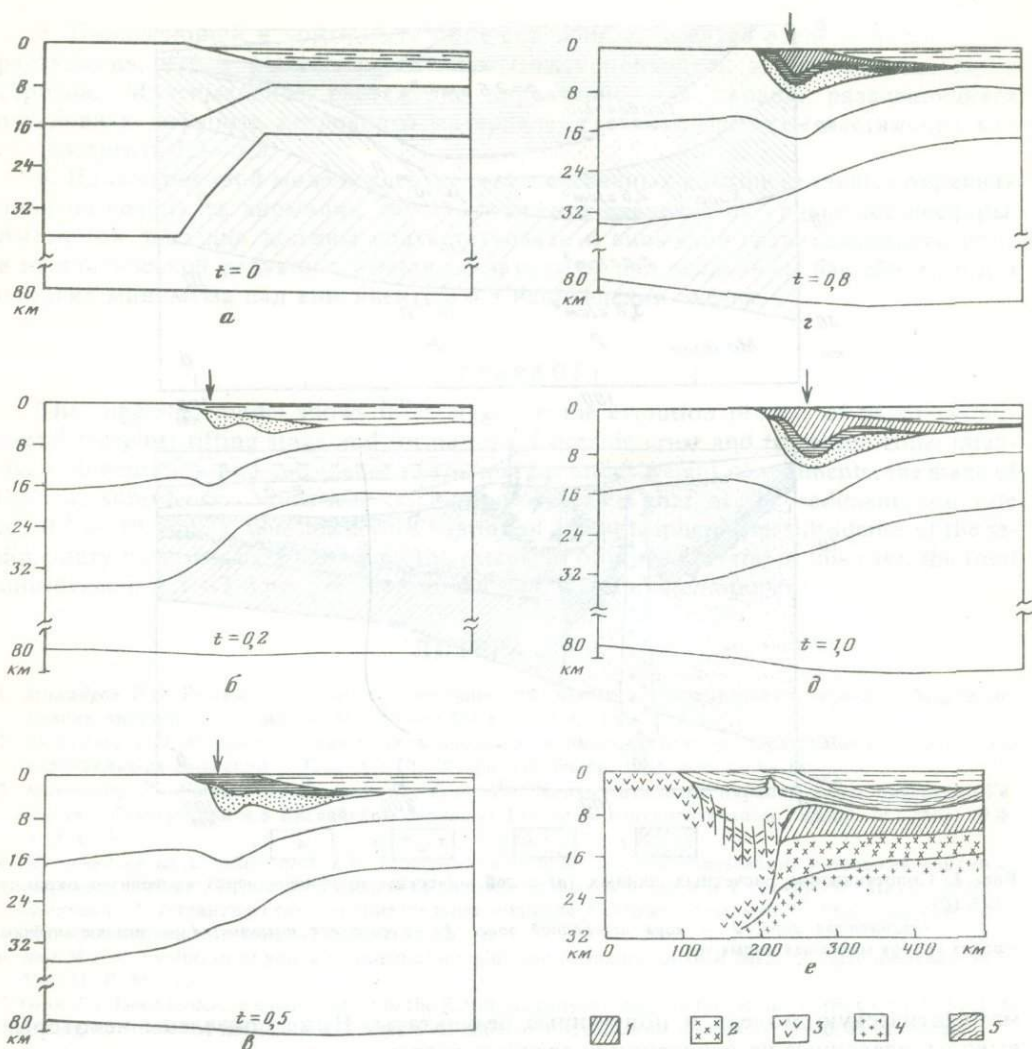


Рис. 1. Пример расчета эволюции переходной зоны

t — относительное время ($0 \leq t \leq 1$); a — положение границ в начальный момент времени; $b-d$ — эволюция границ разреза во времени; e — сейсмический разрез континентальной окраины восточного побережья США [5]: 1 — океанический фундамент (слой 2), 2 — океаническая кора (слой 3), 3 — континентальная кора, 4 — верхняя мантия, 5 — осадочные слои

изменение мощности осадочных слоев сохраняется. На рис. 1, e приведен типичный сейсмический разрез континентальной окраины восточного побережья США [5].

На рис. 2 можно сделать более детальное сравнение расчетного положения границ осадочного чехла для того же численного примера с сейсмическими данными [7]. Следует еще раз подчеркнуть, что, по мнению автора, с рассмотренным выше процессом для континентальной окраины США связано формирование юрских и, возможно, нижнемеловых отложений. Третичные слои, которые по своей мощности и конфигурации существенно отличаются от нижележащих горизонтов, возникли, по всей вероятности, на третьей стадии при термопогружении.

Ограниченный объем статьи не позволяет достаточно подробно изложить

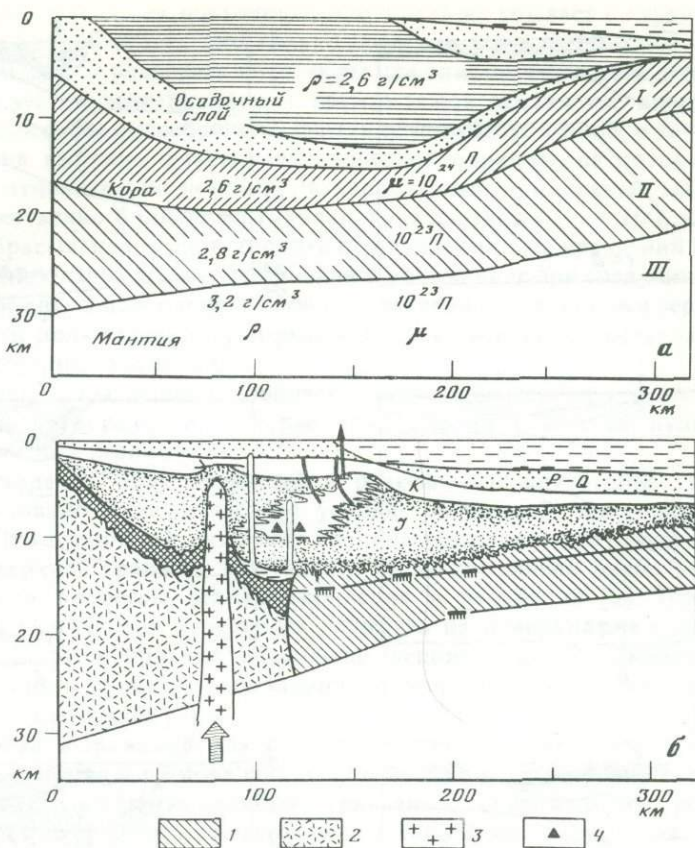


Рис. 2. Сопоставление расчетных данных (а) с сейсмическим профилем через восточную окраину США (б)

1 — океаническая кора; 2 — кора переходной зоны; 3 — гранитная интрузия; 4 — оценки глубины верхних кромок магнитоактивных тел

математическую модель и полученные результаты. Ниже приведены некоторые выводы, сделанные на основании численных экспериментов.

1. Мощность, фациальный состав, изменчивость по латерали, вариации скорости погружения и ряд других особенностей строения пассивных континентальных окраин могут быть объяснены в рамках предложенной модели. Модель не требует привлечения дополнительных факторов. Компонента погружения, связанная с остыванием литосферы, не превосходит 2—3 км.

2. В начале второй стадии возможно образование выступа фундамента, амплитуда и длительность существования которого определяются скоростью осадконакопления. Численные расчеты показывают [1], что в условиях интенсивного привноса градиенты литостатического давления в области перехода быстро нивелируются и выступ фундамента не образуется. Для континентальной окраины типа окраин востока США возможно образование выступа фундамента амплитудой в несколько километров. Как уже отмечалось, в процессе эволюции выступ может исчезнуть, но сохраняется связанное с ним изменение мощности осадочных слоев (см. рис. 1, б—д).

В тех случаях, когда накопление осадочного материала происходит менее интенсивно, выступ фундамента будет выражен наиболее четко, в ряде случаев он может подниматься выше кровли осадочного чехла [1]. Подобные условия, по-видимому, имели место на континентальной окраине Португалии [3].

3. Прилегающий к континенту борт осадочного бассейна располагается в зоне растяжения, что в реальных условиях может приводить к образованию серии сбросов. Максимальное растяжение характерно для окраин, развивающихся в условиях дефицита осадочного материала, где коэффициенты растяжения могут достигать 1,3—1,5.

