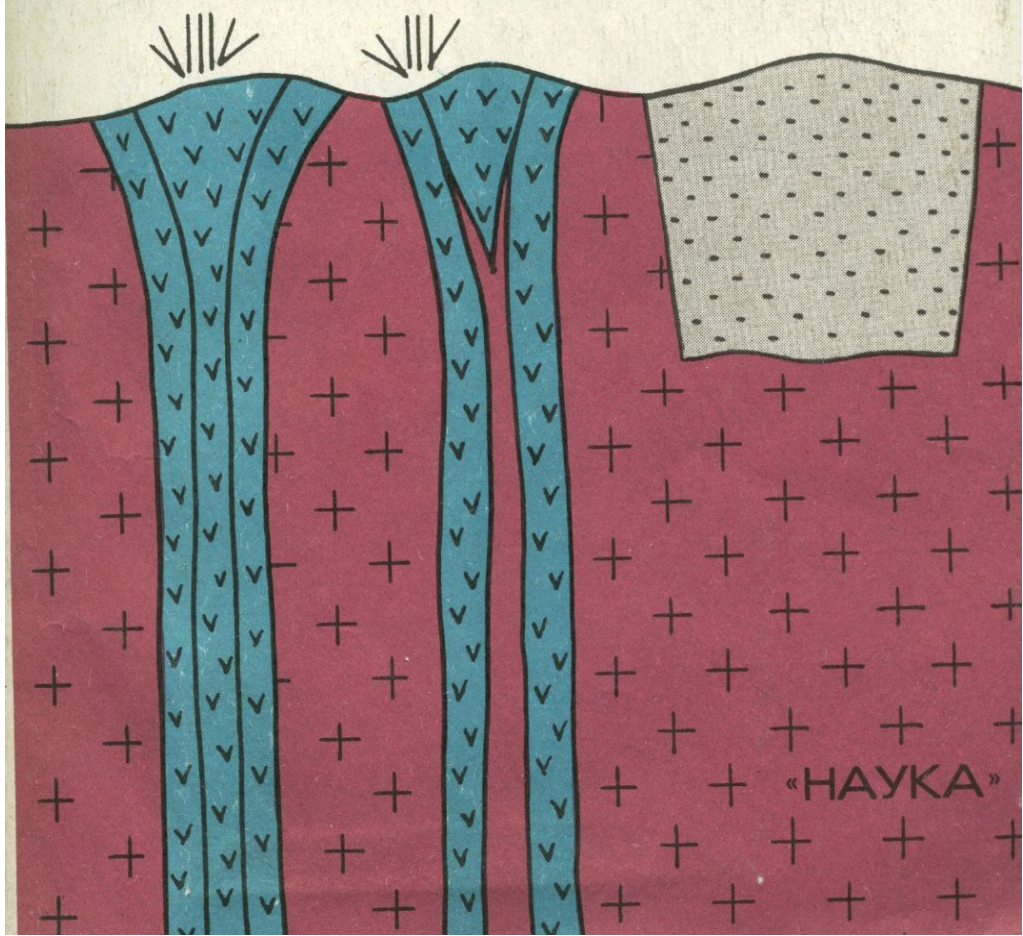




АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Внутриплитные явления в земной коре



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР
ИНСТИТУТ
ЛИТОСФЕРЫ



МЕЖДУНАРОДНАЯ
ПРОГРАММА
"ЛИТОСФЕРА"
I LP 0147

Внутриплитные явления в земной коре

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

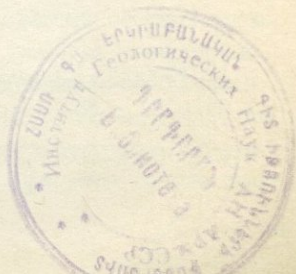
Ответственные редакторы:

академик В.Е. ХАИН,

кандидат геолого-минералогических наук В.Г. НИКОЛАЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1988



5036

Внутриплитные явления в земной коре. - М.: Наука, 1988. -
176 с. - ISBN 5-02-002051-6

В книге рассмотрены разнообразные явления, происходящие внутри литосферных плит. Анализ проводился на объектах, расположенных преимущественно на территории Евразии (Монголо-Сибирская горная страна, Южный Тянь-Шань, Западная Сибирь и другие). Геологические и геофизические данные послужили основой для создания моделей формирования и развития тектонических структур (платформенных, рифтовых). Большое внимание уделено процессу рассеянного спрединга, изученного на Сибирской платформе и в Алайском хребте. Предложены механико-математические модели некоторых тектонических процессов.

Рецензенты: член-корреспондент АН СССР А.Л.Книппер
доктор геолого-минералогических наук
Н.Я.Кунин

ПРЕДИСЛОВИЕ

Внутриплитные эндогенные явления – тектонические деформации и магматизм – составляют существенную часть тектоно-магматической активности Земли и оказывают большое влияние на формирование структуры ее литосферы. Весьма велика их роль в контроле размещения многих важных полезных ископаемых: нефти и газа, угля, каменной и калийных солей, стратиформных месторождений цветных металлов, редких и рассеянных элементов и ряда других. Между тем в теперь уже классической теории тектоники литосферных плит, разрабатываемой в течение 20 лет, эти явления не нашли своего объяснения. Более того, они явились как бы запрещенными, поскольку одним из постулатов тектоники плит является их жесткость и монолитность. Однако этот недостаток данной теории уже осознается ее сторонниками, и в последние годы проблема начинает интенсивно разрабатываться, правда в основном под несколько односторонним срезом зрения – с позиций гипотезы горячих точек (hot spots) или мантийных струй (mantle plumes) Вилсона-Моргана. Убедительного всеобъемлющего решения она пока не получила, и это было причиной включения исследований по внутриплитным явлениям в международную программу "Литосфера", работы по которой возглавляются в нашей стране Комитетом во главе с вице-президентом АН СССР А.Л.Яншиным. В последнее время они координируются особой рабочей группой программы "Литосфера".

Основной задачей рабочей группы является выяснение природы и происхождения внутриплитных явлений типа: зон погружения в виде бассейнов осадконакопления на континентах и их окраинах; платообразных поднятий, океанических плато и подводных гор; внутриконтинентальных рифтов; зон внутриплитовых сжатий коры, горизонтальных перемещений, сейсмичности, вулканизма и т.д. Основой для анализа должен служить комплекс методов (геологических, геофизических, геоморфологических и др.). Результаты исследований должны значительно способствовать решению проблем разведки и использования полезных ископаемых и предотвращению природных стихийных явлений.

В Советском Союзе соответствующие исследования начаты уже довольно давно, особенно по одному из главных элементов внутриплитной тектоники – континентальному рифтогенезу. В настоящий сборник включен ряд работ членов этой группы, частично заслушанных и обсужденных на ее заседаниях, а частично развивающих сделанные сообщения. Материалы сборника не претендуют на всесторонний охват многогранной проблемы внутриплитной тектоники, а освещают лишь отдельные ее аспекты, относящиеся, правда, к числу важнейших. При этом особое вни-

мание авторов статей, вошедших в сборник, обращено на механизм процессов в литосфере или тектоносфере в целом, порождающих те или иные внутриплитные явления.

Несмотря на то, что практически все авторы сборника стоят на позициях мобилизма, их подход к истолкованию внутриплитных явлений отнюдь не однозначен. А отсюда следует дискуссионность помещенных в сборнике работ, которая, на наш взгляд, отнюдь не снижает его ценности, а скорее, наоборот, ее повышает.

Вопросы, рассмотренные в сборнике, распадаются на несколько групп. В статье Н.А.Логачева и Ю.А.Зорина проанализирована на основе новых данных проблема геодинамических условий формирования Монголо-Сибирской горной страны – важной и одной из наиболее изученной составной части гигантского Центральноазиатского горного пояса, типоморфного пояса вторичного или дейтероорогенеза. В двух следующих работах – В.А.Буша, Е.Д.Сулиды-Кондратьева и В.П.Апарина, И.И.Абрамовича, И.И.Капустина – приводятся доказательства значительной роли горизонтальных тектонических движений в развитии древних платформ (в преобразовании структуры их фундамента – на примере Кореи¹ и осадочного чехла – на примере Восточной Европы). Внутриплитные явления в пределах подвижных поясов составили предмет статьи В.Н.Пучкова, основанной на данных по Уралу.

Совершенно естественно, что в материалах сборника значительное место заняли работы, касающиеся континентального рифтогенеза и связанного с ним, по мнению большинства (но не всех!) исследователей, образования осадочных бассейнов платформенных областей. Непосредственно рифтовые структуры затрагиваются в работе В.Г.Николаева, а механизм формирования пострифтовых бассейнов – в статьях А.Ф.Грачева и В.В.Николайчик; Ю.А.Зорина; В.К.Кучая (преждевременно скончавшегося в расцвете сил в период подготовки сборника к печати) совместно с С.А.Тычковым; А.Ф.Грачева и В.О.Михайлова.

Спреди́нг до сих пор обычно рассматривался как явление, наблюдаемое на границах главных литосферных плит в океанах. Между тем сходные процессы развиваются и в окраинных морях, как показывает статья С.А.Куренкова, А.С.Перфильева, Д.М.Печерского и др., по Южному Тянь-Шаню и даже в пределах древних платформ, как это пытается обосновать на примере Сибири С.А.Куренков.

Мы надеемся, что содержание сборника, заключающего как новый фактический материал по многим регионам Советского Союза (Европейская территория, Урал, Западная и Восточная Сибирь, Средняя Азия) и некоторым зарубежным (Монголия, Корея), так и новые геодинамические идеи, привлечет внимание исследователей и будет стимулировать дальнейшую плодотворную разработку проблемы внутриплитных явлений.

В.Е.Хаин, В.Г.Николаев

¹ Здесь и далее речь идет о Корейском п-ове.

Н.А.Логачев, Ю.А.Зорин

Монголо-Сибирская горная страна, выделенная Н.А.Флоренсовым [15], включает в себя Байкальскую рифтовую зону (Саяно-Байкальское сводовое поднятие), горные хребты южной части Сибири (Алтай, Саяны) и западной части Монголии (Монгольский Алтай, Гобийский Алтай, Хангай и, возможно, Хэнтэй). Для Байкальской рифтовой зоны, ориентированной в северо-восточном направлении, характерны структуры растяжения: рифтовые впадины, ограниченные нормальными сбросами. Для горных хребтов, простирающие которых варьирует от северо-западного до субширотного, типичны условия сжатия, которые выражаются в развитии надвигов, взбросов и сдвигов с четкой взбросовой составляющей.

Имеется тенденция связывать всю кайнозойскую тектонику Азии с коллизией Индостана и Евразии. П.Молнар и П.Таппонье [17] считают, что это явление вызвало смятие литосферы в древних складчатых поясах, на месте которых выросли горные хребты. Расталкивание материала литосферы в стороны по косым сдвигам привело к возникновению растяжения в тылу расходящихся блоков и образованию рифтов, ориентированных параллельно вектору сжатия. Эти исследователи полагают, что процесс деформации литосферы подобен поведению пластического тела под действием жесткого штампа (индендера). Однако несмотря на то, что в такой модели и возникают линии скольжения, общий рисунок которых напоминает геометрию сдвигов в Центральной Азии, чистое растяжение на ней воспроизведено быть не может.

Л.П.Зоненштайн и Л.А.Савостин [18] попытались обойти эти трудности, предположив, что литосфера Центральной Азии разделена на ряд жестких микроплит. Хребты образуются якобы при торошении этих плит, а рифты - при их расхождении. Однако в структуре коры Центральной Азии, и Байкальского рифта в частности [6], проявляется столько черт пластических деформаций, что постулат о жесткости микроплит представляется неоправданным.

Все эти концепции не учитывают геофизических данных о глубинном строении литосферы под Монголо-Сибирской горной страной, а именно только эти данные в сочетании с геологическими сведениями могут пролить свет на характер объемных деформаций литосферы и на природу внутриконтинентальных тектонических явлений. В настоящей работе мы пытаемся сопоставить и согласовать геоморфологические и геологические материалы с геофизическими.

Орография и новейшая тектоника. Основная часть Монголо-Сибирской горной страны имеет в плане ромбовидную почти изометричную форму со сравнительно узким северо-восточным ответвлением, которое имеет Саяно-Байкальским сводовым поднятием (рис. I). Рифтовые впадины, расположенные в пределах этого поднятия, расчленяют его на отдельные горные хребты. Высоты этих хребтов достигают 3000 м на северо-востоке и 3400 м на юго-западе поднятия. В рифтовых долинах абсолютные отметки уменьшаются до 600-1100 м, а дно озера Байкал опущено на 1180 м ниже уровня моря (его глубина относительно береговой линии достигает 1620 м).

В Саянах максимальные высоты составляют 3200 м. В Алтайской горной системе, включающей Советскую, Монгольскую и Гобийскую части, наибольшие отметки приурочены к северо-западной ее половине, где они достигают 4200-4500 м. В юго-восточной ее части (в Гобийском Алтае) максимальные высоты понижаются до 3500-3900 м. Примерно такие же отметки характерны для Хангая. В Хэнтее они не превышают 2500 м.

Между Алтайской горной системой и Хангаем протягивается широкая Долина Озер, в пределах которой высоты рельефа варьируют от 1100 до 1300 м. Другие горные сооружения разделяются относительными понижениями с высотами отдельных гор до 1600-1800 м, а иногда и более. Для сравнения полезно указать, что земная поверхность во внутренней части стабильной Сибирской платформы имеет абсолютные отметки около 400-500 м.

В ряде случаев горные системы отделяются одна от другой довольно условно. Это относится, в частности, к горному узлу, в пределах которого Саяны смыкаются с системой горных хребтов рифтовой зоны и с Хангаем, а также к району сочленения Саян с Алтаем. Такие взаимные переходы и послужили одним из оснований для объединения перечисленных выше хребтов в единую Монголо-Сибирскую горную страну.

Контрасты в топографических высотах между стабильной Сибирской платформой и Монголо-Сибирской горной областью, как и различия в высотах между внутренними районами этой области, созданы главным образом позднекайнозойскими тектоническими движениями (их вертикальной составляющей). Во впадинах Байкальской рифтовой зоны, где накопились мощные толщи осадков указанного возраста (толщина линз осадков составляет 2000-2500 м в Тункинской, Баргузинской, Чарской впадинах и 4000-6000 м - в Байкальской), амплитуды вертикальных движений превышают различия в высотных отметках хребтов и долин на величину толщины осадков.

В Западной Монголии, в Советском Алтае и в Саянах, где мощность кайнозойских отложений в долинах невелика (100-200 м), превышения топографических высот относительно Сибирской платформы примерно соответствуют амплитудам вертикальных тектонических движений. В этих

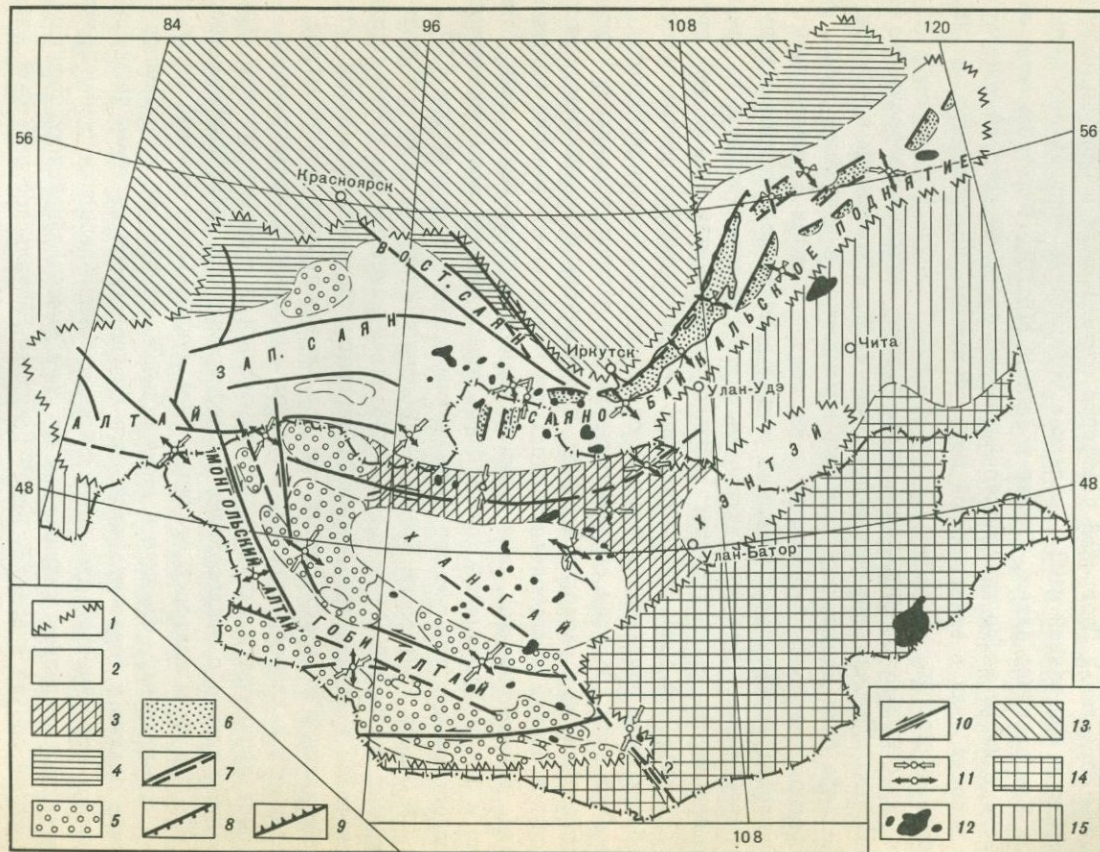
регионах межгорные впадины являются лишь относительными опусканиями: они подняты меньше, чем горные хребты (см. рис. 1).

Обычно считается, что все структурные элементы Монголо-Сибирской горной страны начали развиваться примерно с олигоцена. Это доказано для рифтовых впадин Байкальской зоны [16]. Однако горные поднятия в южном обрамлении Сибирской платформы существовали в позднем мезозое (средняя юра-ранний мел). Последнее утверждение справедливо также для Монгольского Алтая, Хангая и Хэнтея [15, 10]. В позднем мелу-палеогене имела место тектоническая пауза, за время которой контрасты в высотах были в значительной мере уменьшены, но, очевидно, не исчезли полностью.

С олигоцена интенсивность вертикальных движений возросла, но до раннего плиоцена она оставалась умеренной, и контрасты в высотах рельефа были меньше тех, которые наблюдаются в настоящее время. В среднем плиоцене (3-5 млн лет тому назад) в связи с увеличением скорости вертикальных движений рельеф приблизился по своему типу к современному. Судя по результатам повторных нивелировок и по высокой сейсмичности, тектонические движения продолжают в настоящее время.

В рифтовой зоне, где абсолютные поднятия хребтов сочетаются с абсолютными опусканиями впадин, господствуют условия растяжения земной коры. Об этом свидетельствуют как наличие нормальных сбросов, ограничивающих рифтовые впадины, так и механизм очагов землетрясений. В очагах землетрясений здесь действуют растягивающие напряжения, ориентированные, как правило, вкрест простирания впадин. Только в районе Тункинской долины (юго-запад рифтовой зоны) растяжение ориентировано косо по отношению к геологическим структурам [11].

В Саянах, Советском Алтае и в Западной Монголии, где нет абсолютных опусканий и где позднекайнозойские структурные формы ориентированы в северо-западном и субширотном направлениях, земная кора находится в условиях сжатия. На это указывает наличие надвигов, взбросов и взбросо-сдвигов. В очагах современных землетрясений здесь проявляется сжатие, ориентированное в северо-восточном направлении, иногда с отклонениями до субширотного и субмеридионального [5]. При этом вектор растяжения (или минимального сжатия) редко имеет ориентировку, близкую к вертикальной. Обычно она либо наклонна, либо близка к горизонтальной, что соответствует сдвигам. Небезынтересно, что типичная для рифтовой зоны северо-западная ориентировка вектора растяжения сохраняется местами южнее Болнайского сдвига, который обычно считается южной границей Байкальской рифтовой зоны. Вместе с тем в Прихубсугулье (севернее этой границы) встречаются землетрясения с субвертикальной ориентировкой минимального напряжения. В некоторых сейсмических очагах в рассматриваемом районе сжатие ориентировано вдоль озера Хубсугул. Таким образом, ни по геоморфологическим, ни по геологическим, ни по сейсмологическим данным



не удается обнаружить резкую границу между Байкальской рифтовой зоной, где преобладают условия растяжения, и большей частью Монголо-Сибирской горной области, для которой характерно преимущественно сжатие, ориентированное примерно вкрест простирания позднекайнозойских структурных форм.

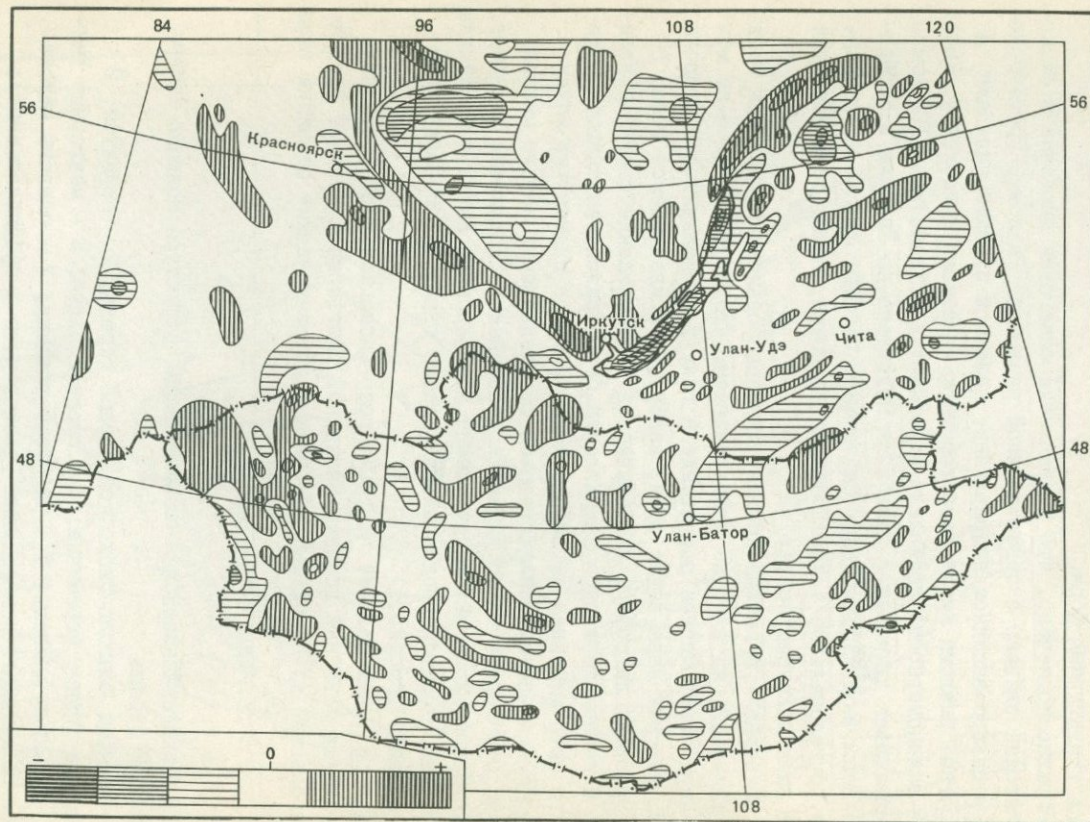
Уже давно подмечено, что направление сдвиговых движений в Западной Монголии связано с ориентировкой разломов. Разломы, протягивающиеся в северо-западном направлении, являются правыми сдвигами, а субширотные разломы имеют левостороннюю сдвиговую компоненту. Именно эта закономерность позволила П.Молнару и П.Таппоннье [17] связывать сдвиговые движения с давлением Индостана на Евразию в северо-северо-восточном направлении. Разложение вектора сжатия на составляющие, ортогональные и параллельные разломам, может объяснить указанную выше закономерность.

Не возражая в принципе против подобного объяснения природы сдвиговых движений, мы в то же время считаем, что этот механизм не может генерировать чистое растяжение в тылу у расходящихся в стороны блоков, так как кора ведет себя, видимо, как квазивязкое тело. В таких условиях литосфера укорачивается в направлении сжатия и удлиняется в перпендикулярном направлении без образования зияющих полоостей, то есть материал литосферы нагнетается в промежутки между расходящимися блоками. Иллюстрацией справедливости нашего мнения является отсутствие четко выраженных признаков растяжения в районе, расположенном южнее места сочленения Монгольского Алтая с Гобийским Алтаем, где сходятся Предалтайский правый сдвиг с Гоби-Алтайским левым сдвигом (см.рис. I).

Изостазия. Для большей части Монголо-Сибирской горной страны и для примыкающих к ней древней Сибирской платформы и молодой Восточно-Монгольской субплатформы рассчитаны изостатические аномалии силы

Р и с. I. Позднекайнозойская геологическая структура Монголо-Сибирской горной страны

I - границы Монголо-Сибирской горной страны; 2 - поднятия; 3 - седловидные горные перемычки; 4 - краевые плато; 5 - межгорные впадины с высокими днищами; 6 - рифтовые впадины; 7 - разломы неустановленного кинематического типа (достоверные и предполагаемые); 8 - сбросы; 9 - взбросы и надвиги; 10 - сдвиги; II - напряжения сжатия и растяжения в очагах землетрясений (на рисунке указаны проекции единичных векторов на земную поверхность); 12 - позднекайнозойские базальты. Структурные области, примыкающие к горной стране: 13 - Сибирская платформа, 14 - Восточно-Монгольская субплатформа, 15 - Забайкальская область умеренного горообразования



Р и с. 2. Схема остаточных изостатических аномалий силы тяжести
(длинноволновые аномалии элиминированы)

тяжести. На рис. 2 приведены остаточные изостатические аномалии, полученные путем вычитания из первичного поля длинноволновых аномалий, которые предположительно связаны с плотностными неоднородностями мантии под астеносферой и не имеют отношения к изостазии литосферы [6]. Такие длинноволновые аномалии получены путем осреднения первичного поля методом скользящего окна с размерами 450x450 км².

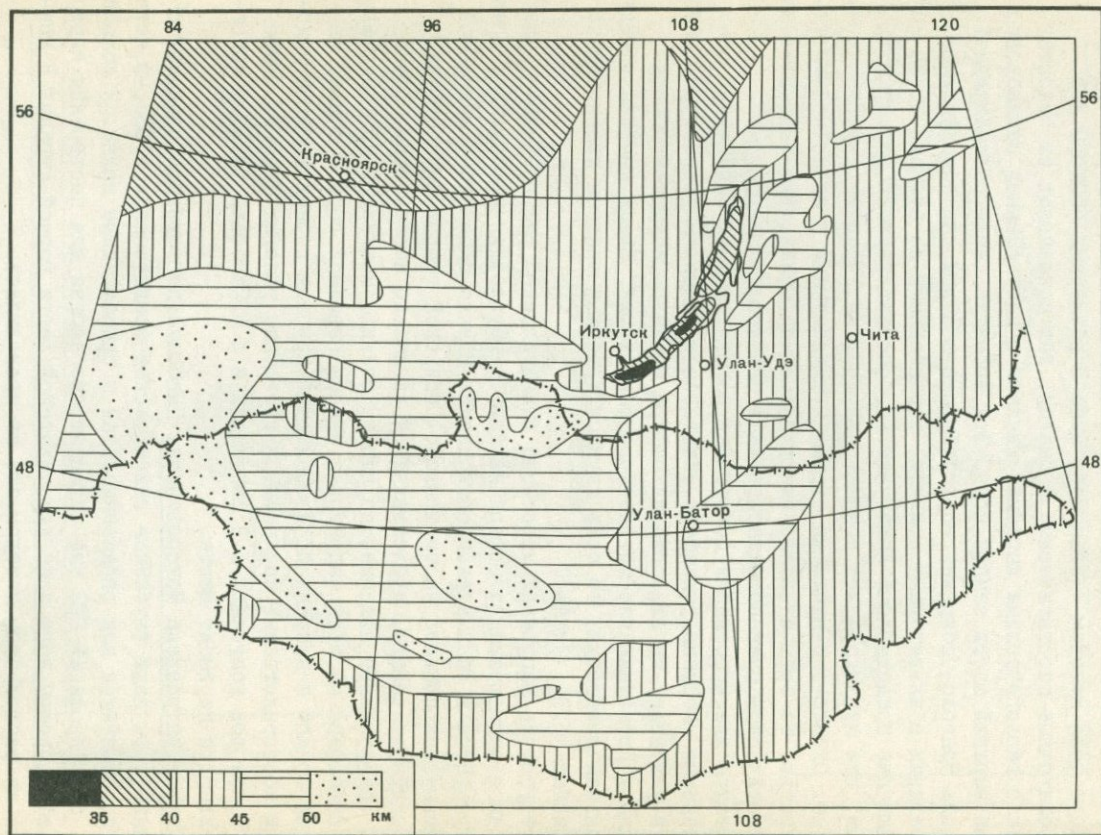
Остаточные изостатические аномалии, как показывает их сопоставление с геологическими картами, связаны с плотностными неоднородностями верхней части земной коры. Эти аномалии, если рассматривать площадь Монголо-Сибирской горной страны в целом, не обнаруживают корреляции с альтитудами рельефа, осредненными по площади 30x30 км². Исключение представляют лишь участки, соответствующие рифтовым долинам, где линзы осадков создают довольно интенсивные локальные минимумы. Однако эти минимумы окружены максимумами с невысокой интенсивностью, то есть аномалии имеют дипольный облик, что указывает на изостатическую уравновешенность линз осадков.

Отсутствие корреляции остаточных изостатических аномалий с осредненными высотами рельефа в сочетании с дипольным характером аномалий указывает на близость литосферы Монголо-Сибирской горной страны к состоянию изостатического равновесия. Здесь имеется в виду локальная изостазия, то есть крупные хребты и впадины уравновешены автономно [6, 8].

Отсутствие нарушений изостазии в Байкальской рифтовой зоне, где тонкая и разогретая литосфера находится в условиях растяжения, вряд ли нуждается в специальном объяснении. Однако соблюдение локальной изостазии на большей части Монголо-Сибирской горной страны, где господствует сжатие, представляется несколько неожиданным. Объяснить обнаруженное явление, по нашему мнению, можно только допустив, что литосфера на всей территории рассматриваемой горной страны является тонкой и непрочной. Компенсация крупных горных хребтов находится непосредственно под ними, и торошение толстых жестких микроплит, которое допускали Л.П. Зоненшайн и Л.А. Савостин [18], в действительности не имеет места.

Структура раздела Мохоровичича. Наиболее достоверные сведения о толщине коры дают глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), в которых используются как отраженные, так и преломленные волны. К сожалению, сеть профилей ГСЗ еще недостаточно плотна для построения карт рельефа подошвы коры даже для советской части горной страны. В Монголии же работы этим методом еще не проводились.

Вместе с тем, между глубинами раздела Мохоровичича, которые определены по профилям ГСЗ, ориентированным по простиранию геологических структур Байкальской рифтовой зоны и Сибирской платформы (профили с такой ориентировкой более точно отражают тонкую структуру земной коры), и эффективными высотами рельефа земной поверхности



Р и с. 3. Схема глубин раздела Мохо

обнаруживается довольно тесная статистическая связь с коэффициентом корреляции $0,70 \pm 0,06$. Эффективные высоты (h_{ef}) вычисляются по формуле:

$$h_{ef} = h_z + g_{ds} / 2\pi f \rho_z \quad (1)$$

где h_z - топографическая высота, осредненная методом скользящего окна с размерами 30×30 км²; g_{ds} - декомпенсационная гравитационная аномалия, отражающая распределение масс в верхней части земной коры [9]; f - гравитационная постоянная; ρ_z - плотность топографических масс. Таким образом, аномальные массы верхней части коры заменяются эквивалентными им по весу топографическими массами, выраженными через приращения высот.

Уравнение регрессии, связывающее глубину раздела Мохоровичича (H_M) с эффективной высотой рельефа, имеет вид

$$H_M = 39,28 + 4,37 h_{ef} \quad (2)$$

По этому уравнению построена схема глубин подошвы коры для всей Монголо-Сибирской горной страны и прилегающих стабильных регионов (рис.3). Под Сибирской древней платформой и под Восточно-Монгольской молодой субплатформой толщина земной коры оценивается в 40-42 км. Под горными хребтами Байкальской рифтовой зоны раздел Мохоровичича расположен на глубинах от 45 до 50 км, а под рифтовыми впадинами эти глубины уменьшаются до 35-40 км. Под Саянами, Хангаем и большей частью Алтая этот параметр составляет 50-55 км. Под высокими межгорными впадинами Монголии подошва коры расположена на глубине около 45 км.

Несмотря на хорошую корреляцию глубины раздела Мохоровичича с высотами рельефа, мы не можем считать, что уравнение (2) соответствует известному соотношению для изостазии по схеме Эри. В указанном соотношении коэффициент при h_{ef} должен быть равен $\rho_z / \Delta \rho$, где $\Delta \rho$ - скачок плотности на подошве коры. Судя по значению коэффициента в уравнении (2) и по плотности топографических масс (2670 кг/м³), изменение плотности на рассматриваемом разделе должно составлять 610 кг/м³. Однако согласно известным соотношениям между скоростью Р-волн и плотностью [4], реальная величина этого скачка для стабильных регионов Сибири, где верхняя мантия под корой не содержит расплава, равна 240 кг/м³, то есть она составляет всего 40% от того значения, которого требует схема Эри. Следовательно, изостатическое равновесие только на 40% осуществляется за счет вариаций толщины коры. Остальные 60% компенсации создаются плотностными неоднородностями мантии (региональная изостазия) и нижней коры (локальная изостазия).

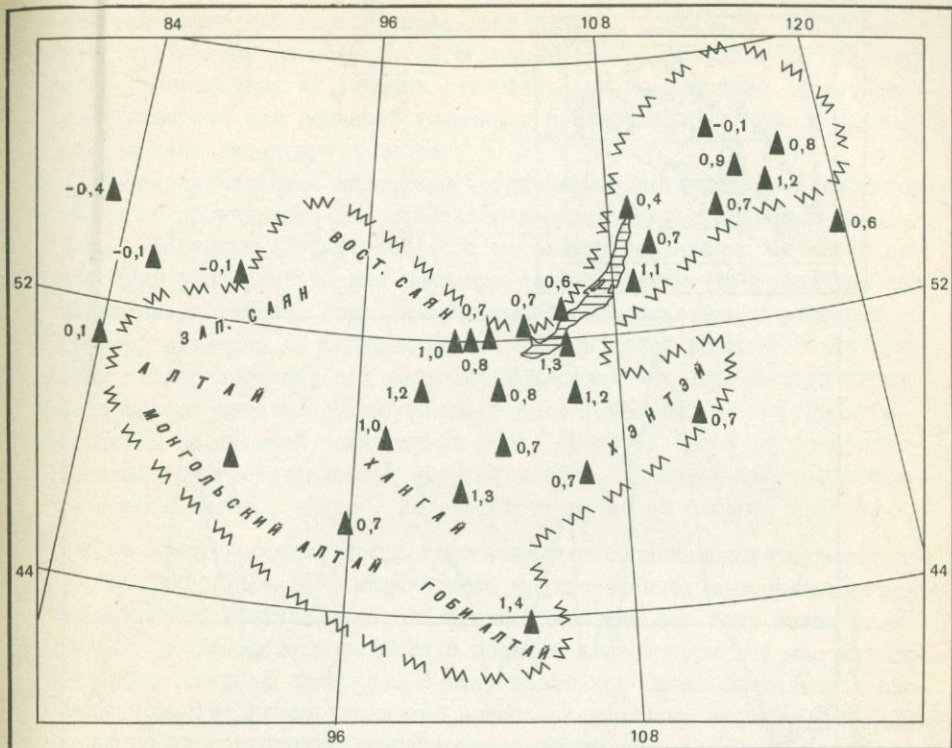
Строение мантии. По данным ГСЗ [13], скорость Р-волн в верхах мантии под Байкальской рифтовой зоной составляет $7,7$ км/с, в то время как под стабильной Сибирской платформой этот параметр оценивает-

ся в 8,1–8,2 км/с. Площадь зоны пониженных скоростей примерно соответствует Саяно-Байкальскому сводовому поднятию. В верхних 150 км мантии под многими районами Монголо-Сибирской горной страны обнаруживается повышенное затухание сейсмических волн [2]. На сейсмических станциях, расположенных как в Байкальской рифтовой зоне, для которой характерны условия растяжения, так и в Западной Монголии, где преобладают условия сжатия, отмечаются запаздывания Р-волн от далеких землетрясений и больших взрывов. Эти запаздывания составляют 0,7–1,4 с после введения поправок на влияние коры (рис. 4). На Сибирской платформе и на юге Западно-Сибирской низменности (то есть в пределах стабильных регионов) аномалии времен пробега близки к нулю [14]. Таким образом, верхняя мантия под всей Монголо-Сибирской горной страной по сравнению с мантией стабильных регионов обладает аномальными свойствами: пониженными скоростями и повышенным затуханием сейсмических волн.

Для определения природы аномальной мантии целесообразно обратиться к материалам по Байкальской рифтовой зоне, где геофизические исследования проводились более интенсивно. Здесь для оценки глубины распространения аномальной мантии применялся метод спектральных отношений [12]. Для этого использовались сейсмические записи продолжительностью около 100–120 с. Оказалось, что систематическое различие по скоростям Р и S-волн между Сибирской платформой и рифтовой зоной характерно для интервала глубин от 40 км до 180–200 км. Необходимо отметить, что именно на нижнем пределе этого интервала глубин под платформой по магнитотеллурическим данным выделяется кровля слоя пониженного электрического сопротивления [3]. Этот слой обычно идентифицируется с астеносферой. В рифтовой зоне из-за резких электрических неоднородностей верхней части коры пока не получено достоверных сведений о глубине мантийного слоя пониженного электрического сопротивления.

В северо-восточной части рифтовой зоны путем построения поверхности тренда четвертого порядка по аномалиям Буге удалось выделить гравитационное влияние неоднородности верхней мантии [7]. Это влияние имеет характер широкого понижения силы тяжести (рис. 5). Используя сейсмологические данные для ограничения размеров аномальной области (ширины ее верхней части и ее толщины), мы выполнили интерпретацию этой аномалии и пришли к заключению, что она создается поднятием контактной поверхности со скачком плотности (сверху вниз) всего на 15–20 кг/см³ (см. рис. 5). Под платформой эта поверхность расположена на глубине 200 км, под рифтовой зоной она подходит к подошве земной коры (37–50 км), а под Забайкальской областью умеренной тектонической активности она погружается до глубины 130 км.