4. Из построенной модели следует, что в пассивных континентальных окраинах должны возникать аномалии литостатического давления на уровне астеносферы. Аномалии давления должны соответствовать и аномалия гравитационного поля в изостатической редукции, имеющая максимум над осадочным бассейном, и два пологих минимума над континентом и в направлении океана.

ABSTRACT

The suggested model shows three stages in the evolution process of passive continental margins: rifting stage and formation of oceanic crust and transition zone; intensive sedimentation and subsidence of the margin under weight of sediments; the stage of thermal subsidence. Numerical calculations revealed that at the sedimentation rate of 10^{-2} — 10^{-3} cm/y, combined with heating of the lithosphere, the subsidence of the sedimentary basin is accompanied by the extension of crustal layers; in this case, the total subsidence is 1.5—2 times greater than the purely isostatic component.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михайлов В.О. Динамическая модель эволюции пассивных континентальных окраин // Задачи механики природных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 155—175.
2. Михайлов В.О. Математическая модель процесса эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3—18.
3. Монтадер Л., Уиннок Э., Делтьел Ж., Грау Дж. Континентальные окраины вдоль побережья Галисии— Португалии и в Бискайском заливе // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 5—27.
4. Мухамедиев Ш.А., Никитин Л.В. Термоизостатические модели образования пассивных континентальных окраин // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С. 82—99.
5. Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 82—99.
6. Bott M.H.P. Evolution of young continental margins and formation of shelf basin // Tectonophysics. 1971. Vol. 11. P. 319—327.
7. Grow J.A. Deep structure and evolution of the Baltimore canyon trough in the vicinity of the COST-B-3 well // Geological studies of the COST B-3 Middle Atlantic continental slope area. N. Y., 1980. P. 89—114.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
В.В. Белоусов. Столетие международного сотрудничества в изучении Земли	6

ГРАНИЦА ОКЕАН—КОНТИНЕНТ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ: НОВЫЕ ФАКТЫ И "СТАРЫЕ" ГИПОТЕЗЫ

В.В. Белоусов. Строение и условия развития переходных зон между материками и океанами	14
С. Уеда. Тектоника пограничных зон между океаном и континентом в западной части Тихого океана	23
Ю.Г. Киселев. Границы океан—континент в Северном Ледовитом океане	31
Д.Ф. Семенов. Определение зоны сочленения континента и океана по геологическим данным	38

НЕОДНОРОДНОСТИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ. СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР С ГЛУБИННЫМИ

С.А. Болдырев. Мантийные неоднородности активных окраин Мирового океана	43
Е.А. Старшинова. Средние скорости сейсмических волн в литосфере дальневосточной переходной зоны	51
Г.И. Семенова, Ю.Г. Зорина, Н.Я. Кунин, А.Г. Родников. Районирование верхней мантии Тихого океана по данным геофизических исследований	57
В.А. Кучериненко. Изостатические аномалии и аномалии Гленни северо-восточной части Филиппинского моря	65
И.К. Туезов, О.В. Веселов, В.Д. Епанешников, Е.Н. Липина. Тепловой поток западной части Тихого океана, Австралии, Восточной Азии и его геологическая интерпретация	68
П. Борман, Ст. Гресль, Х. Нойнхёфер, К. Вилгалла. Структура верхней мантии Земли в области юго-западной границы Восточно-Европейской платформы	72

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

А.Я. Шараськин, Л.В. Дмитриев. Проблемы вещественной эволюции коры активных окраин	79
О.А. Богатиков, А.А. Цветков, В.И. Коваленко. Магматические серии и островодужный процесс: закономерности эволюции	86
О.Н. Волюнец, Г.Н. Аношин. Щелочные и субщелочные лавы островных дуг	95

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАСЕЙНЫ: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

Л.Э. Левин. Седиментационные бассейны переходных зон — общая характеристика, количественные параметры	105
---	-----

Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов. Подводные окраины материков и переходные зоны — глобальные пояса размещения мощных осадочных бассейнов	111
В.Д. Наливкин, Т.А. Андиева, Ю.Н. Григоренко. Строение и эволюция осадочных бассейнов краевой системы между континентом и океаном	115
Ю.Г. Зорина, Р.Д. Родникова, О.К. Баженова. История формирования осадочной толщи западной части Тихоокеанского подвижного пояса	120
Г.С. Гнибиденко. Связь тафrogenеза с формированием седиментационных бассейнов Охотской плиты	126
М.Х.П. Ботт. Механизм образования осадочных бассейнов в северной части Англии	130

ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУР ПАССИВНЫХ И АКТИВНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОКРАИН

Ш.А. Мухамедиев, Л.В. Никитин. Термоизостатические модели образования пассивных континентальных окраин	137
К. Нисимура. Схематическая модель развития активных континентальных окраин на основе глобальных undulations геоида	145
С.В. Соболев. Физико-химическая модель интенсивного опускания континентальной коры	152
В.А. Дубровский. Роль неустойчивости в системе литосфера—астеносфера и осадконакопления на ранней стадии тектонических движений	158
Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский. Модели строения и развития "безграничных" впадин	163
В.О. Михайлов. Математическая модель образования осадочных бассейнов на континентальных окраинах атлантического типа	167

CONTENTS

Introduction	5
V.V. Belousov. A centenary of international cooperation in the study of the Earth	6
OCEAN—CONTINENT BOUNDARY IN TIME AND SPACE: NEW FACTS AND "OLD" HYPOTHESES	
V.V. Belousov. Structure and evolution of transition zones between continents and oceans	14
S. Uyeda. Tectonics of ocean-continent boundary zones of the Western Pacific Region	23
Yu.G. Kiselev. Ocean—continent boundaries in the Arctic Ocean	31
D.F. Semyonov. Definition of the continent and ocean junction zone by geological data	38
INHOMOGENEITIES OF THE UPPER MANTLE. RELATIONS BETWEEN THE SURFACE STRUCTURES AND THE DEEP STRUCTURES	
S.A. Boldyrev. Mantle inhomogeneities in active marginal areas of the World ocean	43
E.A. Starshinova. The mean velocities in the lithosphere beneath the Far East transition zone	51
G.I. Semyonova, Yu.G. Zorina, N.Ya. Kunin, A.G. Rodnikov. Regional division of the Pacific upper mantle on the basis of complex geophysical studies	57
V.A. Kucherinenko. Glenny and isostatic gravity anomalies of the NE part of Philippine Sea	65
I.K. Tuzov, O.V. Veselov, V.D. Yepaneshnikov, E.N. Lipina. The heat flow of Western Pacific, Australia, Eastern Asia and its geological interpretation	68
P. Bormann, St. Grässl, H. Neunhöfer, K. Wylgalla. The upper mantle structure of the South-West Border region of the East European platform	72
PETROCHEMICAL FEATURES OF TRANSITION ZONES	
A.Ya. Sharaskin, L.V. Dmitriev. Problems of crustal evolution in the active margin zones	79
O.A. Bogatkov, A.A. Tsvetkov, V.I. Kovalenko. Magmatic Series and island arc process: patterns of evolution	86
O.N. Volynets, G.N. Anoshin. Alkaline and subalkaline lavas of island arcs	95
SEDIMENTARY BASINS: REGULARITY IN DISTRIBUTION, MODELS OF FORMATION AND EVOLUTION	
L.E. Levin. General characteristic and quantitative parameters of sedimentary basins of transitional zones	105
Yu.K. Burlin, B.A. Sokolov. Continental margins and transitional zones as global belts of distribution of thick sedimentary basins	111
V.D. Nalivkin, T.A., Andieva, Yu.N. Grigorenko. Structure and evolution of sedimentary basins of marginal system between continent and ocean	115

Yu.G. Zorina, R.D. Rodnikova, O.K. Bazhenova. Sedimentation history of the Western Pacific mobile belt	120
H.S. Gnibidenko. Thaphrogenesis and the sedimentary basins of the Okhotsk Sea plate	126
M.H.P. Bott. Subsidence mechanism of carboniferous basins in North England.....	130

**DYNAMICS MODELS OF FORMATION
AND EVOLUTION OF STRUCTURES IN THE ACTIVE
AND PASSIVE MARGINS**

Sh.A. Muchamediev, L.V. Nikitin. Thermoistostatic models of passive margins formation	137
K. Nishimura. A schematic model of development of active continental margins as inferred from particular features of global-scale geoid undulations	145
S.V. Sobolev. The physico-chemical model of intensive subsidence of the continental crust	152
V.A. Dubrovsky. The role of instability in the system of lithosphere-asthenosphere and sedimentation at the early stage of tectonic movements	158
B.S. Volvovsky, I.S. Volvovsky. Model of formation and development "graniteless" basins	163
V.O. Mikhailov. The mathematical model of formation of sedimentary basins on continental margins of the Atlantic Ocean	167

УДК 551.242.3

Белоусов В.В. Столетие международного сотрудничества в изучении Земли // Структура и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Изложена история возникновения международного сотрудничества в области изучения Земли в связи с юбилейными датами: 100-летием I Международного полярного года, 50-летием II Международного полярного года и 25-летием Международного геофизического года.