Недостаток плотности в аномальной области примерно в пять–шесть



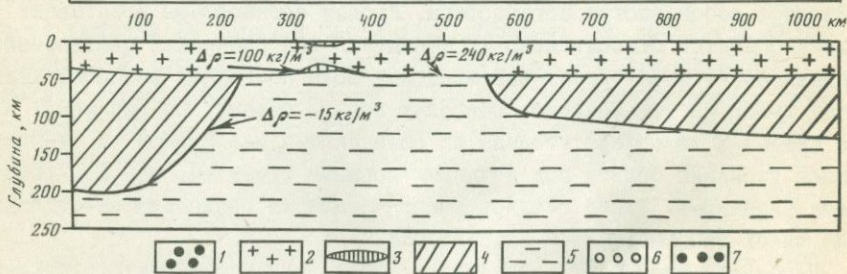
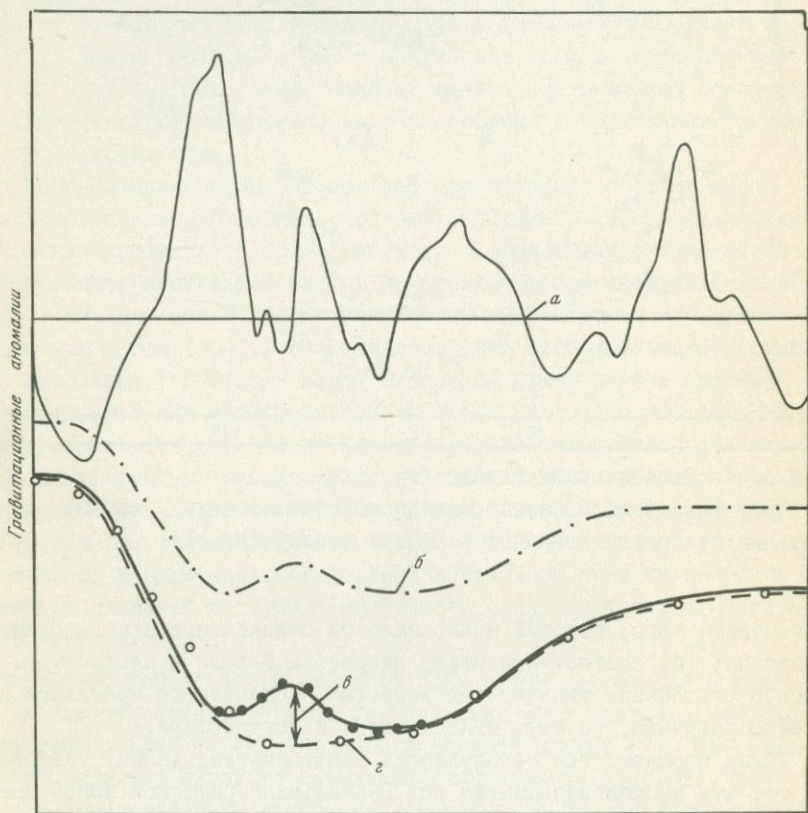
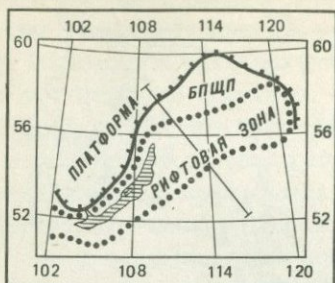
Р и с. 4. Запаздывания Р-волн

Треугольниками показано местоположений станций, цифрами — запаздывания от больших взрывов в Неваде в секундах [14]

раз меньше того, который можно было бы ожидать при использовании известных [4] соотношений между скоростью Р-волн и плотностью. Подобное отклонение типично для вещества, содержащего небольшое количество расплава, то есть относящегося к астеносфере.

Таким образом, вся совокупность геофизических данных указывает на то, что аномальная мантия под Байкальской рифтовой зоной представляет собой выступ астеносферы. Кровля астеносферы испытывает здесь поднятие относительно ее положения под Сибирской платформой. Запаздывание и затухание сейсмических волн позволяют распространить этот вывод на всю Монголо-Сибирскую горную страну. По-видимому, в ее пределах литосфера утонена по сравнению с платформой, и степень этого утонения больше под крупными горными хребтами, чем под высокими равнинами. Этими неоднородностями мантии создается значительная часть изостатической компенсации.

Глубинные процессы, приведшие к образованию новейших структурных форм. Из изложенного выше следует, что литосфера в пределах всей



Монголо-Сибирской горной страны находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Это равновесие осуществляется без видимого участия упругих изгибов литосферы, но по довольно сложной схеме с участием как вариаций толщины и плотности коры, так и изменений толщины литосферы в целом.

Изменение толщины литосферы (образование астеносферных выступов) не могло происходить под действием давления Индостана на Евразию. Даже в Байкальской рифтовой зоне пассивное растяжение не могло освободить пространство для вмещения астеносферного выступа, так как величина растяжения коры, необходимого для образования рифтовых впадин, примерно на порядок меньше ширины самой верхней части выступа непосредственно под разделом Мохоровичича [16]. Выступ здесь развивается активно путем механического замещения литосферы астеносферой по широкой ослабленной зоне. Движущей силой этого процесса является гравитационная неустойчивость. Пространство в литосфере освобождалось, видимо, за счет отторжения ее блоков, которые тонули в астеносфере. Построение модели нестационарного термического поля литосферы [19] подтвердило предположение, что развитие астеносферного выступа началось около 30-35 млн лет тому назад (олигоцен), а его вершина подошла к подошве земной коры 3-4 млн лет тому назад (средний плиоцен). В силу изостазии Саяно-Байкальское сводовое поднятие приобрело в это время максимальные высоты. Небольшое по скорости растяжение, генерируемое процессом роста высоты выступа,

Р и с. 5. Результаты деления поля силы тяжести в редукции Буге на составляющие, имеющие различную природу [7], и интерпретация гравитационных влияний плотностных неоднородностей нижней части коры и верхней мантии

Составляющие поля силы тяжести, обусловленные влиянием: а - плотностных неоднородностей верхней части земной коры, б - рельефа раздела Мохоровичича, в - участка развития даек мантийных пород в нижней части коры, г - астеносферного выступа (области аномальной мантии). 1 - осадки в Верхнеангарской впадине; 2 - кристаллическая земная кора (неоднородности ее верхней части не показаны); 3 - участок развития даек мантийных пород в нижней части коры; 4 - мантийная часть литосферы; 5 - астеносфера; 6 - теоретические значения гравитационной аномалии от выступа астеносферы; 7 - теоретические значения гравитационной аномалии от участка развития даек мантийных пород в нижней части коры. $\Delta \rho$ - значения избыточных плотностей, использованные при теоретических расчетах. На врезке в верхней части рисунка показано положение профиля (БПШП - Байкало-Патомское шитоподобное поднятие)

резко усилилось после подхода астеносферы к разделу Мохоровичича, так как ее поднятие прекратилось, но началось растекание выступа в стороны из-за стремления системы к минимуму гравитационной энергии. В силу того, что Саяно-Байкальский свод вытянут в северо-восточном направлении (вдоль вектора сжатия) и в его непосредственном окружении нет параллельных ему поднятий, ничто не мешало реализации растяжения в его центральной части, где кора утонилась в узких ослабленных зонах с образованием рифтовых впадин. Несколько повышенная толщина коры под горными хребтами рифтовой зоны, видимо, является реликтом мезозойской обстановки, то есть еще до начала рифтогенеза земная кора здесь была толще, чем на Сибирской платформе. Это утолщение коры могло возникнуть в мезозойское время в широкой ослабленной зоне в обстановке сжатия. В позднем кайнозое та же самая ослабленная зона была использована для внедрения астеносферного диапира.

В области сжатия развитие астеносферных выступов могло быть только активным. Внедряясь по серии параллельных ослабленных зон под действием гравитационной неустойчивости, такие диапиры вызвали "возрождение" древних (мезозойских) поднятий. Субпараллельное положение хребтов мешало реализации растяжения в их центральных частях. Они давили друг на друга, что порождало сжатие коры. Но такое сжатие не могло способствовать росту высоты хребтов, оно должно было только деформировать литосферу под межгорными впадинами, так как подобный механизм "растекания" поднятий в сторону имеет один энергетический источник - потенциальную энергию, заключенную в самих поднятиях и их изостатической компенсации [1]. Литосфера и земная кора в зонах хребтов могла деформироваться только под действием горизонтального сжатия со стороны более высоких горных систем. По отношению к Монголо-Сибирской горной стране такими системами могли быть Гималаи и Тибет.

Утонение и разогрев литосферы под хребтами в обстановке сжатия могли способствовать деформации коры с утолщением последней. Не исключено, что именно этим и объясняется странное на первый взгляд сочетание утолщения земной коры с утонением литосферы под горными системами. К сожалению, в настоящее время невозможно определить, насколько земная кора под хребтами Западной Монголии была утолщена в мезозое и насколько она увеличила свою мощность за счет сжатия в позднем кайнозое. Однако, учитывая приведенные выше сведения о закономерной ориентировке сдвиговых движений в Монголии, можно полагать, что давление со стороны Гималаев и Тибета играло некоторую роль в деформации (утолщении) земной коры под горными хребтами, имеющими северо-западное и субширотное простирания.

Мы предпочитаем говорить именно о давлении со стороны Гималаев и Тибета, а не об Индо-Евразийской коллизии, потому что потенциальная энергия, заключенная в этих высочайших горных системах, достаточна для деформации коры с ростом менее высоких хребтов Западной Монголии. Коллизия же произошла под действием сил, возникших в системе океанический хребет-древняя зона субдукции. Эти силы недостаточны для того, чтобы породить высокие хребты Внутренней Азии, а тем более Гималаи. Возникновение Гималаев может быть связано с коллизией, по-видимому, только опосредовано: при прекращении субдукции погруженный сегмент океанической литосферы разогрелся, и его дифференциаты значительно нарастили толщину земной коры.

Коллизия также могла обновить древние ослабленные зоны на обширной территории Внутренней Азии, создав тем самым как начальные возмущения на границе литосфера-астеносфера, так и пути проникновения вещества астеносферы в мантийную часть литосферы под действием гравитационной неустойчивости.

Воздымание горных систем, объединяемых в Монголо-Сибирскую горную страну, в значительной степени обусловлено образованием выступов астеносферы путем механического замещения ее литосферы вдоль древних ослабленных зон. Эта общая причина развития горных систем позволяет считать континентальный рифтогенез частным случаем внутриконтинентального орогенеза. При благоприятной ориентировке поднятий их центральные части испытывают растяжение с образованием рифтов в связи со стремлением изостатически уравновешенной механической системы к минимуму гравитационной энергии. В системе близких параллельных хребтов из-за взаимного влияния возникает сжатие. Значительный вклад в формирование поля сил сжатия в Западной Монголии вносит, видимо, давление со стороны Гималаев и Тибета, которое создает определенные закономерности в ориентировке сдвиговых движений.

Л и т е р а т у р а

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. Винник Л.П. Исследования мантии сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 197 с.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение /Под ред. Н.Н.Пузырева, М.М.Мандельбаума. Новосибирск: Наука, 1984. 173 с.
4. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли /Под ред. С.И.Субботина. Киев: Наук. думка, 1979. 246 с.
5. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии /Под ред. В.П.Солоненко, Н.А.Флоренсова. М.: Наука, 1985. 223 с.

6. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
7. Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С.43-52.
8. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Недра, 1982. 93 с.
9. Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести//Геология и геофизика. 1985. № 8. С.104-108.
10. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии /Под ред. А.Л.Яншина. М.: Наука, 1975. 308 с.
11. Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 135 с.
12. Мордвинова В.В. Применение метода отношений амплитудных спектров сейсмических колебаний для изучения Прибайкалья// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 11. С.74-82.
13. Недра Байкала /Под ред. Н.Н.Пузырева. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
14. Рогожина В.А., Балжинням Н., Кожевников В.М., Верещакова Г.И. Особенности времен пробега волн Р от взрывов в Неваде к сейсмологическим станциям МНР//Геология и геофизика. 1983. № 4. С.96-99.
15. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
16. Logatchev N.A., Zorin Yu.A., Rogozhina V.A. Baikal rift: active or passive? - Comparison of the Baikal and Kenya rift zones // Tectonophysics. 1983. Vol.94. P.223-240.
17. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. Vol.189. P.419-426.
18. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. Vol.76. P.1-45.
19. Zorin Yu.A., Osokina S.V. Model of the transient temperature field of the Baikal rift lithosphere // Ibid. 1984. Vol.103. P.193-204.

ЗНАЧЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ДЛЯ ВНУТРИПЛИТНОЙ ТЕКТониКИ (НА ПРИМЕРЕ КОРЕЙСКОГО ШИТА)

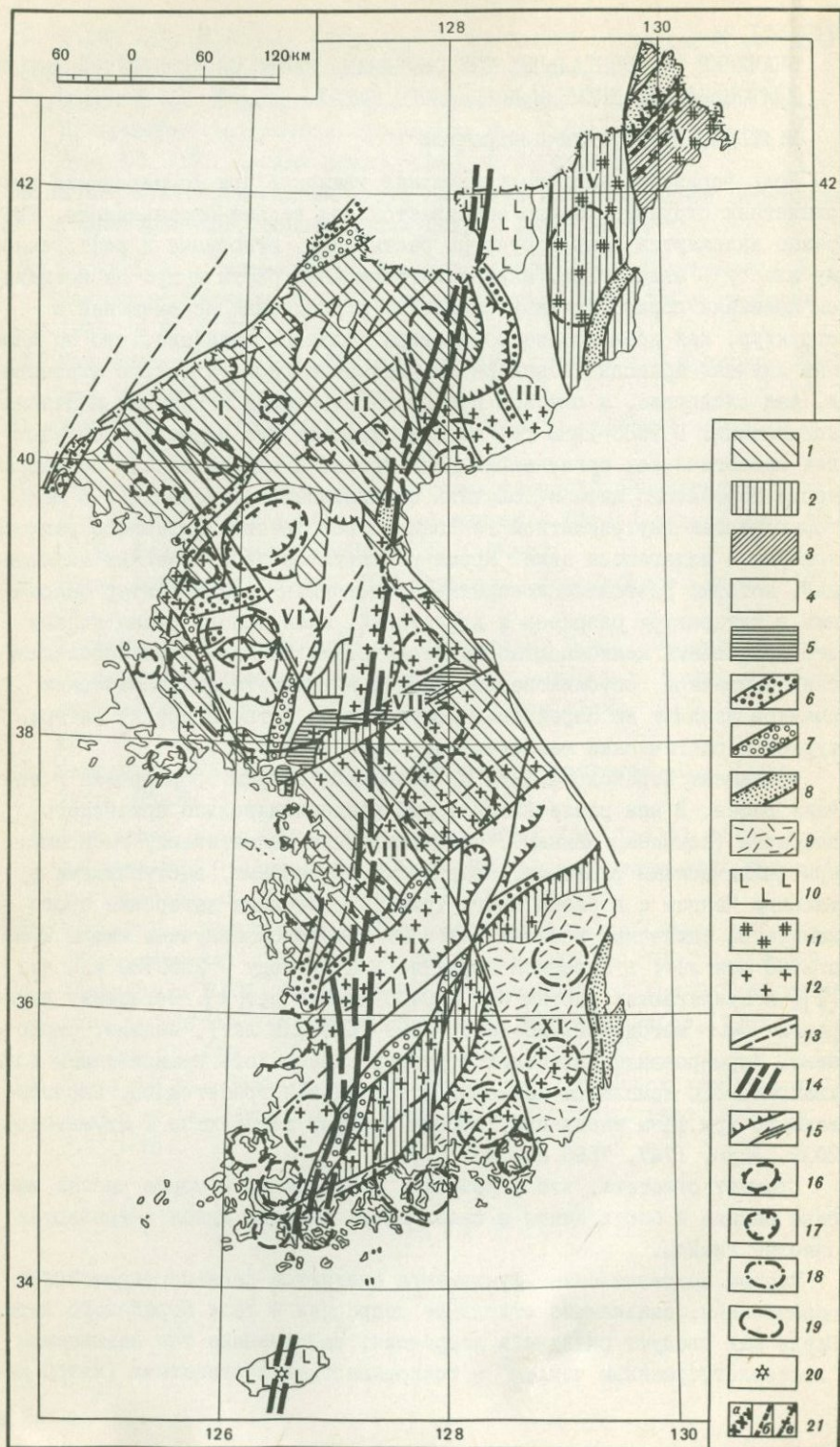
В.А.Буш, Е.Д.Сулиди-Кондратьев

Роль горизонтальных тектонических движений при формировании внутриплитных структур обычно оценивается как весьма ограниченная. Уверенно выделяются лишь структуры растяжения, относимые к рифтогенному классу - авлакогены, внутриплатформенные рифты и др. На имеющиеся признаки горизонтальных сжимающих и сдвиговых перемещений и структур, как правило, не обращается должного внимания, что во многих случаях приводит к неверному пониманию геологического строения, и, как следствие, к ошибкам при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. В 1985-1986 гг. авторам удалось при дружеском содействии геологических организаций КНДР провести ряд экскурсий по территории Корейского щита и получить собственные представления о некоторых чертах внутриплитной тектоники этого весьма активного региона, которые и излагаются ниже. Кроме результатов геологических наблюдений, которые позволили конкретно представить себе характер описанных в литературе разрезов и дислокаций, нами использованы данные дешифрирования мелкомасштабных космических снимков с метеорологических спутников, опубликованные данные интерпретации космических снимков Лэндсат по Корейскому полуострову, а также другие литературные геологические материалы по Корею.

Фундамент Корейского щита по имеющимся данным сформирован к началу рифея. В нем различаются толщи предположительно архейского возраста (комплекс Нанним), представленные магматитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, кварзитами, мраморами, выступающими в массиве Нанним и в блоке Кенги (рис.1). Надежные датировки этого комплекса единичны: в блоке Кенги Rb-Sr-методом получены цифры 2765 и 2900 млн лет; в Северной Корею по K-Ar-методу - 2550 ± 50 млн лет [1]; в прилегающих частях КНР - 2400 ± 50 млн лет [4]. Остальные датировки K-Ar-методом (1726-1660, 2039-1595 млн лет), видимо, омоложены. Формирование архейских структур завершилось становлением Йонхвансанского комплекса калиевых и нормальных гранитоидов, насчитывающего три фазы внедрения, породы которых датируются K-Ar-методом 2039, 1886, 1727, 1596 млн лет [1].

Следует отметить, что в краевых, прилегающих к морям частях массива Нанним и блока Кенги в самых низах разреза архея встречаются очковые гнейсы.

Вторым подразделением фундамента считаются раннепротерозойские образования, занимающие отдельные депрессии в теле Корейского щита. Среди них следует различать депрессии, заполненные так называемым "протоплатформенным чехлом" - тонкослойными лептинитами (кварц-по-



левошпатовые сланцы), чередующимися с амфиболитами и мраморами, сменяемыми вверх по разрезу аркозовыми метапесчаниками, глинистыми сланцами, амфиболитами, мраморами. Эта "ляоджитская серия" [5] датирована Rb-Sr-методом 2167-1900 млн лет и выполняет прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль р. Амнокан по границе с КНР. Видимо, аналогичны ей метаосадочные образования группы Иончон, установленные в последнее время в блоке Кенги [7].

Иной тип разреза нижнего протерозоя представлен в зеленокаменном тропе блока Кванмо. Это серия Мачхоллен мощностью до 5000-6000 м, сложенная оливин-биотитовыми сланцами, порфириитоидами, филлитами с прослоями железистых кварцитов, образующих, в частности, известное железорудное месторождение Мусан в КНДР. В верхах серии Мачхоллен обособляется свита Пуктэчхон, представленная мраморами мощностью до 2000 м. Близкие по характеру образования известны вдоль южного борта авлакогена Имджиган и в блоке Ионам на юге Кореи. Датировка нижнего протерозоя основывается на возрасте прорывающего его ивонского комплекса нормальных гранитоидов [1]: в КНДР - 1371 млн лет (K-Ar-метод), на юге Кореи - 1714 млн лет (Rb-Sr-метод). Известны и заведомо омоложенные датировки - 781-664 млн лет. Следует также учесть, что в прогибе Амнокан в мраморах верхов разреза упоминаются находки водорослей *Collenia*, которые требуют изучения современными биостратигра-

Р и с. 1. Тектоническая схема п-ва Корея (по [2] с дополнениями авторов)

Фундамент: 1 - архей, 2 - нижний протерозой, 3 - верхний палеозой; платформенный чехол: 4 - рифей-палеозой, 5 - девон, 6 - верхний триас-нижняя-средняя юра, 7 - мел, 8 - палеоген-неоген, 9 - вулканиды верхней юры-мела, 10 - вулканиды миоцена-четвертичной системы; районы широкого распространения: 11 - гранитов позднего палеозоя, 12 - гранитов мезозоя; 13 - сбросы и взбросы установленные и предполагаемые по данным дешифрирования; 14 - зона глубинных разломов Пексутан-Чечжудо по данным дешифрирования; 15 - надвиги и сдвиги; кольцевые структуры: 16 - метаморфогенные, 17 - тектоногенные, 18 - магматогенные, 19 - вулканоплутонические; 20 - четвертичные вулканические сооружения, 21 - островные вулканические палеодуги: а - меловые, б - позднепермские (P_2^2), в - позднепермские (P_2^1). Массив Нанним (I, II): I - блок Чагандо, II - блок Мёхян; III - прогиб Хёсан-Ивон; IV - блок Кванмо; V - блок Туманган; VI - Пхённамская депрессия; VII - авлакоген Имджиган; VIII - блок Кенги; IX - Окчхонская депрессия; X - блок Собексан; XI - вулканический пояс Кенсан

фическими методами, так как вызывают подозрения на возможное присутствие низов рифея.

Фундамент Корейского щита выступает на поверхность в ряде блоков. Самым обширным является массив Нанним (см. рис. I), расположенный в северо-западной части КНДР и сложенный преимущественно архейскими структурами. Внутреннее строение его еще не расшифровано. Предполагается, что важную роль в его структуре играют гранитогнейсовые купола поперечником до 25–40 км, обнаруженные на космических снимках в южной части массива. В северо-восточной части КНДР располагается блок Кванмо, сложенный троговым комплексом нижнего протерозоя; архейские структуры играют здесь подчиненную роль. В южной половине КНДР располагается обширная Пхеннамская депрессия, заполненная платформенным чехлом. Фундамент образует несколько небольших выступов по ее периферии, в которых зафиксированы выходы очковых гнейсов в самых низах разреза архея.

Второй по величине блок, сложенный архейскими структурами – блок Кенги – лежит в центральной части полуострова. Его внутреннее строение и роль в нем нижнепротерозойских структур еще не расшифрованы. Этот блок ограничен вытянутыми в северо-восточном направлении платформенными структурами: с севера – авлакогеном Имджиган, с юга – прогибом Окчхон. Последний блок фундамента – Ионам [7] – лежит в юго-восточной части Кореи. Его образуют преимущественно нижнепротерозойские образования; он также вытянут в северо-восточном направлении между прогибом Окчхон и вулканоплутоническим поясом Кенсан.

Платформенный чехол Корейского щита формировался, начиная с середины (?) рифея, во внутриплитной тектонической обстановке. Он образует ряд депрессий удлиненной (Хесан-Ивон, Окчхон) или изометричной формы (Цхеннамская депрессия) (см. рис. I). Представлен чехол рифейскими и палеозойскими отложениями, пользующимися относительно широким распространением, а также мезозойскими и кайнозойскими образованиями, занимающими отдельные грабены.

Рифейские отложения платформенного чехла имеют четкое ритмичное строение, свойственное, в частности, и их стратотипу на Урале. Основание платформенного чехла образует серия Санвон, сложенная конгломератами, кварцитами, серицитовыми сланцами (свита Чикхен, до 1000 м), кварцитами и филлитами с прослоями риолитов и порфиритов (до 1000 м) и венчающими серию тонкослоистыми и массивными известняками с остатками водорослей, доломитами, известковистыми филлитами (свита Саданъу или Са-дон, до 1500 м). Из пород серии Санвон известно определение абсолютного возраста 1290 ± 35 млн лет (средний рифей).

Следующие два седиментационных ритма присутствуют лишь на юге Пхеннамской депрессии, откуда они прослежены Т.Кобаяси [2] на Ляодунский полуостров в КНР, а также на западном окончании авлакогена

Имджиган и в Окчхонской депрессии [8,9]. Второй снизу ритм, видимо, налегает с размывом и сложен в основном конгломератами, тиллитами, песчаниками, фаллитами (более 1000 м), сменяющимися кверху массивными известняками и доломитами с остатками водорослей (1200 м). Этот ритм сопоставляется с серией Гуаньдун в КНР и относится, видимо, к верхнему рифею. Третий ритм также налегает с размывом и открывается тиллито-песчаной толщей (500 м), сменяемой серицитовыми сланцами, кварцитами, глинистыми известняками (более 2500 м) и венчается кристаллическими известняками (500 м). Он называется серией Кухен и сопоставляется с серией Наньшань в КНР. Видимо, третий ритм принадлежит венду. Следует отметить, что современные биоостратиграфические данные по верхнему протерозою Кореи отсутствуют.

Нижнепалеозойская часть платформенного чехла (серия Чосон) распространена как на севере, так и на юге Кореи и образует четвертый седиментационный ритм. Ее разрез открывают налегающие с размывом на серию Кухен кварциты, алевролиты, темные глинистые сланцы с прослоями известняков и фосфоритов (свита Яндок с остатками фауны нижнего и среднего кембрия, 500-1000 м). Выше лежат массивные известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев (свита Чхосан, фауна среднего кембрия-нижнего ордовика, от 900 до 1700 м). Разрез венчают светлые известняки и доломиты свиты Мандал с фауной среднего ордовика (мощность до 500 м). В окчхонской депрессии в верхах разреза местами присутствуют известняки с фауной силура [2]. В бассейне р. Намган нижний палеозой прорывают пластовые интрузии габбро-диабазов. Мощность платформенного чехла максимальна (до 7000-8000 м) в Пхеннамской и Окчхонской депрессиях и снижается на блоках докембрийского фундамента в 2-3 раза.

В центральной части полуострова в восток-северо-восточном направлении протягивается узкий (до 25-40 км) авлакоген Имджиган, заполненный среднепалеозойскими черносланцевыми толщами. В низах разреза лежат зеленые сланцы по андезитам и их туфам, черные фаллиты, прослой кварцевых песчаников (1300-1700 м). Середину формируют черные и темно-серые фаллиты и глинисто-серицитовые сланцы с прослоями кварцитов и известняков, содержащих остатки ранне-среднедевонской фауны (до 2000 м). В верхах - черные и серые серипит-кварцевые сланцы, кварциты, зеленые сланцы (1000-1500 м). Эта серия по внешнему облику напоминает так называемый "черносланцевый девон" Горного Алтая и Монголии, характерный для блоков континентальной коры на противоположном северном берегу Урало-Монгольского палеокеана. Ее можно также сопоставлять с девонем Циньлинской зоны, лежащей между Северо- и Южно-Корейской платформами.

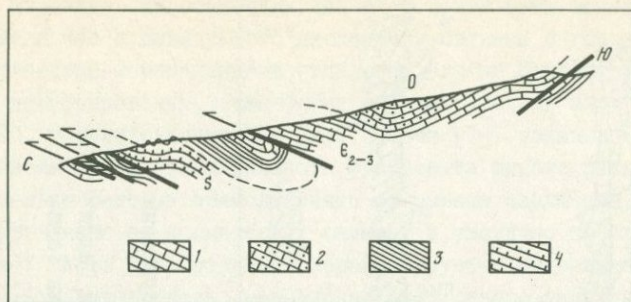
Верхний палеозой присутствует в наиболее глубоких частях Пхеннамской и Окчхонской депрессий и представлен угленосной серией Пхе-

нан мощностью до 2000 м [1,2]. В ее низах располагается свита Хончжом - глинисто-карбонатная толща мощностью до 350 м с фауной среднего-верхнего карбона. Выше лежит паралическая промышленно-угленосная свита Садон (300-500 м), содержащая остатки морской фауны и флоры верхнего карбона-нижней перми. Алевролитопесчаноглинистая, местами угленосная свита Кобансан с остатками верхнепермской флоры и алевролитопесчаная свита Нагам с остатками флоры верхней перми-нижнего триаса (200-700 м) венчают разрез серии Пхенан.

Структура платформенного чехла Пхеннамской депрессии отличается, как это было установлено еще в 30-х годах японскими геологами, значительной напряженностью. Здесь выделяются отдельные частные погружения изометричной в плане формы, заполненные угленосным верхним палеозоем. Некоторые из них дешифрируются на космических снимках в виде кольцевых структур (см. рис.1). Наклон крыльев этих частных впадин составляет 5-10°. Впадины отделены друг от друга поднятиями, сложенными нижним палеозоем и рифеем. Поднятия имеют внутреннюю структуру, приближающуюся скорее к линейному типу. Наклон слоев в их пределах составляет 15-20°, здесь могут различаться отдельные синклинали, сложенные известняками нижнего палеозоя, и разделяющие их зоны чешуйчатых структур, образованных преимущественно рифейскими отложениями. Зоны поднятий соединяют друг с другом отдельные выступы фундамента, в целом группирующиеся в периферических частях Пхеннамской депрессии. Трактовка зон чешуйчатых структур в качестве первичных антиклинальных складок, впоследствии разбитых чешуйчатыми надвигами [2], вызывает сейчас серьезные сомнения.

Дело в том, что многие из систем чешуйчатых надвигов широтного простирания в южной половине Пхеннамской депрессии, опираются своими окончаниями на вертикальные разломы северо-западного простирания, являющиеся диагональными к структуре сдвигами, обычно правосторонними, и образуют с ними кинематически сопряженные динамопары. В целом эти системы "сдвиг-надвиг" формируют структуры типа "конский хвост". Тектонические срывы отдельных чешуй (рис.2,3) проходят обычно в подошве карбонатных толщ осадочных ритмов (свиты Са-дон, Чхосан), причем подвороты слоев вдоль поверхности сместителей наблюдаются лишь в отдельных случаях и отмечаются в сланцах на расстоянии не более 20-50 м к низу от контакта.

Чешуйчатые надвиги обрамляют со всех сторон крупные синклинали, сложенные массивными известняками нижнего палеозоя. Такое же явление наблюдается и в северной части Пхеннамской депрессии, где чешуйчатые надвиги окружают со всех сторон изометричную синклиналь, сложенную верхнепалеозойскими отложениями серии Пхенан. Амплитуда смещений по надвигам возрастает как вниз по разрезу, так и в южном направлении в сторону авлакогена Иджинган, где надвиги переходят уже в тектонические покровы, сопровождаемые останцами и окнами, с



Р и с. 2. Геологический разрез восточного замыкания синклинали Хванчжу (по [2])

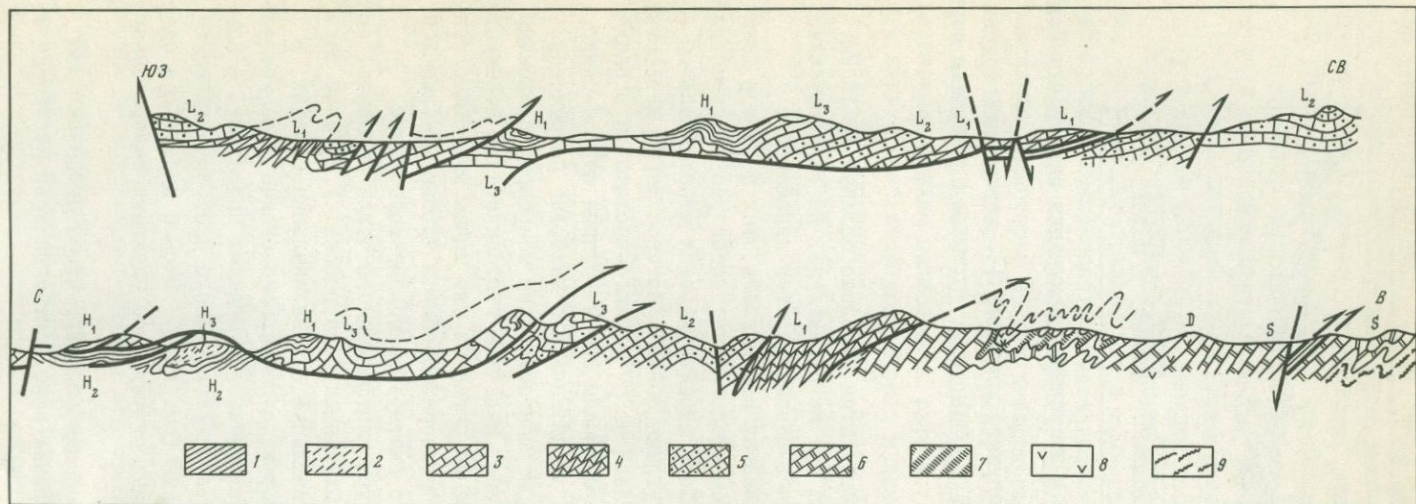
1 - известняки среднего-верхнего кембрия; 2 - известняки ордовика; 3 - сланцы нижнего-среднего кембрия; 4 - сланцы и кварциты серии Кухен верхнего протерозоя

амплитудой горизонтального перекрытия заведомо большей 10-15 км. Амплитуда смещений по сдвигам еще не определена. По геологическим картам она может быть опенена в первые десятки километров.

В строении авлакогена Имджинган как надвиги, так и сдвиги также играют ведущую роль. Авлакоген представляет собой резко асимметричную структуру. Его северный борт характеризуется моноклинальным залеганием девонских толщ под углами 30-45°, которое легко дешифрируется на космических снимках Лэндсат [7]. С юго-востока он ограничен вертикальным разломом, представляющим собой крупный сбросо-сдвиг, видимо, левосторонний. Вдоль этого сдвига с наиболее погруженной части авлакогена девон перекрыт тектоническим покровом, сложенным породами нижнего (?) протерозоя. Величина тектонического перекрытия не менее 30 км. Время дислокаций остается еще точно не установленным. Опираясь на аналоги со среднепалеозойской частью Циньлинской зоны Китая, его условно можно считать раннекаменноугольным.

В депрессии Окчхон структура платформенного чехла не менее, если не более напряженная, чем в Пхеннамской депрессии. Т.Кобаяси закартировал здесь крупные антиклинальные и синклинальные складки, в строении которых участвуют рифейско-нижнепалеозойские и верхнепалеозойские отложения. Складки осложнены чешуйчатыми надвигами, в которых тектонические пластины известняков нижнего палеозоя надвинуты на верхнепалеозойские отложения (см.рис.3). Весьма вероятна и здесь кинематическая связь надвиговых структур со сдвигами северо-северо-восточного простирания.

Происхождение описанных выше дислокаций, столь необычных для внутренних частей континентальных плит, остается пока не вполне вы-



Р и с. 3. Геологические разрезы средней части Пхеннамской депрессии (по [2])

Верхний палеозой (серия Пхенан): 1 - свиты Хончжом (H_1) и Садон (H_2), 2 - свита Кобансан (H_3); средний кембрий-нижний ордовик (свита Чхосан): 3 - верхняя часть (L_3), 4 - средняя часть (L_2), 5 - нижняя часть (L_1); верхний протерозой: 6 - свита Са-дон (S), 7 - серия Кухен, 8 - габбро-диабазы Намган (D), 9 - свита Чикхен

ясненным. Изучение геологических данных и результаты полевых наблюдений привели нас к выводу, что дислокации связаны с горизонтальными тектоническими перемещениями отдельных блоков Корейского щита.

Данные дешифрирования космических снимков Лэндсат масштаба 1:1 000 000, опубликованные Кан Пиль Хонгом [7], показывают, что в массиве Нанним среди докембрийского фундамента широко распространены относительно молодые прямолинейные разрывные нарушения, отчетливо дешифрирующиеся на космических снимках и частично прослеженные нами в поле. Часть этих разрывов характеризуется выдержанными простираниями (преимущественно меридиональными северо-западными) и пересекают почти всю территорию полуострова. Время образования этих структур оценивается обычно как позднемезозойское-кайнозойское. Другая часть молодых разрывов не выходит за пределы отдельных тектонических блоков массива Нанним и, что самое интересное, имеет внутри таких блоков хотя и близкие, но существенно различные простирания. Так в тектоническом блоке, лежащем на территории КНР к северо-западу от разлома р. Амнокан, система параллельных друг другу молодых разрывов имеет северо-северо-восточные простирания. В тектоническом блоке Чагандо, лежащем между разломами рек Амнокан и Чхончхончаг, молодые разрывы имеют северо-восточные простирания. В тектоническом блоке Мехян, расположенном еще далее к юго-востоку, молодые разрывы протягиваются уже в восток-северо-восточном направлении (см. рис. I). Эти системы разломов по всей видимости разновозрастные, домезозойские и подобно позднемезозойским-кайнозойским разломам первоначально должны быть параллельны друг другу, формируясь под воздействием единого поля напряжений. Впоследствии три намеченных выше тектонических блока, очевидно, были перемещены по разделяющим их крупным сдвигам и смещены в новой конфигурации, что и привело к наблюдаемым на космических снимках несовпадениям простираний разновозрастных разрывов в соседствующих тектонических блоках.

Интересно, что Т. Кобаяси еще в 1931 г. обратил внимание на то, что раннепалеозойская фауна депрессии Окчхон близка разновозрастной фауне Центрального Китая, Киргизии, Памира, а фауна Пхеннам-Ляодунской депрессии ближе к Северо-Американской провинции [2]. Барьер между этими депрессиями Т. Кобаяси назвал "Циньлин-Сеульской линией" и связывал его с массивом Кенги. К сожалению, этот анализ еще не подтвержден современными палеозоологическими и палеомагнитными материалами, но в любом случае ясно, что горизонтальные смещения отдельных блоков Корейского щита могли быть весьма значительными.