УДК. 551.24

Белоусов В.В. Структура и условия развития переходных зон между материками и океанами // Структура и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Выделены три типа переходных зон: атлантический, тихоокеанский и колумбийский. Для всех переходных зон характерным процессом является прогибание земной коры, которое связано с замещением на месте континентальной коры океанической. Наиболее вероятный механизм такого замещения состоит в погружении континентальной коры, глыба за глыбой, в очень сильно нагретую верхнюю мантию в условиях, когда между корой и сильно разуплотненной мантией возникает инверсия плотностей. Подъем мантийного материала к поверхности на место бывшей континентальной коры ведет к образованию новой океанической коры. Эволюция переходных зон атлантического типа связана с рифтогенезом. Развитие переходных зон тихоокеанского типа в значительной степени определяется глубинными разломами, проникающими до уровня необеденной мантии, откуда к поверхности поднимаются летучие продукты, необходимые для образования известково-щелочных магм островных дуг.

УДК 551.242

Уеда С. Тектоника пограничных зон между океаном и континентом в западной части Тихого океана // Структура и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Граница между океаном и континентом в западной части Тихого океана состоит в основном из зон субдукции. Субдукция является не только процессом, противостоящим растеканию (спредингу) морского дна в режиме тектоники плит, но и главным движущим механизмом плит. Характерные особенности зон субдукции трудно объяснить с помощью какой-либо одной модели. Существуют два основных и принципиально различающихся типа субдукции, которые контролируются силами сцепления между поддвигающейся и надвигающейся плитами. Характерными примерами являются высоко напряженная субдукция чилийского типа и низко напряженная субдукция марианского типа. Столкновение и аккреция блоков океанической коры пониженной плотности играют также важную роль в эволюции континентов.

Ил. 4, библиогр. 31 назв.

УДК 551.242.25

Киселев Ю.Г. Границы океан—континент в Северном Ледовитом океане // Структура и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены природа и взаимосвязь физико-географической, геоморфологической и глубинно-геологической границ разделов океан—континент в Северном Ледовитом океане. Показано, что ввиду нахождения Северного Ледовитого океана на начальной стадии океанообразования границы разделов между материковой и океанической тектоносферой находятся в подвижном состоянии. Образование океана идет путем вычленения из общего протошельфа крупных областей проседаний, образования эпиморских впадин (часто дискордантно по отношению к предшествующему доокеаническому структурному плану) с последующим переходом их на абиссальный уровень.

Ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 551.24

Семенов Д.Ф. Определение зоны сочленения континента и океана по геологическим данным // Структура и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Зона сочленения континента и океана определена как область распространения особых формационных компонентов, обладающих признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных компонентов. По площади распространения этих комплексов можно реконструировать такую зону в геологическом прошлом. Сделан вывод, что зона сочленения континента, и океана, характеризующаяся наложением и слиянием процессов сиализации и базификации земной коры, — это особый класс геологического развития.

Библиогр. 7 назв.

УДК 550.311

Болдырев С.А. Мантийные неоднородности активных окраин Мирового океана // Структура и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

На основе сведений о сейсмичности, кинематических и диссипативных параметрах среды рассматривается глубинное строение мантии активных окраин океана и сейсотектонический эффект выделенных мантийных неоднородностей.

Ил. 5, библиогр. 29 назв.

УДК 551.24

Старшинова Е.А. Средние скорости сейсмических волн в литосфере дальневосточной переходной зоны // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Сравнение скоростных характеристик литосферы в дальневосточной переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану проведено с помощью сопоставления средних скоростей, рассчитанных по первым вступлениям сейсмических волн от взрывов при ГСЗ и при регистрации больших взрывов на длинных профилях. Показано, что основные различия литосферы разных районов переходной зоны по средним скоростям в пределах неоднозначности решения обратной задачи и точности экспериментальных данных наблюдаются в среднем до глубин 45 ± 5 км.

Ил. 3, библиогр. 11 назв.

УДК 551.242.2

Семенова Г.И., Зорина Ю.Г., Кунин Н.Я., Родников А.Г. Районирование верхней мантии Тихого океана по данным геофизических исследований // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Проведено районирование верхней мантии по глубине залегания и скоростной характеристике поверхности Мохоровичича. Выполнено сопоставление с другими геофизическими данными для выделения глубинных неоднородностей. Рельеф поверхности М в основном отражает особенности строения земной коры, а ее скоростная характеристика выявляет главным образом особенности строения верхов мантии.

Ил. 4, библиогр., 27 назв.

УДК 551.242.2:550.831

Кучериненко В.А. Изостатические аномалии и аномалии Гленни северо-восточной части Филиппинского моря. // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Построены карты гравитационного поля в редукциях Гленни и изостатический для акватории северо-восточной части Филиппинского моря с островной дугой и глубоководным желобом Бонин и северной частью Марианского желоба. Изостатическая аномалия над хребтом Бонин ($240-250$ мГал) — это одно из самых больших по амплитуде мест нарушения равновесия коры на земном шаре. Качественная интерпретация аномальных карт указывает на то, что источником интенсивной и локальной в плане аномалии Гленни над хребтом Бонин является аномально плотное нескомпенсированное тело, расположенное в коре островной дуги. Отмечена связь гравитационных аномалий с вулканизмом и сейсмичностью.

Ил. 2, библиогр. 11 назв.

УДК 551.242:550.83

Тузев И.К., Веселов О.В., Епанешников В.Д., Липина Е.Н. Тепловой поток западной части Тихого океана, Австралии, Восточной Азии и его геологическая интерпретация // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Показано, что в пределах Восточной Азии и Западной Австралии среднее значение плотности теплового потока (ТП) 63 мВт/м²; в Берингово-морско-Новозеландской зоне, соответствующей зоне перехода от Азии и Австралии (включая Центральную и Восточную Австралию) к Тихому океану, — 80 ; в западной части Тихого океана — 53 мВт/м². Плотности ТП в Берингово-морско-Новозеландской области, на востоке Азии и в Австралии возрастают по мере уменьшения глубины до кровли мантии. Не установлено зависимости плотности ТП от возраста геологических структур, но существует его прямая связь с процессами новейшей тектонической активизации. Источниками максимумов плотности ТП являются магматические очаги — зоны частичного плавления, верхние кромки которых располагаются на глубинах $15-30$ км.

Табл. 4, ил. 1, библиогр. 8 назв.

УДК 551.242

Борман П., Гресль Ст., Нойнхёфер Х., Вилгалла К. Структура верхней мантии Земли в области юго-западной границы Восточно-Европейской платформы // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

С помощью сейсмических методов изучено строение верхней мантии юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. Установлено, что скорости поперечных волн верхней мантии

там выше, чем в области молодых орогенов Центральной Европы. Исследования азимутальной зависимости аномалий телесейсмических значений времен пробега и систематических отклонений азимутов волн на сети сейсмологических станций в Центральной Европе подтвердили сейсмическую анизотропию верхней мантии.

Ил. 7, библиогр. 15 назв.

УДК 551.242:552.3

Шараськин А.Я., Дмитриев Л.В. **Проблемы вещественной эволюции активных окраин // Строение и динамика зон перехода от континента к океану.** М.: Наука, 1986.

Показано, что кора котловин краевых морей на западе Тихого океана формировалась в результате развития локальных зон спрединга в тылу островных дуг. Сопряженный с ними базальтовый магматизм по геохимическим характеристикам идентичен магматизму срединно-океанических хребтов и соответственно в обоих случаях должен быть связан с одинаковым типом мантийных источников. В пределах Филиппинского моря эпизоды тылового спрединга чередовались с периодами вулканической активности на островных дугах, магмы которых возникали в геохимически иной среде, обогащенной радиогенными изотопами Sr и Nd, летучими и некоторыми некогерентными элементами. Общее разрастание континентальной коры в рассматриваемых зонах возможно только при участии процессов тектонического скручивания пород океанической коры и ее осадочного чехла под основанием островных дуг и окраин континентов.

Ил. 4, библиогр. 30 назв.

УДК 551.34

Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И. **Магматические серии и островодужный процесс: закономерности эволюции // Строение и динамика зон перехода от континента к океану.** М.: Наука, 1986.

Магматическая эволюция островных дуг с момента их возникновения в связи с началом поддвига литосферных плит и до превращения в сложнодислоцированные горно-складчатые пояса с мощной корой континентального типа носит дискретный характер. В соответствии с этим выделяются три типа островных дуг, отвечающих трем последовательным этапам их преобразования: юные, развитые и зрелые, отличающиеся спецификой тектонического режима, магматизма, метаморфизма и осадконакопления. От юных дуг к развитым и зрелым происходит закономерная смена толеитового магматизма известково-щелочным.

Ил. 3, библиогр. 27 назв.

УДК 550.4:551.2

Вольнец О.Н., Аношин Г.Н. **Щелочные и субщелочные лавы островных дуг // Строение и динамика зон перехода от континента к океану.** М.: Наука, 1986.

В пределах островных дуг установлено наличие двух серий пород повышенной щелочности: абсарокит-шошонит-латит-трахитовой (АШЛТ) и щелочно-оливин-базальт-трахириолит-комендитовой (ШБТК), различающихся особенностями минерального состава, содержанием ряда главных элементов. Признаками разделения этих серий пород служат отношения K/Na, а также концентрация Nb и Zr в лавах. В области базальтовых составов дополнительным признаком является содержание TiO₂.

Табл. 2, ил. 7, библиогр. 31 назв.

УДК 551.242

Левин Л.Э. **Седиментационные бассейны переходных зон — общая характеристика, количественные параметры // Строение и динамика зон перехода от континента к океану.** М.: Наука, 1986.

Крупнейшие пояса седиментационных бассейнов, связанные с переходными зонами различного типа, включают 25% стратиформной оболочки (вместе с миогеосинклиналиями) или 65% объема чехла всех седиментационных бассейнов Земли, равного 510 млн. км³. Пояса представляют собой новообразование, наложенное на тектонические элементы различных генераций, обладают чертами сходства и различия. Все они характеризуются рифтогенной природой, значительной мощностью чехла (до 10—18 км), повышенным влиянием вулканизма на седиментацию, интенсивными нисходящими движениями блоков коры на поздних стадиях эволюции. Различия определяются тектонической позицией, направленностью изменения геодинамической обстановки, временем начала формирования.

УДК 551.242

Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. **Подводные окраины материков и переходные зоны — глобальные пояса размещения мощных осадочных бассейнов // Строение и динамика переходных зон от континента к океану.** М.: Наука, 1986.

Рассмотрены строение осадочных бассейнов различного типа, их развитие вдоль подводных окраин материков и в переходных зонах. Показано, что их формирование происходит в условиях активных тектонических движений и интенсивной терригенной, карбонатной и вулканогенной седиментации в мезозое и кайнозое.

УДК 551.242:559.98

Наливкин В.Д., Андиева Т.А., Григоренко Ю.Н. **Строение и эволюция осадочных бассейнов краевой системы между континентом и океаном** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

В переходных зонах развиваются своеобразные структуры платформенного и геосинклинального ряда, образующие глобальную краевую систему между континентом и океаном. Пассивные краевые системы представлены краевыми плитами и периконическими прогибами, активные — океаническими желобами, островными дугами, глубоководными морскими впадинами. Каждому виду тектонических элементов соответствуют осадочные бассейны, отличающиеся от бассейнов других типов составом и набором осадочных комплексов. Активные и пассивные краевые системы и содержащиеся в них осадочные бассейны могут быть разделены на три подтипа, строение которых зависит от положения систем относительно срединно-океанического хребта. В соответствии с этим выделены системы параллельные, трансформные и торцевые. Наличие краевых систем разного строения должно учитываться при оценке перспектив нефтегазонасыщенности акваторий.

Ил. 2, библиогр. 8 назв.

УДК 551.242

Зорина Ю.Г., Родникова Р.Д., Баженова О.К. **История формирования осадочной толщи западной части Тихоокеанского подвижного пояса** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены закономерности развития осадочных комплексов западной части Тихоокеанского подвижного пояса в связи с оценкой их нефтегазового потенциала. Проанализированы восемь литолого-фациальных схем основных этапов осадконакопления, разделенных периодами интенсивных тектонических подвижек, сопровождаемых поднятиями, складчатостью, повышенной магматической деятельностью, регрессией водных бассейнов и частично эрозией осадков. Наибольшей плотностью ресурсов углеводородов характеризуются кайнозойские литолого-фациальные комплексы, в том числе развитые в бассейнах краевых и в меньшей мере внутри-складчатых прогибов.

Ил. 1, библиогр. 22 назв.

УДК 551.242

Гнибиденко Г.С. **Связь с формированием седиментационных бассейнов Охотской плиты** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Центральную и северную части Охотского моря занимает эпимезозойская Охотская плита. Фундамент плиты сложен деформированными геосинклинальными комплексами, охватывающими стратиграфический диапазон от мела по докембрий включительно. Чехол плиты представлен терригенным палеоген-неогеновым комплексом, выполняющим систему структурно-седиментационных бассейнов, которые образовались в результате посторогенного (кайнозойского) тафрогенеза, приведшего к формированию рифтовой структуры плиты.

Ил. 3, библиогр. 17 назв.

УДК 551.242

Ботт М.Х.П. **Механизм образования осадочных бассейнов в северной части Англии** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Отложения каменноугольного возраста на территории Великобритании накапливались вблизи уровня моря в условиях сочетания регионального и дифференцированного опускания. В северной части Англии дифференцированные нисходящие движения раннекаменноугольной эпохи вызвали образование блоков и трогов, отделенных друг от друга приразломными шарнирными зонами. Недостаточность геологических доказательств интенсивного растяжения и однородности структуры земной коры под блоками и трогами также указывают на то, что нижняя часть земной коры может быть подвергнута растяжению в большей степени, чем верхняя. Растяжение происходило под действием плиты, увлеченной субдукцией южной части закрывающегося Среднеевропейского краевого моря. Неравномерное растяжение земной коры могло иметь место на его обрамлении.

Ил. 3, библиогр. 14 назв.

УДК 550.311+551.12:523.52

Мухамедиев Ш.А., Никитин Л.В. **Термоизостатические модели образования пассивных континентальных окраин** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены некоторые механизмы образования пассивных континентальных окраин. Введены понятия термоизостатической модели и коэффициента "океанизации". Показаны вырожденность термоизостатического приближения и невозможность в его рамках отдать предпочтение тому или иному механизму. Исследуется механизм растяжения литосферы и отмечена недооценка степени растяжения в термоизостатической модели. Эффект механической сжимаемости вещества литосферы может приводить к подъему ее поверхности при растяжении. Приведены некоторые результаты анализа механизма внедрения даек и отмечаются условия, при которых возможно протекание процесса внедрения. Обосновывается необходимость усложнения модели внедрения даек с целью учета ряда реальных факторов.

Ил. 2, библиогр. 23 назв.

УДК 550.312

Нисимура К. **Схематическая модель развития активных континентальных окраин на основе глобальных ундуляций геоида** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Глобальные ундуляции геоида объясняются главным образом плотностными вариациями верхней части нижней мантии. В связи с этим предложена схематическая модель развития активных континентальных окраин, полученная на основе анализа пространственной взаимосвязи между характерными особенностями аномалий геоида и глубокофокусными сейсмическими зонами. Модель применена к исследованию эволюции переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в мезозое—кайнозое.

Ил. 3, библиогр. 22 назв.