Таким образом, весьма вероятны крупные латеральные перемещения отдельных блоков докембрийского основания друг относительно друга. Эти латеральные перемещения вызывали в платформенном чехле формирование сдвиговых структур и сопряженных с ними систем чешуйчатых на-

двигов, причем мощные седиментационные пластины известняков нижнего палеозоя, видимо, вели себя в ходе этих перемещений до некоторой степени автономно, "выкальвались" по надвигам. Именно в ходе таких перемещений и формировались системы чешуйчатых надвигов в слоистых терригенных толщах рифея-нижнего палеозоя, обрамляющие со всех сторон известняковые массивы.

В крайней северной части КНДР выделяется Туманганский блок континентальной земной коры, сформированной коллизионными процессами в конце палеозоя. По имеющимся данным [4] здесь можно предполагать наличие тектонических пластин меланократового основания океанической коры (серпентинизированные дуниты и гарпбургиты, тут же известны и дайки диабазов), сменяющихся вверх по разрезу зеленокаменными эффузивами, хлоритовыми и актинолитовыми сланцами и еще выше - черными алевролитами и кремнистыми сланцами с прослоями турбидитов. Возраст осадочного слоя палеоокеанической коры, надвинутой с востока на нижний протерозой блока Кванмо, определяется находками остатков морской фауны как позднекаменноугольный-раннепермский. Палеоокеанический разрез надстраивается кверху островодужными комплексами андезито-базальтового состава с присутствием липаритов и терригенных пород, содержащих остатки позднепермской фауны и флоры. На космических снимках здесь выявляются дугообразные структуры (см. рис. I), подчеркивающие простирания островодужных комплексов и, вероятно, отвечающих вулканическим палеодугам, последовательно сталкивавшимися с континентом. Возраст этих дуг еще точно не определен.

Коллизионному этапу отвечает, видимо, широко распространенный в блоках Туманган и Кванмо комплекс биотитовых лейкократовых гранитов (хесанский комплекс), прорывающих верхнюю пермь и датированных 224-180 млн лет, а также раннетриасовая (?) пестроцветная моласса свиты Самбон. Взаимоотношения между блоками Туманган и Кванмо повсеместно тектонические, что учитывая полное отсутствие на Корейском щите палеозойских разрезов пассивной континентальной окраины, позволяет предполагать тектоническое совмещение блока Туманган со щитом.

Мезозойские и кайнозойские образования, как указывалось выше, пользуются в Корее прерывистым распространением и, кроме крайнего юго-востока полуострова, залегают в изолированных грабенах. Наиболее древнюю группу грабенов заполняет песчано-глинистая, местами угленосная толща с флорой рета-лейаса мощностью до 600-800 м. В районе Пхеньяна и некоторых других ее надстраивают сверху светло-серые кварцевые песчаники и желтые алевролиты с прослоями андезито-базальтов, условно относимые к доггеру-мальму. Мощность их до 300 м.

Вторую группу грабенов слагают грубообломочные терригенные краснопевы, местами угленосные, содержащие в окрестностях Пхеньяна и в долине р. Амнокан вулканы андезито-базальтового, реже риолитового и базальтового состава. Мощность этой толщи, охарактеризованной

флорой поздней юры-раннего мела, достигает 1100-1700 м. В верхах этой толщи появляется галька юрских гранитоидов.

Третью группу грабенов формируют красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, глины с прослоями андезитов, базальтов, липаритовых кварцевых порфиров, их туфов, туфоконгломератов, с субвулканическими интрузиями андезитовых порфиритов и гранит-порфиров (подсерия Силла). Они имеют мощность до 2000 м и относятся к нижнему и верхнему мелу.

Крайнюю южную и юго-восточную часть полуострова занимает вулкано-плутонический пояс Кенсан - фрагмент мезозойского Восточно-Азиатского вулканического пояса. Его разрез в последние годы изучен К.Х.Чангом [6], объединившим его в надгруппу Кенсан. В основании располагается группа Синдон преимущественно терригенного состава - красноцветные конгломераты и песчаники с прослоями красных, зеленых и черных алевролитов и глин, местами с углями и с прослоями андезитовых лав. Группа охарактеризована флорой и остракодами берриаса и неокома, мощность ее до 2200 м. Среднюю часть разреза образует группа Хайан: в ее низах лежат зеленые туфы андезитового состава с прослоями красноцветов (600 м), выше - характерные конгломераты Силла с прослоями андезитов и базальтов (250 м), разрез венчают красные и серые грубозернистые песчаники, пестрые алевролиты и аргиллиты мощностью до 2000 м. В верхах надгруппы Синдон обособляется вулканический комплекс горы Пулгукса, представленный андезитами и базальтами с прослоями риолитов мощностью до 1000 м, прорванный субвулканическими гранит-порфирами с абсолютным возрастом 87-71 млн лет (конец мела). Вулканогенно-терригенные образования надсерии Кенсан венчают риолиты, местами трахиты, условно относимые к датскому ярусу-палеоцену, мощностью до 250 м. Общая мощность надсерии Кенсан достигает почти 6000 м.

В Окчхонской депрессии мезозойские отложения залегают в ряде грабенов, вытянутых вдоль ее простираия. Т.Кобаяси [2] описал здесь сокращенный по отношению к поясу Кенсан разрез, состоящий из: серия Пансон (рэт-лейас) - конгломераты, песчаники и алевролиты с прослоями углей, местами лав и туфов риолитов и андезитов, реже базальтов, мощностью от 400 до 1000 м; формации Мегок (доггер-малъм) - аркозовые песчаники и серые глинистые сланцы мощностью до 500 м; слоев Чхоканни - красных конгломератов Силла, песчаников и туфопесчаников мощностью до 250 м, относимых к нижнему-верхнему мелу. Видимо, позднемеловой возраст имеют риолитовые туфы и туфосланцы слоев Коги мощностью до 250 м. Общая мощность мезозоя Окчхон не превышает 2000 м.

Кроме осадочно-вулканогенных образований мезозоя на Корейском щите необычно широко развиты мезозойские интрузии гранитоидов, за-

нимающие в общей сложности около 15–20% его территории. Среди них обособляются эгирин-авгитовые сиениты, нефелиновые сиениты, содалит-нефелиновые сиениты пхенганского комплекса, располагающиеся в центральной части полуострова узкой полосой вдоль авлакогена Имджиган. Внедрение щелочных интрузий относится ко второй половине триаса, что подтверждается, к сожалению, единичной пробой абсолютного возраста – 217 млн лет. Наиболее широко развит гранитоидный комплекс второй половины юры (танчхонский комплекс, в Южной Корее – граниты Табо). В нем установлено три фазы внедрения: габбро, габбро-диориты и диориты первой фазы, гранодиориты, роговообманково-биотитовые, биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, слагающие основные объемы внедрившихся масс и малые тела мелкозернистых биотитовых гранитов третьей фазы. Комплекс датирован значительным числом проб по K-Ar методу – от 185 до 132 млн лет. Меловые интрузии развиты в Корее, по всей видимости, менее, хотя многие массивы "юрских" гранитов могут частично или полностью оказаться более молодыми. К меловым интрузиям в долине р. Амнокан принадлежит амноканский комплекс – габбро, габбро-диориты, диориты, порфириовидные граниты, лейкократовые до щелочных граниты и монпониты, местами до сиенитов. На юге Кореи меловые гранитоиды развиты в поясе Кенсан и прогибе Окчхон, где именуются гранитами Пулгукса и датированы пифрами от 109 до 67 млн лет (вторая половина мела).

Тектоническое положение и структурные особенности трех рассмотренных выше комплексов мезозойских образований Кореи (грабеновых фаций, вулканоплутонического пояса и гранитоидных комплексов) заметно различны. Грабеновые фации слагают двусторонние или односторонние грабены, располагающиеся обычно в зонах крупных разломов фундамента. Углы наклона пластов в бортах грабенов составляют 10° – 15° , часто и менее, осложняющих складчатых структур, как правило, не отмечается. Наиболее крупные и глубокие грабены, сопровождающиеся к тому же эффузивными излияниями и субвулканическими интрузиями в разрезах юры и мела лежат в зонах Амноканского и Чхончхонганского разломов, расчленяющих массив Нанним на описанные выше крупные блоки. Оба эти разлома представляют собой крупные правосторонние сдвиги, движения по которым, бесспорно, продолжались и в мезозойскую эру. Как это часто наблюдается в крупных сдвигах, в зонах между отдельными их отрезками формируются локальные зоны растяжения, сопровождающиеся заложением грабенов. Классическим примером аналогичных структур являются юрские угленосные грабены вдоль Таласо-Ферганского сдвига. Сдвиговые перемещения сопровождаются вблизи от смещающих крыльев разлома локальными надвигами, по которым кристаллические породы обрамления грабенов надвигаются на угленосные толщи. Прекрасные примеры таких локальных надвигов содержатся в книге

Т.Кобаяси [2]. Дешифрирование космических снимков позволило нам заметить аналогичные надвигания докембрия на угленосную юру и вдоль западного борта юрского грабена, лежащего в платформенной депрессии Хесан-Ивон и имеющего несвойственную другим юрским грабенам Кореи изогнутую в плане форму. Возможны такие же перекрытия и вдоль западного борта Пхеньянской юрской депрессии, где они могут быть связаны с локальными сдвигами северо-западного простирания, рассматривавшимися нами выше. Мезозойские грабены Корейского щита формировались во внутренней части континента и принадлежат к типичным внутриплитным структурам.

Существенно иные структурные условия характерны для мезозойского вулcano-плутонического пояса Кенсан на юге Кореи. По имеющимся геологическим картам и данным дешифрирования космических снимков Лэндсат [7] основной структурный фон здесь образуют кольцевые структуры поперечником от 20-30 до 50-70 км. В центральных частях этих кольцевых структур группируются массивы меловых гранитоидов Пулгукса, а сами эти структуры по аналогии с Сихотэ-Алиньским и Охотско-Чукотским вулканическими поясами, видимо, представляют собой вулcano-тектонические депрессии, формировавшиеся над магматическими очагами. Структуры мезозойских вулcanoгенно-терригенных толщ пояса Кенсан характеризуются не очень значительной напряженностью: здесь преобладают наклоны пластов в $15-20^{\circ}$. Мезозойский вулcano-плутонический пояс Кореи принадлежит к структурам активных континентальных окраин и по имеющимся геодинамическим реконструкциям образовался в связи с конвергентной границей Евразийской литосферной плиты и одной из литосферных плит Тихоокеанской группы. Сейсмофокальная зона была наклонена под Азиатский континент и породила вулcano-плутонический окраинно-континентальный пояс андийского типа.

Большой интерес представляют структуры мезозоя в депрессии Окчхон. Их разрезы близки с одной стороны к вулcanoческому поясу Кенсан, а с другой стороны - к внутриплитным грабенам, рассмотренным выше. Они залегают в односторонних грабенах, вытягивающихся вдоль внутриплитной периферии вулcanoического пояса, причем на космических снимках и по данным геологического картирования отмечаются надвигания протерозойских толщ юго-восточного обрамления грабенов на континентальный мезозой. Отмечаются здесь и диагональные к простиранию прогиба Окчхон сдвиги, с которыми также связаны локальные надвиги ниже- и верхнепалеозойских толщ платформенного чехла на мезозой, что привело в свое время Т.Кобаяси и многих геологов Южной Кореи к выводу о том, что дислокации всего платформенного чехла этой зоны (как его верхнепротерозойской-нижнепалеозойской, так и верхнепалеозойской части) имеют позднемезозойский возраст. Однако изложенные выше данные по северу Кореи приводят нас к выводу о том, что обра-

зование складок и многих надвигов этой части Кореи происходило неоднократно, как в течение палеозоя, так и в течение мезозоя, причем мезозойские дислокации этой зоны легче всего сопоставить с так называемыми "тыловодужными" дислокациями, развивающимися в тылу вулканических дуг на границе их с континентом. В пользу этого предположения свидетельствует и преобладающая северо-западная вергентность надвигов в мезозое (см. рис. I).

Третьим типом мезозойских образований Кореи являются, как указывалось выше, мезозойские гранитоиды. Формирование их стоит в тесной связи с активными процессами на границах литосферных плит, и к внутриплитной тектонике они не имеют прямого отношения. Однако данные дешифрирования космических снимков позволили подметить некоторые закономерности в распространении гранитоидов, которые представляют значительный интерес. Устанавливаются два типа пространственного распределения массивов мезозойских гранитоидов: линейное (полосовое) и кольцевое. В первом случае отдельные массивы, имеющие более или менее причудливую конфигурацию, обусловленную в значительной мере современным эрозионным срезом, группируются в длинные полосы, вытянутые вдоль крупных разломов. Одна такая полоса намечается вдоль северо-западного борта авлакогена Имджиган, где группируется ряд массивов щелочного триасового комплекса. Вторая полоса выделяется вдоль северо-западного края блока Кенги, а третья полоса — вдоль юго-восточного его края, также вытягиваясь вдоль ограничивающих этот блок долгоживущих разломов. Четвертая полоса прослеживается вдоль разлома, разделяющего Окчхонскую депрессию и блок Йонам. Последняя полоса мезозойских гранитных массивов протягивается вдоль восточного края Пхеннамской депрессии и располагается в мощной зоне разломов субмеридионального простирания, впервые выделенной еще Т.Кобаяси ("рифт Вонсан-Сеул").

Второй тип пространственного распределения массивов гранитоидов характеризуется приуроченностью их к крупным (от 50–70 до 150 км в диаметре) кольцевым структурам, отчетливо дешифрирующимся на космических снимках с метеорологических спутников. Таких кольцевых структур в Корее мы насчитали не менее семи. На севере Кореи в блоке Кванмо располагается вытянутая в меридиональном направлении овальная по конфигурации структура Квсанбон. Она ограничивает со всех сторон группу массивов хесанского комплекса, практически не выходящих за ее пределы. Очень интересна сложно построенная Хамхынская кольцевая структура, лежащая на восточном побережье КНДР. Вдоль ее внешнего контура группируются массивы юрских гранитоидов, а в центральной части располагается вулканотектоническая депрессия, заполненная четвертичными базальтами и имеющая правильные круговые очертания.

Самой крупной в Корее является Пхенанская кольцевая структура,

имеющая, видимо, полигенетическое происхождение. Она слабо удлинена в меридиональном направлении при размерах примерно 120 на 160 км. Ее контурам подчиняется в целом Пхеннамская платформенная депрессия, описанная выше. Вдоль внешнего контура Пхенанской структуры (особенно вдоль ее западного и южного сегментов) протягивается узкая полоса выступов докембрийского фундамента, в пределах которых локализируются массивы юрских и меловых гранитоидов. Внутри Пхенанской кольцевой структуры располагаются еще две структуры меньшего диаметра: к северу и к югу от г. Пхеньяна. Первая из них совпадает по месту и очертаниям с верхнепалеозойской платформенной внутренней депрессией, а вторая своим северным, западным и частично южным сегментом контролирует распространение грабенов, заполненных вулканогенно-осадочными меловыми образованиями.

К востоку от Сеула лежит Хончхонская кольцевая структура поперечником около 75 км. Она располагается целиком в пределах блока Кенги; вдоль ее северо-восточной, северной и западной периферии кольцеобразной полосой тянутся массивы юрских гранитоидов. В юго-западной части Окчхонской депрессии располагается кольцевая структура Кванджу, внутри которой широко распространены юрские гранитоиды, не выходящие за ее пределы. Диаметр этой структуры составляет около 50 км. Наконец, три вулканоплутонические кольцевые структуры поперечником около 50 км лежат в пределах вулканического пояса Кенсан. Именно внутри этих структур распространены меловые гранитоиды комплекса Пулгукса. Кольцевые структуры диаметром не более 25–30 км, тяготеющие к южному побережью Кореи в вулканическом поясе Кенсан, связаны, видимо, с вулканотектоническими депрессиями мелового возраста.

Внутриплитные рифтогенные мезозойские структуры Кореи формировались в целом в обстановке тектонического растяжения в тылу окраинно-континентального вулканоплутонического пояса Восточной Азии. Такая геодинамическая обстановка характерна именно для тыловых частей конвергентных границ литосферных плит. В своем максимальном развитии она приводит к образованию задуговых морей с субокеанической земной корой, но в рассматриваемом нами случае этого не произошло. Кроме того, магматическая активность, связанная с конвергентной границей литосферных плит в Восточной Азии распространилась на большое расстояние вглубь континента, захватив значительную часть Манчжурии и прилегающих к ней территорий, что может говорить об очень пологом погружении сейсмофокальной зоны под континент подобно тому, как это имеет место в Андах Южной Америки.

В этой геодинамической обстановке появление четко выраженных структур сжатия (надвигов) в тектоническом ансамбле мезозоя Кореи, за исключением тыловой полосы вулканического пояса, выглядит несколько странным. Однако тесная связь локальных надвигов с крупно-

масштабными сдвиговыми перемещениями снимает это противоречие.

Ко второй половине палеогена—миоцену относится формирование последнего поколения структур растяжения, представленных грабенами, заполненными континентальными угленосными толщами. К эоцену—олигоцену относится угленосная толща мощностью до 900 м, местами с покровами щелочных базальтов (свита Намсак). Миоцен представлен преимущественно тонкообломочной угленосной толщей мощностью от 250 до 2000 м, вблизи от морских побережий содержащей остатки морской фауны. Эти грабены располагаются на западном берегу Японского моря к северу от Ким Чхэк и на юго-восточном окончании полуострова севернее г. Пусан. На побережье Желтого моря третичные отложения залегают в основании терригенных толщ, слагающих медленно погружающееся побережье Корейского полуострова.

Третичный эпизод рифтогенеза следует связывать со смещением зоны субдукции на восточное побережье Японии и образованием Японского моря в тылу возникшей Японской островной дуги. В ходе горизонтального растяжения, сопровождавшегося формированием субокеанической коры Японского моря (по данным И. Миясиро, П. Н. Кропоткина и др. оно началось с конца миоцена—плиоцена), фрагмент древней континентальной коры Корейского щита с мезозойским вулканоплутоническим поясом был оторван от континента и перемещен с разворотом на 40° (по палеомагнитным данным) на северный берег западной половины о. Хонсю. Другой фрагмент континентальной коры остался в центральной части Японского моря — так называемая "банка Ямато".

Плиоцен—четвертичная история Кореи характеризуется процессами континентального орогенеза, протекающего под влиянием вертикальных и горизонтальных (преимущественно сдвиги) неотектонических движений. Эти движения связаны с продолжающимся рифтогенезом Японского моря и осуществляются преимущественно вдоль разрывных нарушений, имеющих субмеридиональные и субширотные направления, нехарактерные для более древних этапов тектонического развития. Большинство этих разломов хорошо выражено уступами в рельефе, вдоль них отмечаются тектонические контакты палеозоя с четвертичными отложениями, они часто сопровождаются землетрясениями умеренных магнитуд ($M 6$). Наиболее ярко проявлена в рельефе и на космических снимках широкая меридиональная зона разломов, соединяющая обширные центры плиоцен—четвертичного вулканизма: Пектусан на границе с КНР и Чечжудо. Мы уже упоминали о том, что эта зона впервые была установлена еще Т. Кобаяси (рифт Вонсан—Сеул). Вулканизм отличается щелочным и базальтовым характером извержений: в плиоцене — это щелочные липариты мощностью до 500 м, в верхах — трахибазальты (100 м); плиоцен—раннечетвертичный возраст имеют базальты, трахиты, трахиандезиты, фонолиты мощностью 150—600 м; среднеплейстоценовые излияния представлены трехсотметровой толщей липаритов и мощными (до 500 м) трахибазальтами;

к позднему плейстоцену относятся базальтовые покровы мощностью до 110 м, трахизбазальты, трахиты, залегающие во многих речных долинах и на побережье Японского моря. В современную эпоху излияния базальтов, трахитов и липаритов продолжались до 1002-1007 гг. нашей эры на островах Чечжудо и Уллындо; на горе Пектусан они отмечены в 1597, 1668 и 1702 гг. Состав магматических продуктов характерен для обстановки внутриконтинентального рифтогенеза. Эти связи позволяют объяснить неотектоническую активность Кореи продолжающимися процессами формирования краевых морей Восточной Азии и отражением их в периферической части континента.