УДК 551.24.035

Соболев С.В. **Физико-химическая модель интенсивного опускания континентальной коры** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Предложена количественная модель процесса образования осадочных бассейнов с утоненной континентальной корой, связанного с эклогитизацией основных пород в нижней коре. При отсутствии флюида твердофазовые превращения в основных породах коры происходят с заметной скоростью только при высокой температуре (800°С). При этом в нижней части континентальной коры формируется слой метастабильных основных пород сравнительно низкой плотности. В результате мантийной конвекции к платформенной литосфере подходит аномально разогретое вещество, а из аномальной мантии в нижнюю кору поступает флюид с низким давлением воды. Вместе с прогревом коры это приводит к резкому увеличению скорости твердофазовых реакций в основных породах нижней коры, в них устанавливается термодинамическое равновесие. В результате плотность пород нижней коры возрастает на 0,2—0,5 г/см³ и происходит интенсивное изостатическое опускание литосферы. Время образования морского бассейна глубиной 1—2 км в предполагаемой модели составляет не более 5—20 млн. лет.

Ил. 4, библиогр. 21 назв.

УДК 551.24.035

Дубровский В.А. **Роль неустойчивости в системе литосфера—астеносфера и осадконакопления на ранней стадии тектонических движений** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Рассмотрен механизм появления прогиба упругого литосферного слоя за счет компенсированного осадконакопления, который предполагает существование астеносферного слоя с разуплотненным на 2—3% веществом. Решение модельной математической задачи о равновесии упругого слоя (литосфера), лежащего на более легкой несжимаемой жидкости (астеносфера), подтверждает возможность прогиба литосферного слоя с соответствующими компенсационными поднятиями. Механизм реализации гравитационной неустойчивости в системе литосфера—астеносфера может лежать в основе различных тектонических движений, характерных как для океанов, так и для континентов.

Библиогр. 4 назв.

УДК 551.242

Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. **Модели строения и развития "безграничных" впадин** // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены модели строения крупных седиментационных впадин с "безграничным" типом земной коры, развитых внутри континентов и по их периферии. Обсуждаются гипотезы механизма их образования и развития. Сделана попытка классификации "безграничных" впадин в зависимости от геотектонического положения и особенностей глубинной структуры.

Библиогр. 11 назв.

УДК 551.24.035

Михайлов В.О. Математическая модель образования осадочных бассейнов на континентальных окраинах атлантического типа // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986.

Предложена модель процесса эволюции пассивных континентальных окраин, подразделяющая его на три стадии: рифтовую с образованием океанической коры и переходной зоны; интенсивного осадконакопления и погружения окраины под действием веса осадочных толщ; термопогружения. Вычисления показали, что в условиях разогрева литосферы при скоростях осадконакопления около 10^{-2} — 10^{-3} см/год опускание осадочного бассейна сопровождается растяжением слоев земной коры, при этом суммарное опускание оказывается в 1,5—2 раза больше чисто изостатической компоненты.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

**СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА
ЗОН ПЕРЕХОДА
ОТ КОНТИНЕНТА
К ОКЕАНУ**

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме АН СССР*

Редактор *Л.А. Графова*
Редактор издательства *А.В. Копп*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 31586

Подписано к печати 28.07.86. Т — 15591
Формат 70X100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0 + 0,9 вкл. Усл.кр.-отт. 16,1. Уч.-издл. 18,1
Тираж 950 экз. Тип. зак. 690
Цена 2 р. 80 к.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати:

Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. 17 л.

В книге описаны классификация метаморфических формаций и модель структурно-метаморфической эволюции земной коры МНР в докембрии—кембрии. Особое внимание уделено соотношениям формаций до-рифейского фундамента с рифей-кембрийскими метаофиолитовыми. Показано, что офиолиты представляют реликты палеоокеанического типа. На основе сводки геохимических данных приведено сопоставление металла в офиолитовой ассоциации МНР с эталонными комплексами мира и вулканитами главных геотектонических обстановок океана.

Для геологов, петрографов, литологов.

Геология рифта Таджура — наблюдения из подводных аппаратов. 20 л.

Монография представляет собой результаты исследований молодого рифта Таджура (Аденский залив), проведенных в 7-м рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш". На основании геофизических, геологических, геохимических данных и прямых наблюдений из подводных обитаемых аппаратов представлена полная картина истории развития рифта, его тектоники, магматизма, гидротермальной деятельности, седиментогенеза. Приведены карты рифта, подводные фотографии, множество оригинальных данных.

Для геологов, вулканологов, палеонтологов, литологов, геохимиков, геофизиков.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 18 л.

В книге рассмотрены возраст вулканогенного пояса, стратиграфия и этапность его развития, влияние вулканизма на климат. Приведены особенности расчленения и прослеживания разновозрастных вулканогенных толщ. Рассмотрена эволюция меловых флор пояса, отражающая этапность развития флор возвышенных местообитаний. На материале Охотско-Чукотского пояса показана возможность широкого применения палеоботанического метода для расчленения и корреляции мощных наземных вулканогенных толщ контрастного состава.

Для геологов, палеовулканологов, палеоботаников.

**Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР.
Геохимия элементов. 20 л.**

В монографии обобщен опыт геолого-геохимического изучения в СССР редких элементов и цветных металлов в углях, горючих сланцах и вмещающих их породах за последние 25 лет. Для 58 элементов, содержания которых в каустобиолитах находятся в пределах чувствительности анализов, рассмотрены общие вопросы геохимии, содержания в торфах, углях и горючих сланцах, формы нахождения, критерии оценки полезных и вредных компонентов, поведение при переработке твердых топлив и возможности попутного или специального извлечения.

Для специалистов, занимающихся изучением и разведкой каустобиолитов и осадочным рудообразованием.

М и х а й л о в И.М. Потенциальная энергия пластовых флюидов. 7 л.

Книга посвящена выяснению условий сохранения и закономерностях распределения залежей углеводородов. Вопрос решается с позиций изучения соотношений энергетических уровней пластовых флюидов: рассказано об источниках и величинах потенциальной энергии пластовых вод и нефтяных углеводородов; рассмотрено соотношение энергетических уровней флюидов в пластах-коллекторах и породах покрышках. Основное внимание при этом уделяется использованию результатов изучения соотношения энергетических уровней флюидов в практике нефтегазописковых работ.

Для геологов-нефтяников, гидрогеологов, геохимиков, тектонистов.

**Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых.
35 л.**

Это крупный обобщающий труд в области петрологии твердых органических веществ и использования полученных результатов для решения теоретических и практических задач нефтяной и угольной геологии. Рассмотрены теоретические основы количественных методов петрологии, раскрывающие влияние первичных геолого-генетических факторов на состав, свойства и термогенетические преобразования твердых органических веществ угольного и нефтяного рядов в недрах.

Для геологов-нефтяников, угольщиков.