Таким образом, внутриплитная тектоника Кореи свидетельствует о важной роли горизонтальных тектонических движений в строении платформенных структур. Эти данные подтверждаются и на территории СССР. Достаточно упомянуть хотя бы о горизонтальных тектонических перекрытиях угленосной кры кристаллическими породами докембрия с амплитудой до 10-15 км (минимальные значения), установленные в последние годы В.В.Кулаковым [3] в Южно-Якутском угленосном бассейне. На Восточно-Европейской платформе весьма вероятен надвиговый характер с существенными горизонтальными перекрытиями южной границы Припятского авлакогена, предполагаемый М.К.Багиняном (устное сообщение) по результатам дешифрирования космических снимков и анализу имеющихся геологических данных. Значение горизонтальных тектонических движений во внутриплитной тектонике нуждается, таким образом, в серьезной переоценке.

Л и т е р а т у р а

1. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
2. Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных областей Китая. М.: Изд-во Иностран. лит., 1959. 265 с.
3. Кулаков В.В. Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменноугольного бассейна//Геотектоника. 1982. № 4. С.36-41.
4. Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. 246 с.
5. Чжан Цюшен, Ли Шуйи. Ляоджитская свита - особая эвгеосинклинальная фация раннего протерозоя//XXII Междунар. геол. конгр. Доклады. Т.5. Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С.143-153.
6. Chang K.H. Cretaceous stratigraphy of South-east Korea // J.Geol. Soc. Korea. 1975. Vol.11, N 1. P.1-23.
7. Kang P.Ch. Interpretation of the Korean Peninsula on Landsat Imagery // Proc. Seminar Remote Sensing Geol. Appl. Beijing, 1984. P.108-118.
8. Lee S.M. The tectonic Setting of Korea with Relation to Plate tectonic // Geol.Surv. Ind. 1976. Vol.34, pt 1. P.66-82.
9. Um S.H. Geology of Korea // Mem. Geol. Soc. China, 1979. N 3. P.1-55.

В.П. Апарин, И.И. Абрамовский, И.Н. Капустян

Вопросы соотношения крупноамплитудных вертикальных движений коры в осадочных бассейнах с перемещением блоков литосферы привлекают в последние годы значительное внимание не только в связи с проблемами мобилизма, но и в силу того, что получают фактическое обоснование идеи глубинного заложения поверхностных структур земной коры [3-6, 10, 29].

Проявления рифтогенеза, как известно, не всегда приводят к раскрытию океана, но, как правило, сопровождаются погружением коры в бассейнах в рифтовую стадию, которая затем, за счет угасания источников рифтогенеза, сменяется стадией синеклизной, когда темп погружения резко падает, но бассейн продолжает существовать еще в течение нескольких тектонических циклов. Это относится, главным образом, к бассейнам внутриконтинентальным, которые, как предполагалось раньше, мало связаны с дрейфом континентов из-за большой мощности континентальной литосферы [20]. Эволюция краевых бассейнов континентальной периферии достаточно определенно связана с геологической историей океана, хотя механизм этой связи до конца еще не ясен. Краевые и внутренние бассейны представляют собой структуры длительного развития, в ходе которого механизмы погружения коры на разных этапах истории могут иметь различную природу. Поэтому вопросы о связи вертикальных движений коры в бассейнах с перемещениями блоков литосферы требуют анализа достаточно длительных интервалов истории континентального осадконакопления. Фанерозойский чехол Восточно-Европейской платформы (ВЕП) представляет интересный объект для этих целей.

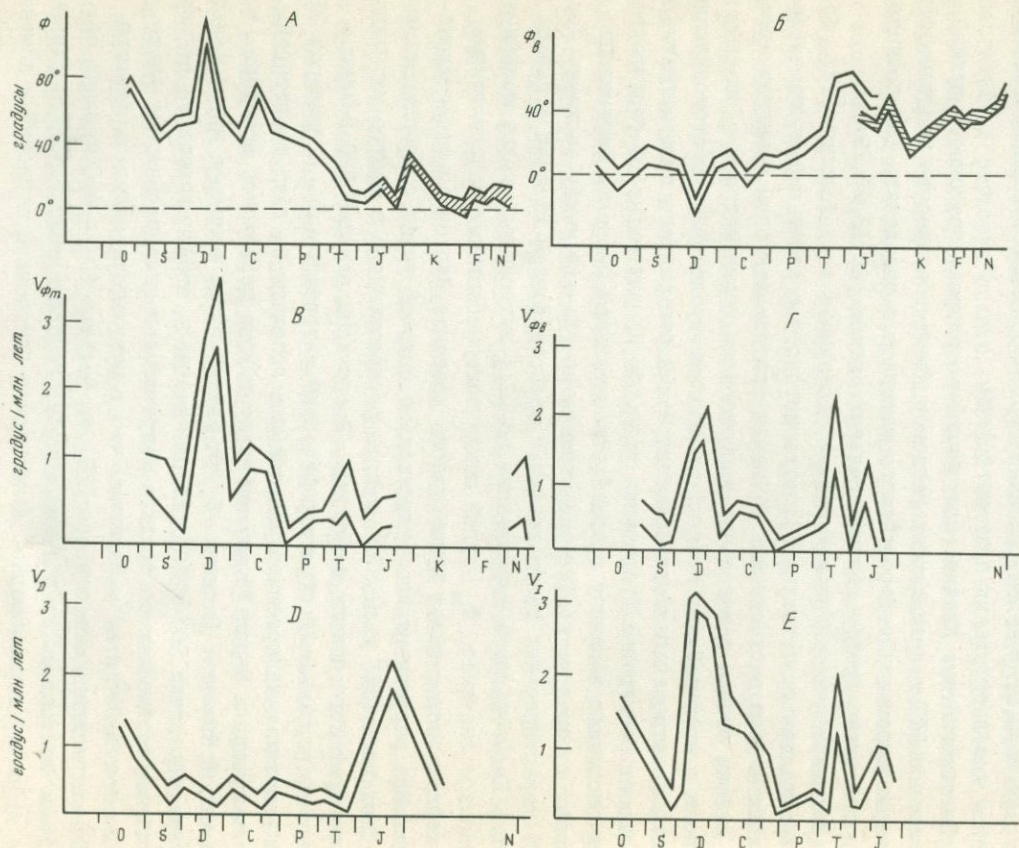
Расчеты объемов геологических формаций ВЕП показывают, что формирование чехла платформы носило периодический характер, и границы седиментационных этапов точно совпадают с рубежами известных тектонических циклов [13, 14, 30]. Установлена периодичность в изменении направления палеомагнитного вектора во времени для каждого литосферного блока, что связано с изменениями характера континентального дрейфа [23, 3]. Это обстоятельство облегчает задачу корреляции вертикальных движений коры ВЕП с ее перемещениями в качестве литосферного блока, которой посвящена настоящая работа. Сопоставление динамики событий двух явлений вскрывает хронологические связи. Так, в предыдущих работах было показано, что быстрые погружения коры в бассейнах литосферных блоков возникают в эпохи интенсивного перемещения или изменения направления движения блоков. И наоборот, - в

эпохи замедления континентального дрейфа, темп опускания коры заметно падает [1-3].

Попытки рассмотреть связи дрейфа континентов с историей материковой коры предпринимались неоднократно. Неполнота палеомагнитных возрастных рядов исходных данных и дефицит количественной геологической информации представляют главную трудность в таких сопоставлениях. Тем не менее, уже в начальный период становления палеомагнитных исследований, такие связи были обнаружены [17, 23]. Наиболее разработан сейчас палеогеографический аспект, связанный с вариациями площади эпиконтинентальных морей [9]. Однако в последнее время, в связи с новой интерпретацией эвстатических изменений уровня океана [22, 28], становятся понятными другие причины трансгрессий и регрессий моря и, в целом, сложный характер взаимоотношений океанических и континентальных плит литосферы.

Палеомагнитные данные, полученные по разрезу осадочного чехла фанерозоя ВЕП и примыкающих регионов, дают возможность восстановить историю перемещения Европейского материка и определить его позицию в общей схеме дрейфа континентальных блоков [25, 18, 27, 19].

Исходные палеомагнитные данные, собранные из каталогов [12], обрабатывались по методу [21], суть которого состоит в расчете дивергенции - угла расхождения Φ между средним вектором намагниченности района отбора и локальным направлением геомагнитного аксиального диполя в этом районе. Угол Φ позволяет представить местоположение блока по отношению к оси вращения Земли без расчета палеомагнитных полюсов. Нормировка приращения угла Φ по длительности геологических эпох дает величину средней относительной скорости перемещения блока, которая на графике помещается на границу между эпохами. Другие характеристики имеют график с распределением величин в центре эпох. Кроме расчета дивергенции по [21] вычислялось также модифицированное значение Φ_m - угол между палеомагнитными направлениями соседних эпох с целью лучше учесть вращение блоков по палеосклонению. Все расчеты велись относительно опорной точки с координатами г. Смоленска (55° с.ш., 32° в.д.), расположенного в центре площади докембрийского покоя платформы. Всего использовано 320 исходных данных, покрывающих стратиграфический интервал O_1-J_3 в границах ВЕП. По мезозою и кайнозою возрастной ряд дополнен за счет территорий, примкнувших к Европейскому матерiku в ходе герпинской коллизии, т.е. Северной Евразии. Расчеты Φ по каждой эпохе велись с двумя фильтрами отбраковки 90° и 60° . Их назначение - отбраковывать те векторы, которые составляют со средним направлением намагниченности эпохи угол более 90° и 60° . Заметим, что в результате счета на фильтре 90° сохранились все вектора ВЕП, на фильтре 60° - отбракованы оди-ночные вектора по нескольким эпохам. Распределение исходных данных по возрасту неравномерно. Лучше всего обеспечены пермский и каменно-



Р и с. I.
 Палеомагнитные кривые Восточно-Европейской платформы
 А - возрастное изменение дивергенции Φ ; Б - изменение палеошироты опорной точки Φ_0 ; В - относительная средняя скорость материка, вычисленная по модифицированной дивергенции V_{Φ_m} ; Г, Д, Е - скорость изменения: Г - широты и опорной точки V_{Φ_0} , Д - палеосклонения V_2 , Е - палеонаклонения V_1 . Заштрихованные участки кривых принадлежат Евразии

угольный периоды (соответственно I3I и 68 векторов), остальные – значительно хуже.

Обычно в анализ палеомагнитных данных входит оценка метакронной намагниченности, дипольности геомагнитного поля в отдельные эпохи и возможность проявления вековых вариаций, а также статической надежности используемых данных. Кроме фильтрации, которую можно считать тестом на однородность распределения группы направлений векторов по каждой эпохе с целью повышения статической достоверности результатов, рассчитывалась среднеквадратичная погрешность каждой характеристики группы с использованием параметров точности каждого вектора и строился доверительный интервал для всех кривых. Для исключения влияния метакронной намагниченности, которая, пройдя процедуру фильтрации, попадала в массив, проводились проверочные расчеты с исключением аномальных данных. Результаты показывали изменения в амплитуде и смещении максимума ритма, возрастное же положение ритма скорости, в целом, оставалось неизменным.

Дипольность геомагнитного поля не оценивалась, поскольку это требует анализа мировых палеомагнитных данных. Принято, что на уровне осреднения по геологическим эпохам поле было дипольным и изменения направлений векторов имеют тектоническую природу. Основное внимание поэтому сконцентрировано на однородности распределения палеомагнитных векторов по регионам, оценке движения ВЕП как единого жесткого литосферного блока.

Рассмотрим ход основных кривых. Кривая Φ (рис. I А) показывает, что в истории движений литосферного блока ВЕП было несколько крупных событий. Позиция континента по отношению к оси вращения Земли претерпела заметные изменения в раннем палеозое, девоне и раннем карбоне, конце перми и триасе. Как видно из кривой широты опорной точки (рис. I Б), значительный вклад в эти изменения внесли палеоширотные движения материка. Так, в палеозое он находился в приэкваториальных южных и северных широтах и только в перми начался его дрейф в область современных широт.

Резкие изменения направления перемещения и средней относительной скорости континента имели место в конце силура – начале девона, где виден минимум скорости всех типов движения материка в эпоху позднекаледонской коллизии. Следующий ритм перемещения девонско-каменноугольный имеет максимум в области позднего девона. Однако он "сдвинут" в средний девон за счет материалов по Тиманскому кряжу, который может быть отнесен к каледонидам Урала [16]. При исключении данных по Тиманскому кряжу из массива вид ритма изменяется, и пик смещается к границе девона и карбона. Ниспадающее плечо этого ритма связано с началом герпинской коллизии, которая развивалась в течение карбона. В связи с широким развитием метакронной намагниченнос-

ти в девоне и, соответственно, распределением палеополюсов на области Д-I и Д-II возникает вопрос о вкладе метахронной намагниченности в этот ритм. Счет проводился по сумме данных этих двух областей и отдельно для поля Д-II. Изменения наблюдались в амплитуде и смещении максимума. Даже в случае исключения данных по среднему девону за счет экстраполяции хода кривой ритм сохраняется с пиком на границе девона и карбона.

В конце палеозоя возникает новый ритм изменения скорости блока ВЕП, возрастание идет от границы перми и триаса и затем спад в среднем триасе, связанный с поворотом Пангеи. Минимум относительной скорости в позднем триасе и новый ритм в юре и мелу обусловлен раскрытием современных океанов.

Движения литосферного блока ВЕП происходили во взаимодействии с окружающими плитами литосферы и островными дугами. Поэтому перемещения Европейского материка рассматриваются с позиций схемы континентального дрейфа [3]. Поворотные моменты дрейфа обусловлены изменениями направления движения плит за счет перестройки осей спрединга, коллизии континентов, отмирания зон субдукции. В его перемещении условно можно выделить три этапа. Первый этап: венд-ранний палеозой, когда не было заметных коллизий. Второй этап охватывает интервал от позднекаледонской коллизии в конце силура, когда Европейский материк через каледониды Скандинавии стыкуется с Северо-Американским континентом и остается в этом состоянии до раскола Пангеи в мезозое [33]. Последний этап - движения блока ВЕП в составе Евроазиатского континента после раскрытия Северной Атлантики. Подвижность Европейского материка в течение этих этапов была различной, что видно по приведенным кривым (см.рис.1).

Докембрийские палеомагнитные определения ВЕП позволяют построить кривую миграции палеомагнитных полюсов, но возможности оценки скорости перемещения блоков ограничены вследствие недостатка определений абсолютного возраста. В рифее кривая миграции полюса ВЕП описывает петлю по часовой стрелке [11]. Причем изменения направления движения полюса попадают на интервале 870-950 млн лет, 500-570 млн лет. В венде наблюдается линейное движение, вероятно, связанное с расколом докембрийской Пангеи, раскрытием океанов прото-Япетус и прото-Уральского.

Как уже отмечалось, минимум на границе силура и девона разграничивает историю движений Европейского материка в раннем палеозое. В среднем и позднем девоне разрастание океана палео-Тетис между Евроамерикой и Гондваной, с одной стороны, и палео-Уральского океана, с другой, приводят к растяжению коры ВЕП, наиболее ярко проявившемуся рифтогенезу Днепровско-Донецкой впадины и к погружению коры почти во всех бассейнах (краевых и внутриконтинентальных) Евроамериканского континента, который к тому же испытывал крупную транс-

грессию. В карбоне наоборот наблюдается спад скорости перемещения, связанный с закрытием названных океанов и коллизий в области герцинского и уральского складчатых поясов. Движения Европейского материка ограничены другими материками. На границе карбона и перми стыковка их стала предельно плотной, скорость собственных движений Европейского материка упала почти до нуля. Образовалась Пангея, геремицавшаяся на север (в современные широты примерно на тридцать пятый градус с.ш.). В триасе вращение всей Пангеи против часовой стрелки создает планетарный ритм движения, видный на наших кривых, в результате которого за счет несовпадения скоростей отдельных материков происходит рифтогенез, а затем раскрытие Северной Атлантики и западной части океана нео-Тетис в юре [24].

Перемещения Европейского материка в составе Евразии в течение мезозоя и кайнозоя контролировались ходом событий в окружающих океанах. Движения Евразии были в значительной степени блокированы Гондваной на юге, раскрытием арктических бассейнов на севере, Атлантики — на западе, субдукцией Тихоокеанской плиты на востоке. Магнитные аномалии океанического дна дают представление об изменении скорости спрединга и смене позиции полюсов вращения континентальных блоков, начиная с поздней юры [29,7]. Рисунок изменения направления движения блоков виден также на наших кривых (см.рис. I А,Б), ритмика которых совпадает в целом с анализом палеомагнитных аномалий [29].

После раскола Пангеи в середине триаса в области Центральной Атлантики и в западной части океана Тетис Евразия двигалась на север с поворотом против часовой стрелки. На границе триаса и юры произошло изменение направления вращения. Новое плечо ритма формируется за счет широтных движений, которые проявились на границе юры и мела в связи с ростом скорости спрединга в океанах. Движения Евразии были достаточно плавными до начала палеогена, т.е. до начала коллизии в Альпийско-Гималайском складчатом поясе. Амплитуда перемещений Евразии была значительно меньше, чем в палеозое и начале мезозоя. Четкий минимум скорости в эопене является планетарным для всех литосферных плит планеты. После коллизии произошел перескок осей спрединга, возникли новые полюса вращения блоков.

Гетерогенный фундамент ВЕП составлен из разновозрастных глыб, разделенных глубинными разломами. Соединение глыб (щитов) в единый континент происходило в архее и раннем протерозое, о чем свидетельствуют эпохи тектоно-магматической активизации: беломорская — 2600 ± 100 млн лет, свекофенокарельская — 1650 ± 50 млн лет, а также палеомагнитные данные по Балтийскому и Украинскому щитам [16]. Осадочный чехол платформы слагают несколько литолого-стратиграфических комплексов, составляющих структурные этажи, отвечающие крупным тектоническим циклам. Перерыв между становлением фундамента и началом формирования осадочного чехла составляет от 100–200 до 500–700 млн

лет, а на отдельных участках (на Татарском своде) превышает 1200 млн лет. Вариации мощности и стратиграфического диапазона чехла ВЕП значительны: более 200 км в Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах, менее 100 м в сводах Воронежской и Белорусско-Мазурской антеклиз.

Другая особенность формирования чехла ВЕП – вариации темпа и амплитуды погружения коры в бассейнах во времени и пространстве. Каждому тектоническому циклу принадлежит индивидуальная палеогеография зон интенсивного погружения, резко отличная от предыдущей и последующей на протяжении позднего протерозоя и фанерозоя. При этом сохраняется цикличность осадконакопления и движений коры в пределах всей платформы. Рассмотрим основные этапы формирования осадочного чехла ВЕП (рис. 2).