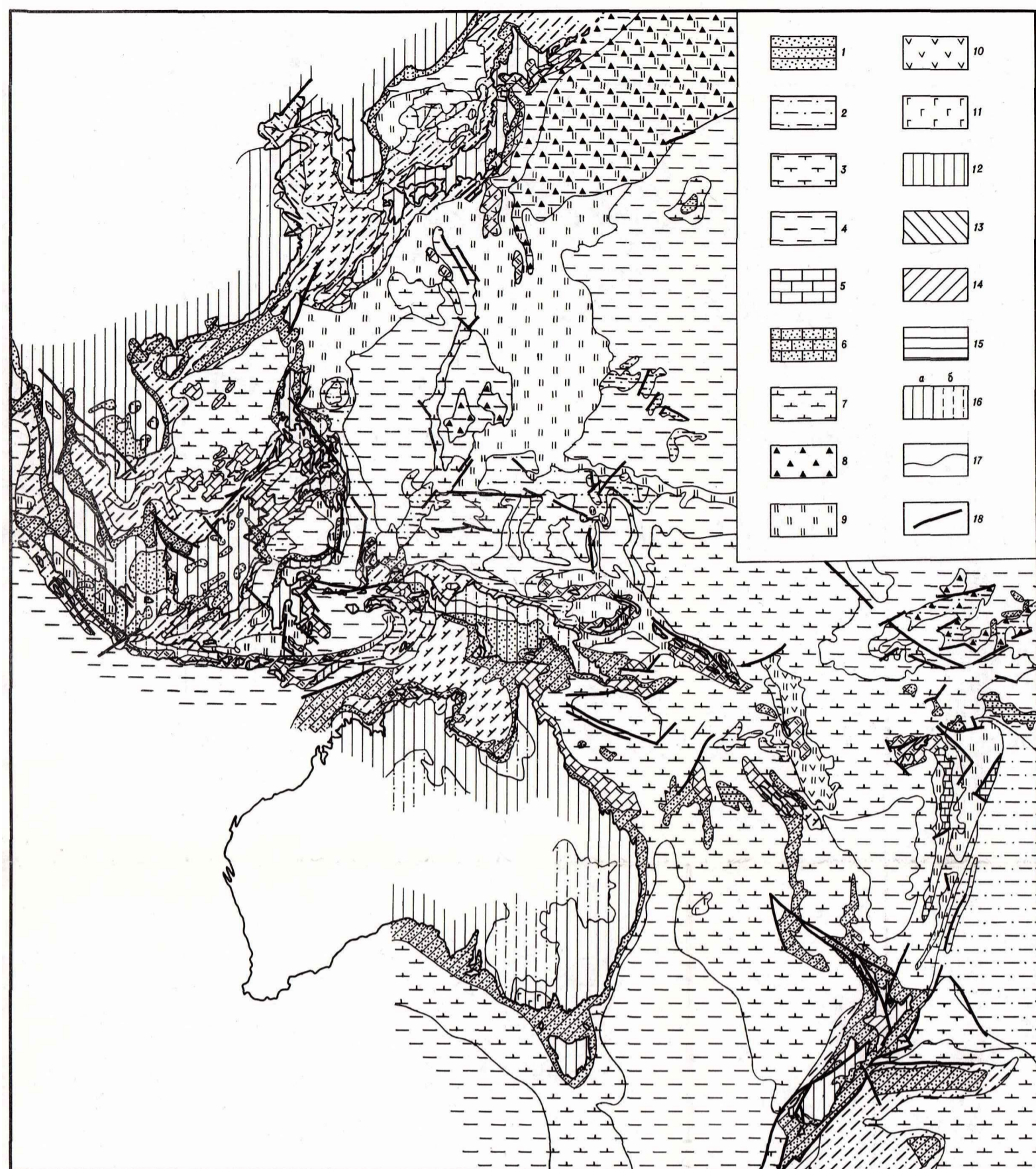
Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4

197345 Ленинград, Петрозаводская, 7

117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12



Литологический состав отложений

1 — преимущественно песчаный и грубообломочный; 2 — песчано-глинистый; 3 — турбидиты; 4 — преимущественно глинистый; 5 — карбонатный; 6 — калккаренты; 7 — карбонатно-глинистый; 8 — кремни; 9 — вулканогенно-осадочный; 10, 11 — вулканы; 10 — андезиты, 11 — базальты; 12—15 — обстановка осадконакопления; 12 — континентальная, 13 — дельтовая, 14 — прибрежно-морская и мелководно-морская, 15 — глубоководная; 16 — области отсутствия отложений данного возраста (а — достоверные, б — предполагаемые); 17 — предполагаемые границы литологических подразделений; 18 — основные разломы

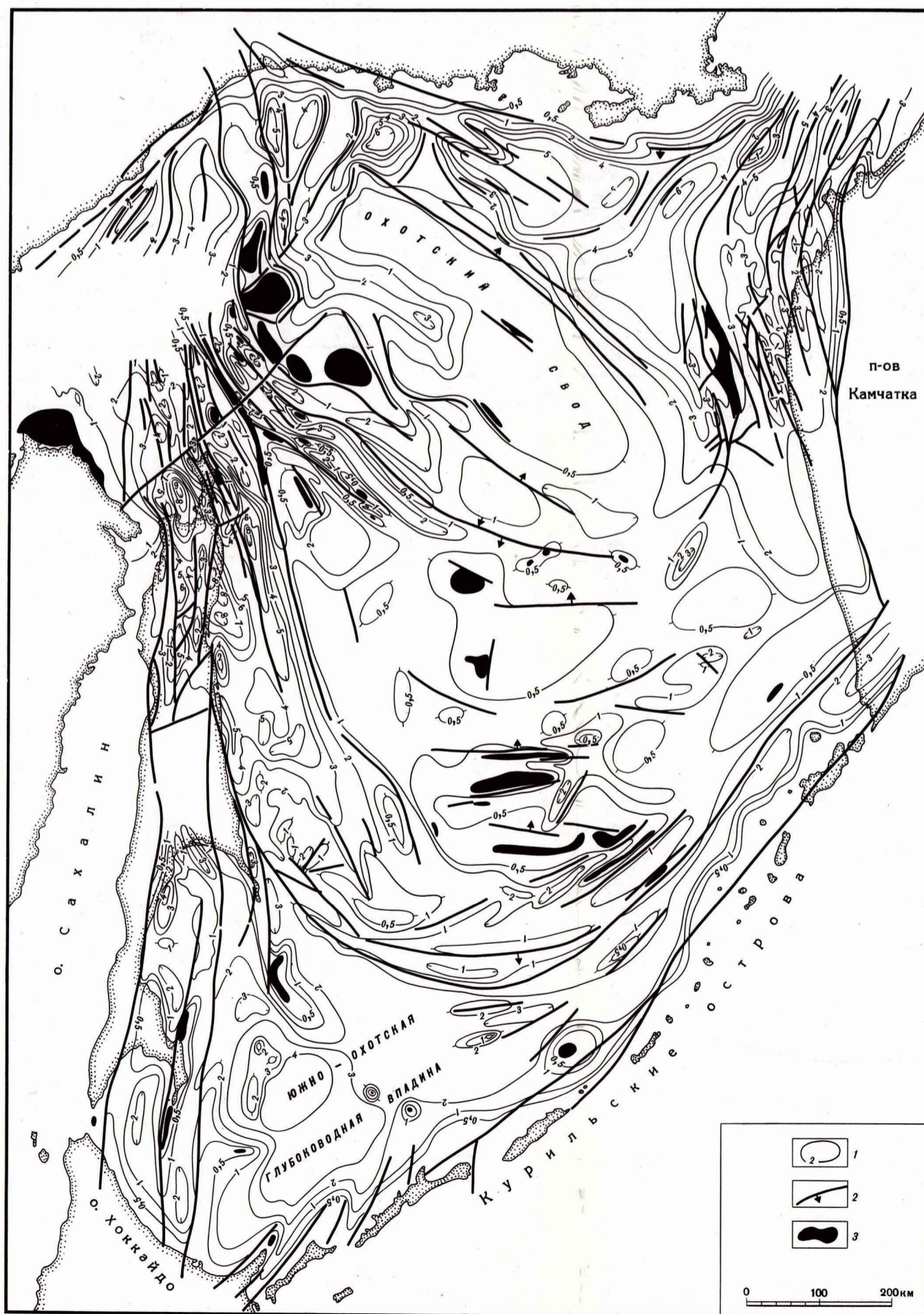
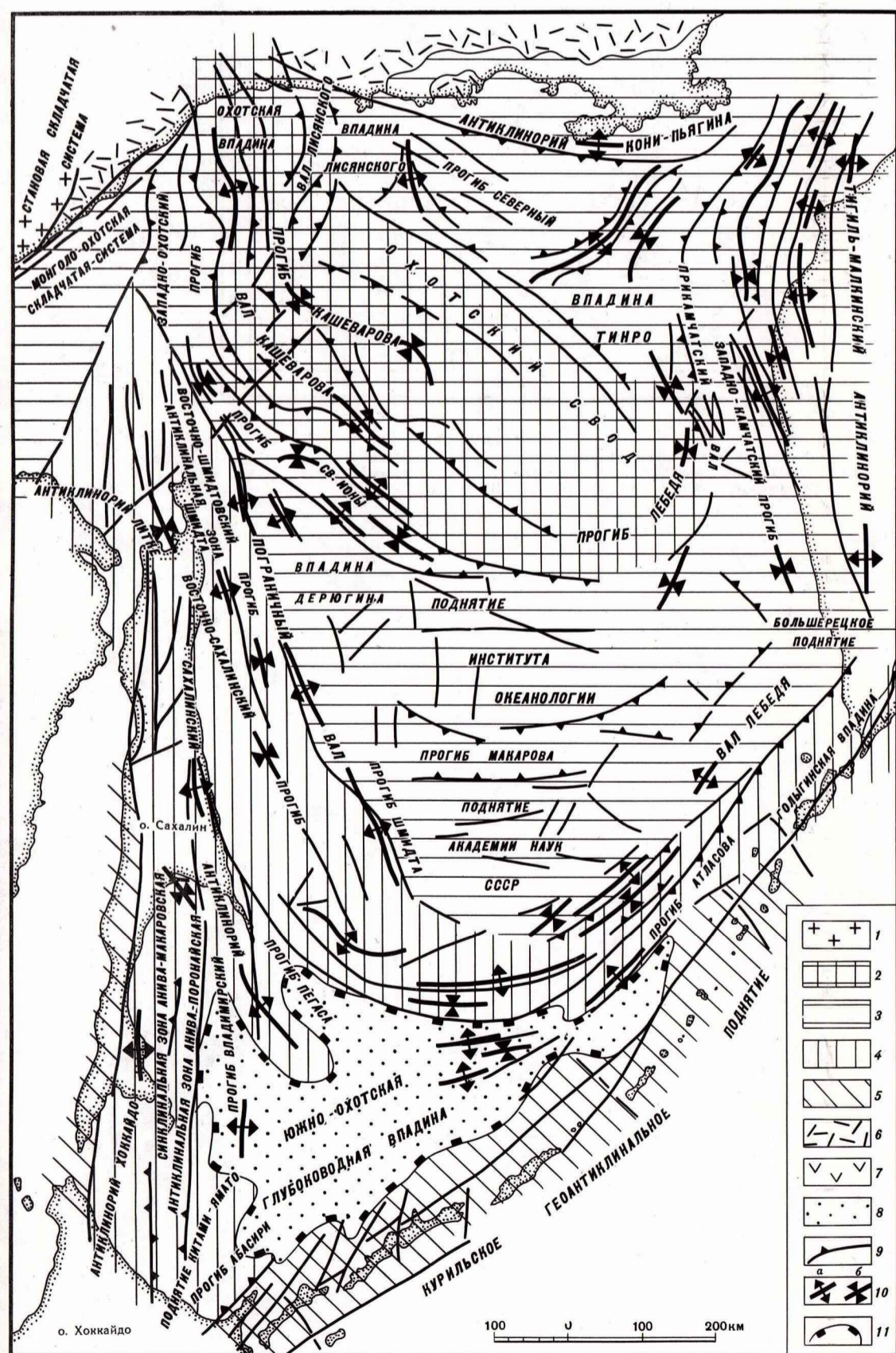