Байкальский (r, 1650 ± 50 – $680-650 \pm 20$ млн лет) этап характерен развитием рифтогенного режима. Породы рифея, занимая 20–25% площади, сосредоточены в аялакогенах, ориентировка наиболее крупных из которых подчинена трем направлениям: северо-западному (Пачелмский, Серноводско-Абдулинский, Днепровско-Донецкий), северо-восточному (Ладожско-Полесский, Средне-Русский, Бельский) и субмеридиональному (Казанско-Кажимский). Мощности пород в них 1–3 км, средняя скорость осадконакопления V_c оценивается в 8–12 Б ($1Б = 1$ м/млн лет).

Каледонский (v-d, $680-650 \pm 20$ – 380 млн лет) этап представлен в разрезе чехла плитным комплексом, возникшим в условиях типичного платформенного режима погружения. Характеризуется преобладанием терригенных формаций над карбонатными. Во второй половине венда возникла обширная трансгрессия, в ходе которой песчано-глинистая сероцветная формация гигантской подковой обрамляла Сарматский щит. В пределах этой полосы опускания формируются крупные по площади бассейны, темп осадконакопления в которых доходил до 20–40 Б. Сюда относятся Балтийско-Мезенский бассейн, занимавший площадь Балтийской, Московской и Мезенской синеклиз; краевые бассейны восточных районов платформы, наследующих Приуральскую систему перикратонных опусканий и Воляно-Подольский бассейн.

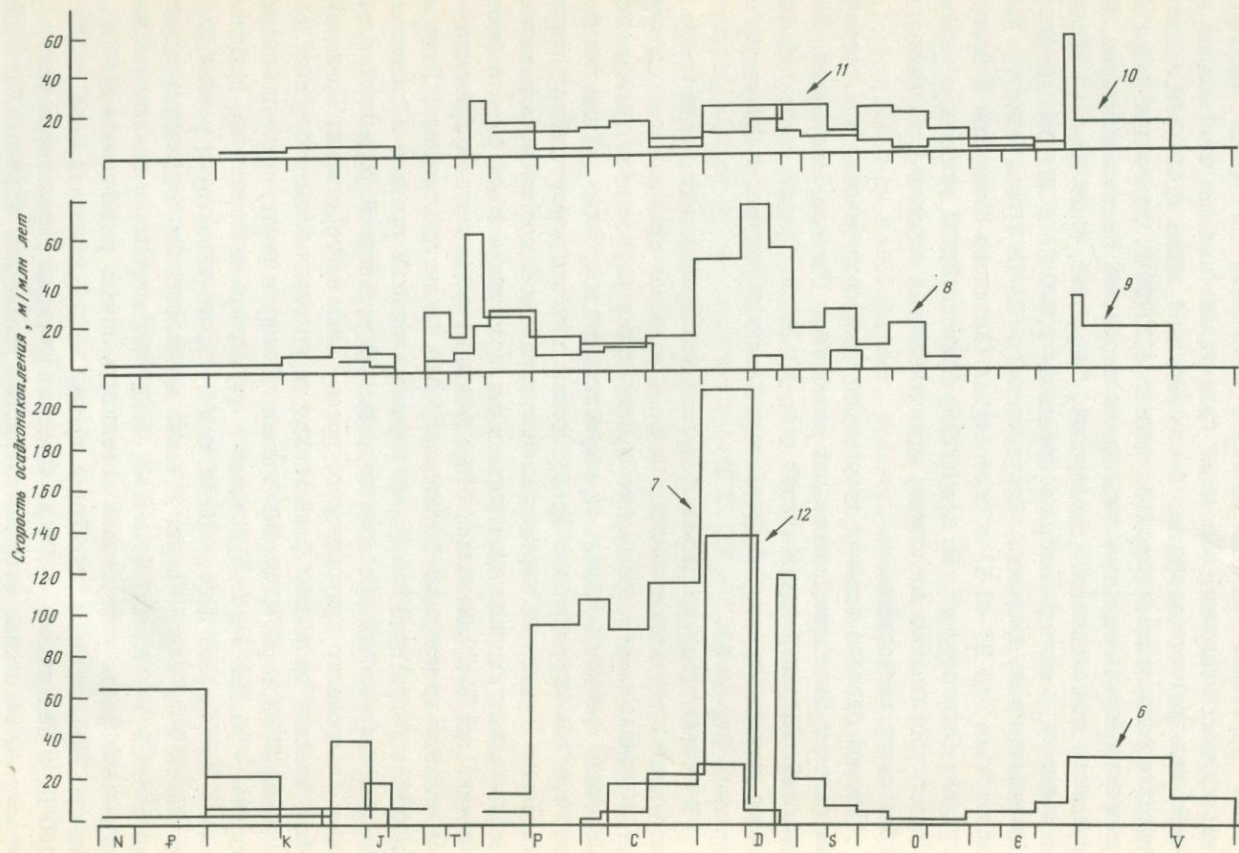
В кембрии в связи с подъемом территории платформы темп и площадь осадконакопления резко сокращаются. К концу периода изолированные бассейны остаются лишь в центре и на западной периферии платформы. В ордовике и силуре площадь осадконакопления несколько возрастает, в осадках преобладают карбонаты. На окраинах платформы возникают батинальные зоны: Зилаиро-Лемвинская на востоке, Балтийско-Воляно-Подольская на западе. Темп осадконакопления в силуре в среднем составлял 20 Б. В раннем девоне подъем центральной части платформы сопровождался снижением темпа осадконакопления и накоплением красноцветной формации типа "Олд ред".

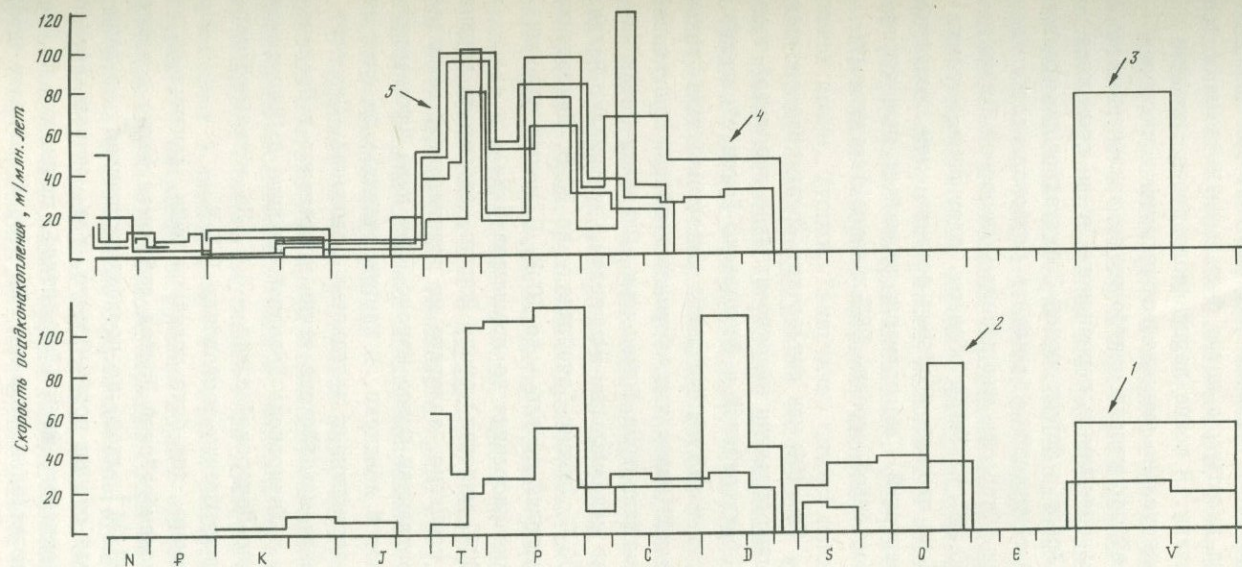
Герцинский (D_2-T_1 , 380–240 млн лет) этап выделяется преобладанием карбонатных формаций по сравнению с байкальским и каледонским разрезами чехла, где доминируют терригенные комплексы. В начале этапа (эйфельско-кыновское время) возникает трансгрессия, значительная часть территории ВЕП вовлекается в устойчивое погружение. Образуются три крупных осадочных бассейна. Один из них занимал центральные и восточные районы платформы. В его западной ванне субширотной ориентировки темп осадконакопления достигал 20–25 Б. Восточная ванна характеризовалась большими вариациями скоростей осадконакопления. В пределах палеоподнятий (Башкирский, Татарский, Соль-Илепкий своды) значения v_c , как правило, не превышали 2,5–5 Б, в палеовпадинах (Верхнекамская, Бельская, Бузулукская) – 15–10 Б; значения v_c резко возрастали (до 30–40 Б) в палеорифтах (Казанско-Кажимском и Волгоградско-Саратовском). На территории Прикаспийской впадины образовалась глубоководная котловина, представлявшая окраинный бассейн Уральского палеоокеана.

Второй бассейн занимал территорию Печорской синеклизы и состоял из системы ванн, унаследовавших авлакогены (Печоро-Кожвинский, Колвинский, Варандей-Адзвинский) с v_c 50–100 Б. Третий осадочный бассейн занимал территорию Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба (v_c 50 Б).

В начале позднего девона (саргаевское время) происходит смена обстановки осадконакопления. На фоне развития трансгрессии образуются зоны некомпенсированного прогибания и рифтогенеза. Некомпенсированные прогибы занимали преимущественно восточные районы платформы, где они сформировали Приуральский пояс погружения. Скорость накопления осадков на бортах некомпенсированных прогибов, сложенных мелководными карбонатными формациями, достигала 10–20 Б, а в осевых частях, где они замещались относительно глубоководными глинисто-карбонатно-кремнистыми формациями, была на порядок меньше. Резкое поднятие территории платформы в раннем карбоне привело к заполнению некомпенсированных прогибов терригенной угленосной формацией и полному захоронению Приуральского пояса. Лишь на территории Прикаспийской впадины продолжал развиваться глубоководный палеобассейн, обрамленный барьерно-рифтовыми зонами. Процессы рифтогенеза в позднем девоне – раннем карбоне привели к формированию Днепровско-Припятского авлакогена, формационный ряд которого характерен резким увеличением доли терригенных, а также вулканогенных терригенно-вулканогенных и соленосных формаций. Темп седиментации в авлакогене на отдельных фазах рифтогенеза составлял: начало рифтогенеза – 73 Б, начало главной фазы (ливенское время) – 50 Б, главная фаза – 215–240 Б, а завершение – 135 Б. Финальная стадия рифтогенеза (кизеловско-бобриковская песчано-глинистая угленосная формация) – 85 Б.

В дальнейшем на протяжении среднего карбона – ранней перми темп





Р и с. 2. Скорость осадконакопления в нефтегазоносных бассейнах Восточно-Европейской платформы, вычисленная по максимальной мощности осадочных толщ (составил И.Н.Капустин)

I - Предуральский краевой прогиб; 2 - Волго-Уральская антеклиз; 3-5 - Прикаспийская впадина (бортовые зоны): 3 - северная и западная, 4 - южная, 5 - восточная; 6 - Воляно-Подольская моноклинал; 7 - Днепровско-Донецкая впадина; синеклизы: 8 - Печерская, 9 - Мезенская, 10 - Московская, 11 - Балтийская; 12 - Припятский прогиб

осадконакопления на территории платформы упал и в областях эпиконтинентальных морей в среднем составлял от 5–15 до 40–60 Б. В центральных районах Прикаспийской впадины, где на протяжении карбон-ранней перми (включая артинский век), по-видимому, стабильно располагалась абиссальная равнина, скорости осадконакопления были ничтожно малы и составляли десятые, а может быть и сотые доли от средней для платформы величины. В конце герцинского этапа (поздняя пермь–ранний триас) значительно уменьшаются площади и скорости осадконакопления на всей территории платформы за исключением ее восточной окраины. Здесь завершение герцинского этапа проходило под влиянием орогенеза на Урале и формирования Предуральского краевого прогиба, в связи с чем отмечается увеличение регионального наклона в восточном направлении. Скорость накопления молассовой формации в это время достигала 150–250 Б. Таким образом, этот ритм осадконакопления, менее мощный по площади и объему осадков, чем предыдущий (позднедевонско–раннепермский), но примерно равный по темпу погружения, выделяется на восточной окраине ВЕП в конце герцинского этапа.

Киммерийский (T_2-K_1 , 240–100 млн лет) этап. Среднетриасово–нижнемеловые отложения распространены на относительно небольшой части платформы: в пределах Прикаспийской и Днепровско–Донецкой впадин, Тимано–Печорской плиты, а также на отдельных участках Волго–Уральской антеклизы и Московской синеклизы. Формационный ряд представлен преимущественно песчано–глинистыми формациями. Скорости осадконакопления, вычисленные по максимальным мощностям, составили: Прикаспийская впадина – до 100 Б, Тимано–Печорская – до 20 Б, Днепровско–Донецкая впадина и Припятский прогиб – до 10 Б. В других районах платформы скорость осадконакопления не превышала 5 Б.

Альпийский (K_2-Q , 100–0 млн лет) этап. Породы, слагающие верхнемеловой–антропогенный комплекс, залегают на подстилающих комплексах с перерывом. Они распространены более широко, чем ниже залегающий среднетриасово–нижнемеловой комплекс, в первую очередь, за счет антропогенных обломочно–терригенных ледниковых отложений. Скорость осадконакопления в течение альпийского этапа достигала: в Прикаспийской впадине – 20 Б, в Днепровско–Донецкой впадине и Припятском прогибе – 10 Б, на Тимано–Печорской плите – 5 Б. На остальной территории скорости осадконакопления составляли 1–3 Б.

География зон погружения, как было показано выше, изменялась в ходе фанерозоя. Раскол докембрийской Пангеи либо имел место в интервале 800–650 млн лет [23, 24], либо, по последним оценкам – в середине венда [2]; раскрытие океана прото–Япетус, т.е. разделение блока ВЕП и Канадско–Гренландского щита (Лаврентии), проходило по линии, близкой простиранию каледонского шва. Во второй половине венда обширная область погружения (Балтийско–Мезенский прогиб) занимал

значительную площадь между Балтийским и Сарматским щитами. Оси прогиба и шва были примерно параллельны. На востоке Европейского материка шло раскрытие прото-Уральского океана. Таким образом, движения Европейского материка, по-видимому, не были в это время ограничены соседними континентальными блоками. На территории ВЕП произошло оживление сети рифейских авлакогенов, которые в этот период перешли в режим синеклизного опускания.

Краевые бассейны ВЕП на поздневендском этапе погружения коры со стороны Урала и западного борта развивались в качестве пассивных окраин материка. В нижнем кембрии этот процесс закончился. За 60 млн лет максимальные мощности во всех бассейнах едва превысили 1000 м. Таким образом, темп погружения был вялым, что, возможно, связано с недостаточно интенсивным передвижением материка.

Интересный момент связан с распределением формаций в разрезе пассивных окраин материков, возникших в ходе вендского раскола Пангеи [22]. Нижний кембрий Аппалачей, северо-западной Шотландии, Норвегии, запада Северной Америки, Австралии и современных азиатских блоков Ирана, Турции, Пакистана, бывших тогда краевой частью Гондваны, представлен терригенными отложениями мелководных морских осадков, преимущественно кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами. В среднем кембрии в перечисленных регионах произошло резкое изменение — осадконакопление стало преимущественно карбонатным. Аналогичное событие имело место на территории ВЕП позже, в девоне, на границе кыновского и саргаевского времени. В кембрии произошло поднятие всей территории Европейского материка, которое было вызвано его коллизией с Трансуральским микроконтинентом со стороны прото-Уральского океана и началом закрытия океана прото-Япетус. История этой коллизии в деталях еще не ясна. Следы ее восстановлены в районе столкновения блока ВЕП с Мугоджарским микроконтинентом и Арктическим континентом вдоль Тиманского кряжа [32], где угловое несогласие отделяет осадки ордовика от деформированных и метаморфизованных вендско-кембрийских пород.

В ордовике за счет раскрытия палео-Япетус и палео-Уральского океанов обстановка внутри блока ВЕП изменяется. Прогибается зона Балтийско-Московского прогиба, сначала на западе, а затем в центре ВЕП, где область опускания коры достигает 40° в.д. Погружение происходит в низком темпе и с малыми амплитудами. Какова природа начального импульса погружения коры в ордовике в этом бассейне, унаследованном с вендского периода, пока не ясно. Возможно, закрытие океана прото-Япетус сопровождалось субдукцией океанической литосферы под Балтийский щит, что привело к его поднятию. Это вполне могло обеспечить базис эрозии для заполнения осадками Балтийско-Московского прогиба. Литологические данные показывают, что в чехле платформы в разрезе ордовика преобладает глинисто-карбонатная фор-

магия, четко сменившая терригенную формацию кембрия. В отличие от разрезов Лаврентии смена формаций на ВЕП происходит несколько позже, что связано с развитием позднекембрийско-раннеордовикской трансгрессии.

В силуре продолжалось схождение Лаврентии и Европы в процессе закрытия океана палео-Япетус, а также раскрытие палео-Уральского океана. Осадконакопление шло соответственно в краевых бассейнах ВЕП на западе и востоке. На границе силура и девона по линии каледонского шва происходит коллизия [33,31,23], что приводит к преобладанию сил сжатия в коре Европейского материка. ВЕП и Северо-Американская платформа (САП) в составе нового континента Евроамерики испытывают подъем. Осадконакопление на территории ВЕП прекращается за исключением периферии предгорных прогибов, где преобладают грубообломочные терригенные осадки.

Фаза сжатия и подъема литосферы ВЕП закончилась в раннем эйфеле. В позднем эйфеле на востоке Европейского материка открывается внутридуговой Мугоджарский бассейн, интенсивное раскрытие испытывает океан палео-Тетис. Возникает трансгрессия, охватывшая значительные площади Евроамериканского континента. В этот период перемещение континента происходит со все растущей относительной скоростью (см. рис.1). На территории ВЕП преобладает обстановка растяжения, что ведет к "оживлению" сети рифейских авлакогенов. География зон погружения по сравнению с раннепалеозойским планом претерпевает значительные изменения. Главные центры погружения теперь располагаются на юге в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах и вдоль пассивной окраины палео-Уральского океана.

Природа позднедевонского максимума осадконакопления на территории ВЕП и САП не ясна. Роль эвстатического подъема уровня океана могла проявиться в площади эпиконтинентальных морей. Однако значительные мощности осадков на столь крупной территории заставляют предполагать мощные источники деструктивных процессов, действовавших одновременно на всей площади материка. Максимальной интенсивности деструкция достигла на юге ВЕП, где в настоящее время еще сохранились "базальтовые окна" (Прикаспийская впадина и, по-видимому, юго-восточная часть Днепровско-Донецкой впадины).

В живете и раннем фране начинается коллизия Мугоджарского микроконтинента с Европейским материком, в результате которой в конце девона и раннем карбоне формируется контрастный рельеф в областях осадконакопления, наступает перелом в истории вертикальных движений коры ВЕП, терригенные фации сменяются карбонатными, происходит заполнение некомпенсированных прогибов и формирование максимальных мощностей в единицу времени.

Эволюция палео-Уральского океана была одним из факторов погружения коры ВЕП в позднем девоне, что видно на изобахических картах

[8], где полоса интенсивного погружения на востоке блока сомкнулась в позднем девоне с бассейном его центральной части (рис.3). Однако, если рассматривать в этой цепи событий другие бассейны Евразии (Днепровско-Донецкий, Преаппалачский, Виллистон, Свердруп, Западно-Канадский), то можно предположить, что главным фактором погружения являлся дрейф континента. Его перемещение носило левосторонний характер, напряжения в литосфере, вероятно, были ориентированы от ВЕП к САП и передавались через два шва: каледонский и аппалачский.