Рис. 1. Карта тектоники фундамента Охотоморского региона

1 — докембрийский метаморфический комплекс в пределах Становой складчатой системы и Кухтуйского блока; 2—5 — складчатые системы обрамления Охотского моря, слагающие в его пределах фундамент Охотской плиты; 2 — геосинклинальный и постгеосинклинальный комплекс фундамента Охотского свода, вала и прогиба Кашеварова (стратиграфический диапазон: докембрий — нижний палеоген), 3 — геосинклинальный комплекс фундамента прогиба Северного, западной, северной, восточной и центральной частей Охотской плиты (палеозой—нижний мел), 4 — комплекс фундамента континентального склона, Восточно-Сахалинского прогиба и восточного Сахалина (верхний палеозой—нижний мел), 5 — геосинклинальный комплекс Западного Сахалина и Курильского геосинклинального поднятия (мезозой—плиоцен и кватер); 6 — Охотская ветвь Чукотско-Катазанского вулканогенного пояса (мел—палеоген); 7 — плиоцен-четвертичные вулканы Южной Камчатки; 8 — чехол глубоководной впадины, залегающий на мезозойском фундаменте, сложенном базальтами; 9 — основные разломы (стрелки в сторону преобладающего падения); 10 — горст-антиклинальные поднятия и горсты (а) и грабен-синклинальные прогибы и грабены (б); 11 — граница глубоководной впадины

Рис. 2. Карта изопхит осадочного чехла Охотоморского региона (мел—голоцен в пределах Южно-Охотской глубоководной впадины и верхний палеоген—неоген и кватер в пределах Охотской плиты, Западной Камчатки и Сахалина)

1 — изопхиты осадочного чехла, км; 2 — основные разломы с направлением падения; 3 — выходы разновозрастного фундамента на дно



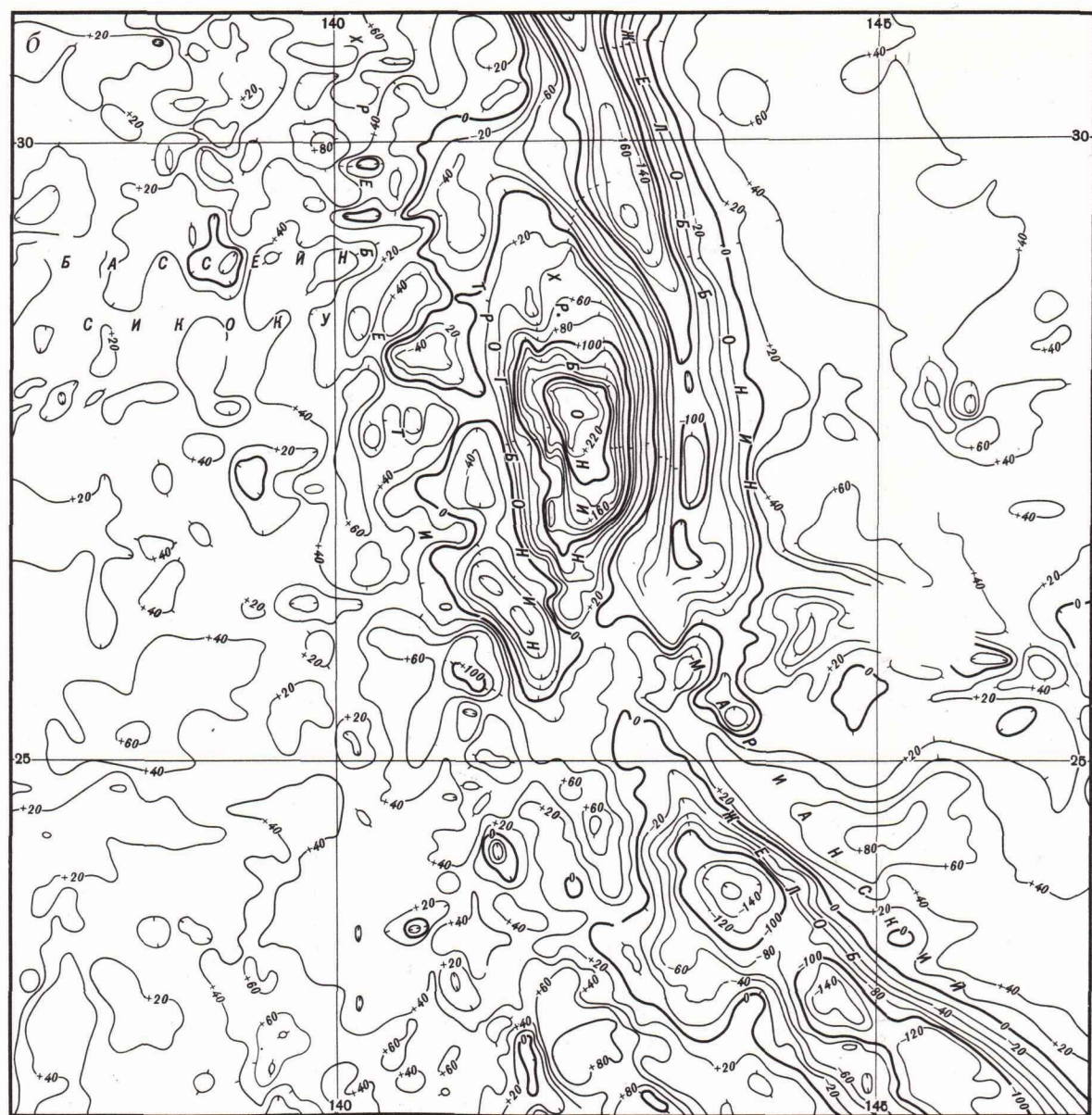
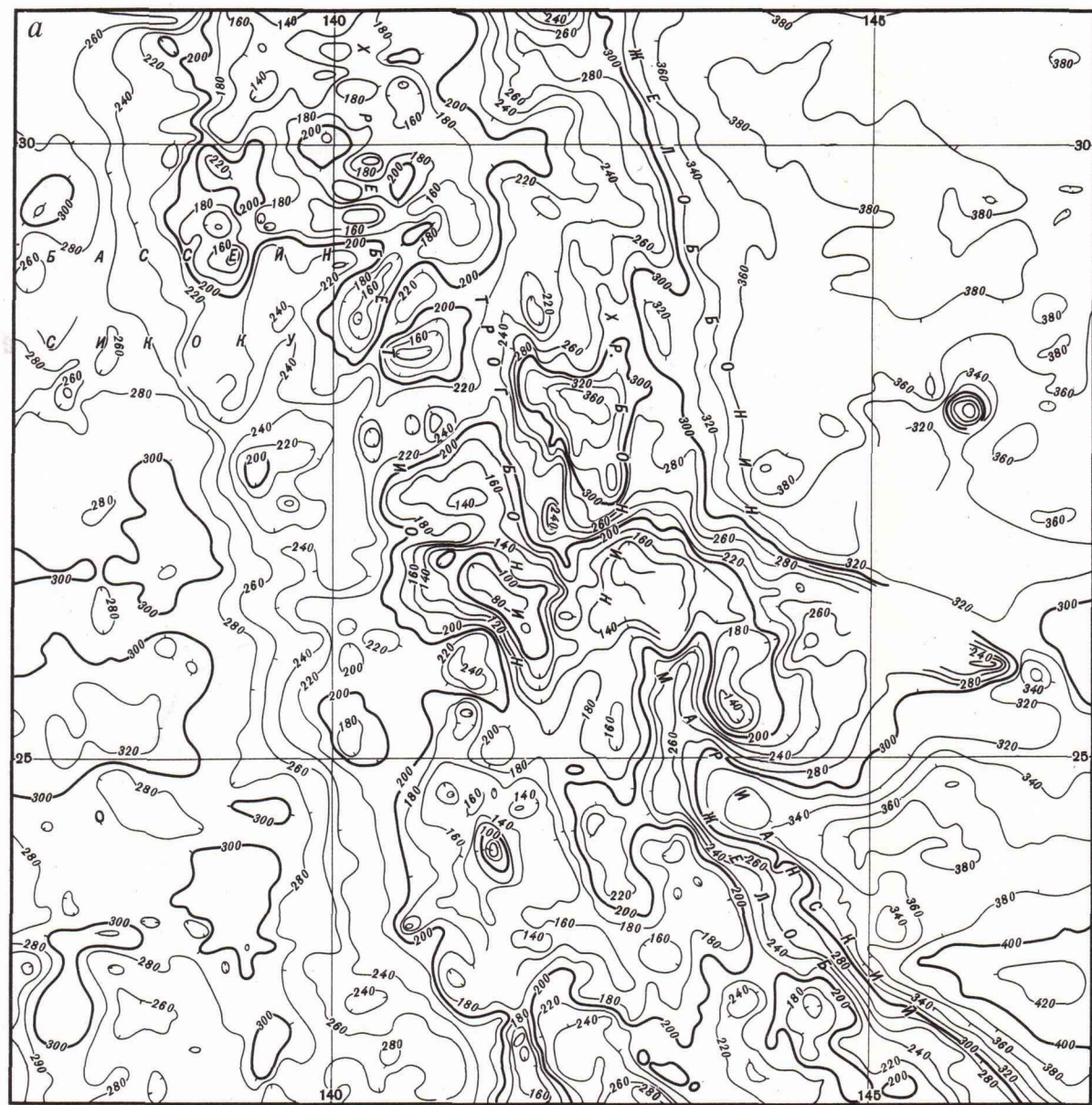


Рис. 2. Карты аномалий силы тяжести северо-восточной части Филиппинского моря (изолинии в мГал, плотность промежуточного слоя $1,64 \text{ г/см}^3$, нормальная формула — международная 1930 г.)
а — аномалии Гленни; б — изостатические аномалии

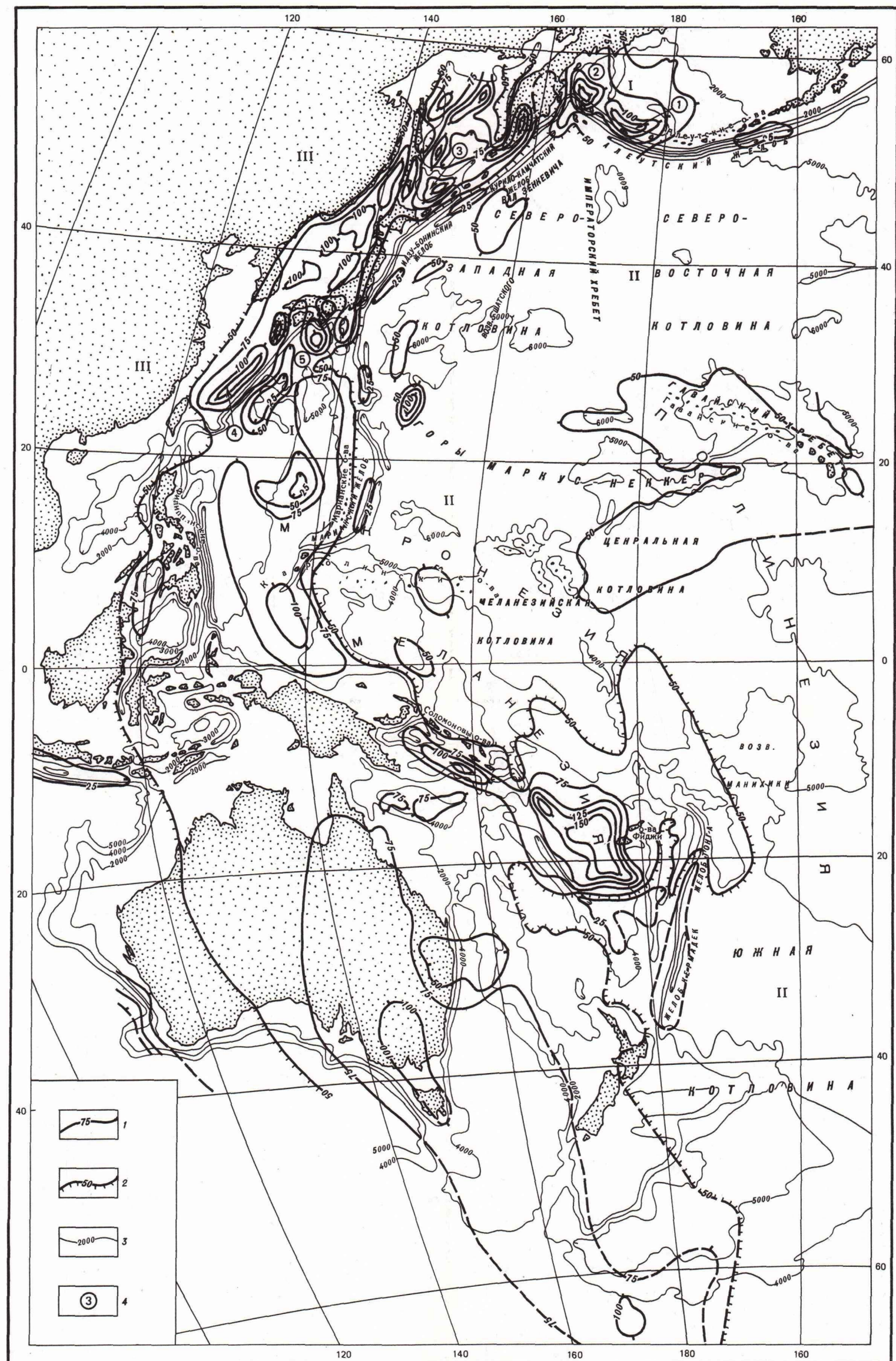


Схема изолиний плотности теплового потока

1 — изолинии плотности ТП мВт/м²; 2 — границы областей с различными плотностями ТП (I — Берингово-морско-Новозеландская, II — Тихоокеанская, III — Азиатско-Австралийская); 3 — изобаты, м; 4 — глубоководные котловины окраинных морей (1 — Бауэрса, 2 — Командорская, 3 — Курильская, 4 — Окинава, 5 — Сикоку)

2 р. 80 к.

4703