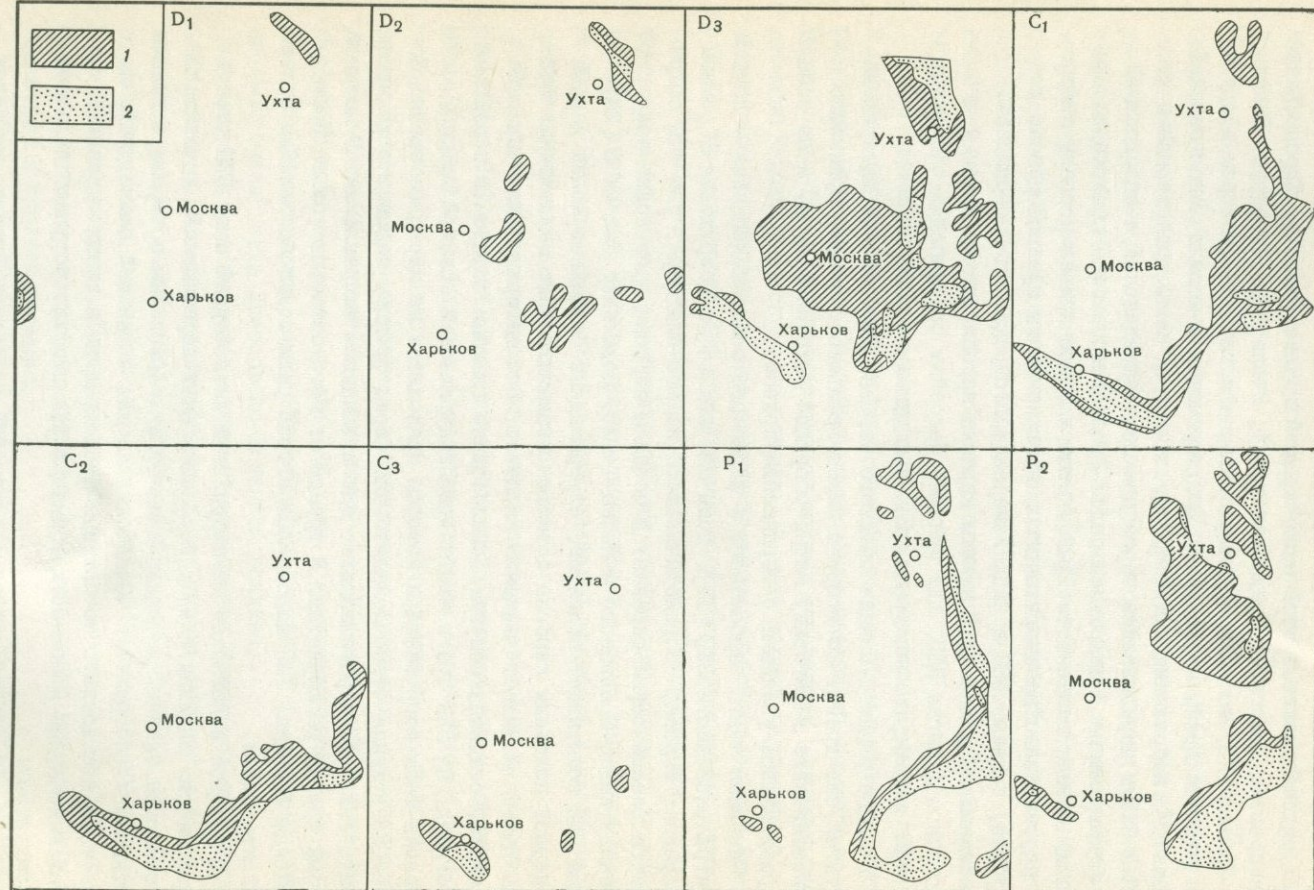
Одновременно с закрытием палео-Уральского океана происходило закрытие океана палео-Тетис [26]. Этот процесс привел к спаду скорости перемещения Евразийского континента на границе девона и карбона, подъему ВЕП и САП, изменению географии зон погружения. Максимальные мощности в нижнем карбоне накопились на южном и юго-восточном флангах ВЕП, где краевые бассейны соединялись с океаном за счет заполнения некомпенсированных девонских прогибов.

В конце раннего-начале среднего карбона Европейский материк испытывал еще дрейф. Со стороны палео-Уральского океана произошло присоединение к матерiku Магнитогорской островной дуги, а на западе - развивалась коллизия с герпидским поясом.

Основная черта карбонового и пермского осадконакопления - подъем центральной части ВЕП [15]. Зоны максимального погружения в раннем и среднем карбоне сосредотачиваются на юге платформ, где еще сохраняется океаническая окраина. В позднем карбоне происходит закрытие океанов палео-Уральского и палео-Тетис. Возникает Пангея II [24]. Блок ВЕП испытывает поднятие, от громадных бассейнов конца девона и первой половины карбона остаются незначительные мелководные озера. Пангея начинает движение на север. Все материки имеют высокое стояние, осадконакопление локализовано главным образом в передовых прогибах. На ВЕП это в частности Предуральский краевой прогиб, главная фаза погружения в котором приходится на пермское время. Полоса погружения четко локализована перед фронтом высоких в то время Уральских гор, перемещавшихся еще в западном направлении. В поздней перми прогиб расширяется. В триасе от него остается только Прикаспийская впадина. Так закончился второй ритм осадконакопления в герпидском цикле.

В мезозое и кайнозое докембрийский литосферный блок ВЕП утратил возможность индивидуальных горизонтальных перемещений, исчезли палеозойские океаны, внутриконтинентальные бассейны потеряли источник активизации погружений. Осадконакопление с меньшей амплитудой, но все-таки еще достаточно активно продолжалось в южных окраинах, где темп накопления и мощности формаций значительно уступают палеозойскому этапу.

Передвижения литосферного блока ВЕП в составе Евразии и Пангея таким образом оказались малопродуктивными в отношении вертикальных



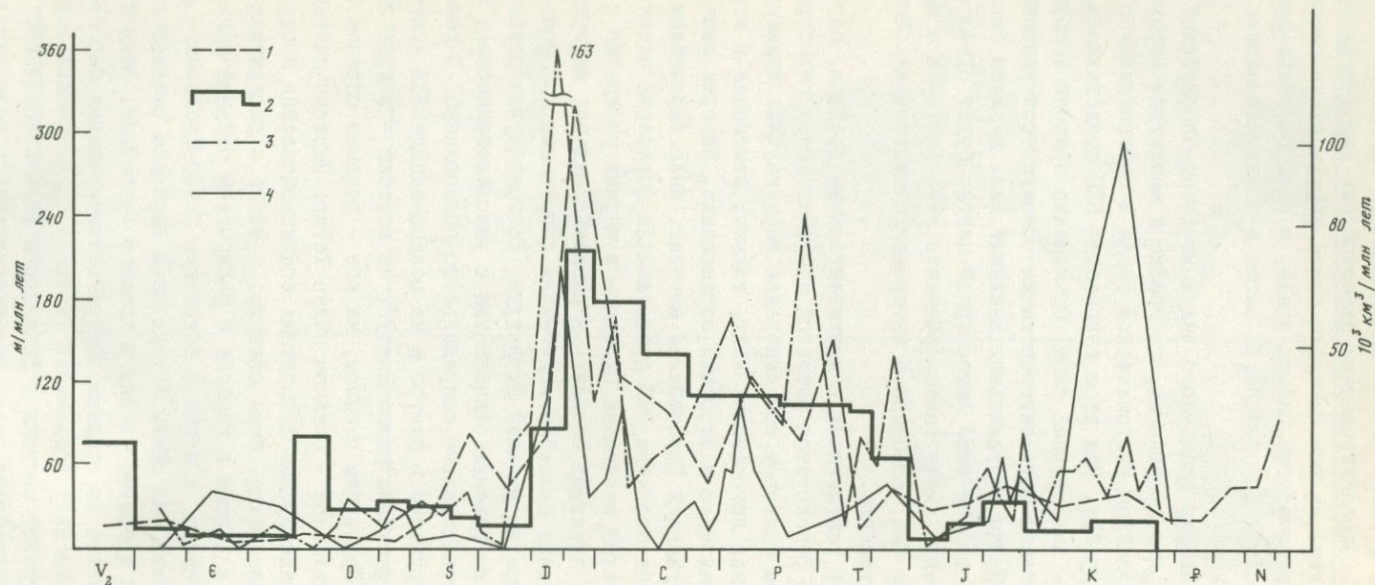
Р и с. 3. География зон погружения Восточно-Европейской платформы на герцинском этапе по изопакитам 400 м (1) и 800 м и более (2)

движений коры, из-за того, что с конца палеозоя Европейский материк оказался в тисках консолидированных палеозойских складчатых поясов. Эпипалеозойские плиты на юге материка из-за перестроек в океане Тетис и раскрытия Арктического океана стали, в свою очередь, ареной интенсивного рифтогенеза в триасе, а затем и осадконакопления в конце юры-начале мела.

История формирования осадочного чехла Восточно-Европейской платформы показывает, что хронология, география и амплитуды погружений коры изменялись в каждом тектоническом цикле в соответствии с ходом континентального дрейфа. При этом территория ВЕП представляла единое жесткое тело — литосферный блок. Объяснение природы погружений в бассейнах ВЕП должна дать интерпретация совокупности указанных фактов. Анализ природы вертикальных движений лишь в одном бассейне, вне связи с историей всей литосферной плиты, будет односторонним. Большое значение имеет также сравнение этих факторов с аналогичными данными по САП, особенно в интервале существования Евроамериканского континента.

С позиций связи тектогенеза с континентальным дрейфом, периодичность которого фиксируется ритмикой палеомагнитных перестроек, видно, что главным фактором возникновения вертикальных движений коры являются движения литосферных плит, точнее, изменения в этих движениях по направлению и скорости перемещения. История развития палеоокеанов, окружавших Европейский материк, была выражением этих движений, а краевые бассейны ВЕП представляли периферию океанов и развивались: в режиме пассивных окраин — в период раскрытия и роста океанов, в режиме активных окраин — в период схождения материков. Внутриконтинентальные бассейны испытывали погружения одновременно с краевыми, но гораздо меньшей амплитуды. География внутриконтинентальных областей погружения связана как с унаследованностью, так и с расположением относительно сопредельного палеоокеана. В раннем палеозое зона погружений в центре и на северо-западе ВЕП контролировалась развитием океана палео-Япетус, на востоке — в ходе всего палеозоя — палео-Уральским океаном, на юге — главным образом во второй половине палеозоя — океаном палео-Тетис. Периоды максимальных погружений, фиксируемые скоростями осадконакопления и стратиграфическим объемом чехла, были связаны: в венде с раскрытием океана палео-Япетус, в девоне и карбоне с раскрытием океанов палео-Тетис и палео-Уральского, в перми с закрытием палео-Уральского океана. Поздний палеозой был самым интенсивным периодом осадконакопления, проявившимся преимущественно в краевых бассейнах. Вендское время больше известно по осадкам внутриконтинентальных бассейнов. Периоды преимущественных воздыманий (поздний силур-ранний девон, поздний карбон, триас) связаны с финальными фазами коллизий.

Мезозойско-кайнозойский этап, характеризующийся незначительными



Р и с. 4. Скорости формирования осадочного чехла

Восточно-Европейская платформа: 1 - по [14], 2 - по данным
ВНИГНИ, 3 - по [30] ; 4 - Северо-Американская платформа по [30].
Шкала для 1, 2 слева, для 3,4 справа

погружениями, служит подтверждением изложенного. Евразия, частью которой становится литосферный блок ВЕП, в мезозое была малоподвижным континентом. САП, наоборот, за счет "свободного" дрейфа в системе океанических плит испытывала мощные погружения в краевых и центральных зонах (рис.4).

В [10] предложен механизм вертикальных движений земной коры, источником энергии в котором является изменение скорости литосферных плит. Изложенные материалы свидетельствуют в пользу существования такого механизма.

Л и т е р а т у р а

1. Апарин В.П. Корреляция периодических изменений относительной скорости перемещения континентальных плит, темпа осадконакопления и времени формирования нефтяных месторождений// Докл. АН СССР. 1983. Т.270, № 1. С.161-164.
2. Апарин В.П. Вариации скорости перемещения Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ и история формирования их осадочных бассейнов в палеозое// Геология и геофизика. 1984. № 9.
3. Апарин В.П. Вариации скорости перемещения литосферных плит в фанерозое и периодичность тектогенеза// XXУП Междунар. геолог. конгр. М.: Наука, 1984. Т.4.: Секция 08 "Геофизика". С.16.
4. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
5. Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Наука, 1981. 430 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит// История развития Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1984. С.6-57.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.Р. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет// Геотектоника. 1984. № 3. С.45-67.
8. Карты мощности палеозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1979.
9. Кравчинский А.Я. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977. 103 с.
10. Магницкий В.А. и др. Некоторые особенности вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации// Современные движения земной коры. М.: Наука, 1973. Т.5. С.214-225.
11. Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: Недра, 1983. 236 с.
12. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. М.: МДЖ. Вып.1. 36 с. 1971; Вып.2. 38 с. 1973; Вып.3. 36 с. 1975; Вып.5. 42 с. 1982.
13. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Барская Н.В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе// Литология и полезные ископаемые. 1969. № 6.

14. Сычева-Михайлова А.М. К вопросу о периодичности колебательных движений на Восточно-Европейской платформе// Геотектоника. 1978. № 3. С.27-34.
15. Форш А.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми// Докл. АН СССР. 1961. Т.137, № 1.
16. Хайн В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа. М.: Недра, 1977. 356 с.
17. Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гос-топтехиздат, 1958. 219 с.
18. Храмов А.Н. и др. Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974.
19. Храмов А.Н. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 340 с.
20. Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования// Докл. АН СССР. 1977. Т.234, № 5. С.673-675.
21. Blackett P.M.S. et al. An analysis of rock magnetic data //Proc. Roy. Soc. 1960. Vol.256, N 1286. P.291-322.
22. Bond G.C. et al. Break up of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. //Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol.70, N 1, P.325-345.
23. Irving E. Phanerozoic continental drift //Phys. Earth and Planet. Inter. 1981. Vol.24, N 4. P.126-144.
24. Irving E. Paleomagnetism. New York: Willy, 1964. 400 p.
25. Khramov A.N., Rodionov V.P. Paleomagnetism and reconstruction of paleogeographic positions of the Siberian and Russian plates during Late Proterozoic and Paleozoic //J.Geomagn. and Geoelec. 1980. Vol.32, suppl.13. P.23-37.
26. Lorenz V., Nicholls I.A. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic //Tectonophysics. 1984. Vol.107, N 1/2. P.25-56.
27. Pichon X. Le et al. Plate boundaries and extensional tectonics. //Ibid. 1982. Vol.81, N 3,4. P.
28. Pitman W.C., Golovchenko X.G. The effect of Sealevel change on the Sheltedge and slope of passive margins //SEPM Spec. Publ. 1983. N 33. P.41-58.
29. Sclater J.G., Jaupart C., Galson D. The heat flow through Oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth.//Rev. Geophys. Space Phys. 1980. Vol.18, N1. P.269-311.
30. Sloss L.L. Areas and volumes of cratonic sediments of Western North America and Eastern Europe //Geology, 1976. Vol.4, N 5.
31. Scotese C.R., Van der Voo R., Barrett S.F. Silurian and Devonian base maps //Phil. Trans. Soc. London. B. 1985. Vol.309, N1138.
32. Zonenshain L.P. et al. Plate tectonic model of the South Urals development.//Tectonophysics. 1984. Vol.109, N 1/2. P.95-135.

РАССЕЯННЫЙ СПРЕДИНГ В МЕЗОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

С.А.Куренков

Явление рассеивания спрединга относится к разряду малоизученных. Впервые внимание к нему было привлечено в работах Ю.М.Пушаровского и С.В.Руженцева [15-17]. Ими показано, что только при помощи усложненного механизма спрединга можно объяснить формирование столь значительных объемов толеитовых базальтов дна современных океанов.

Спрединг рассеянного типа устанавливается также в палеоокеанических структурах: Урал, Троодос, Южный Тянь-Шань, Корякское нагорье и т.д. [16-18,14].

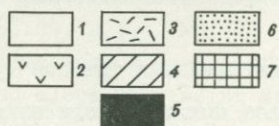
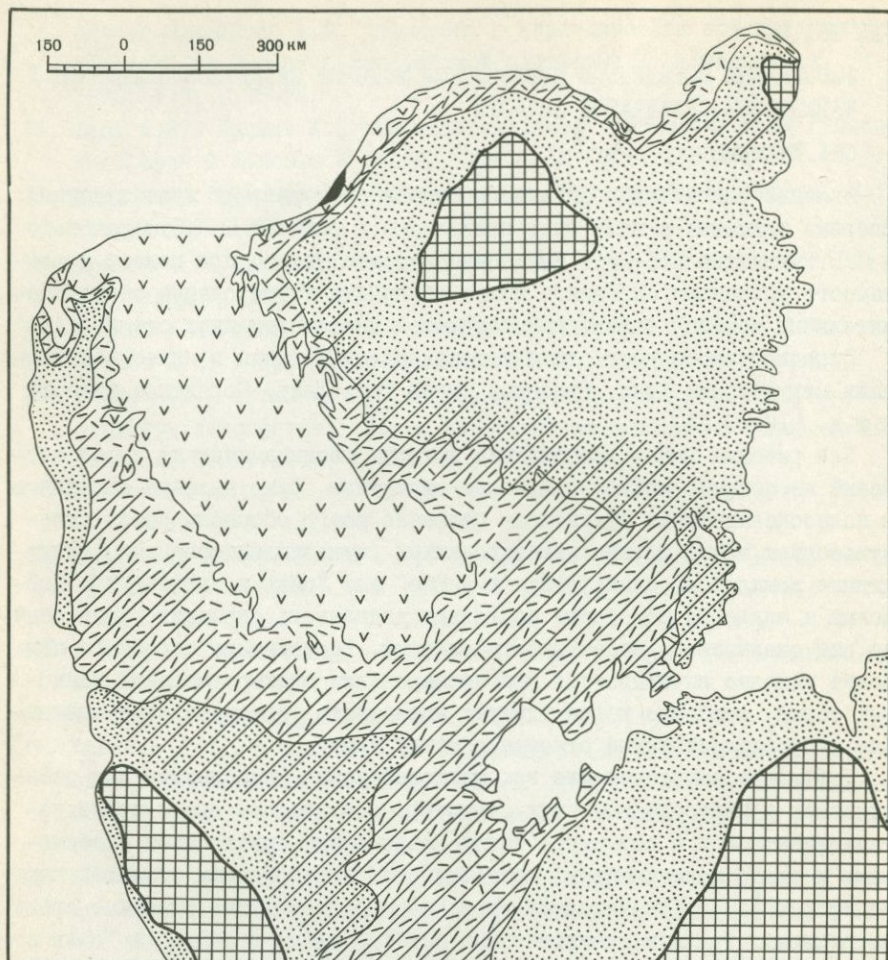
Для решения задач воссоздания истории геодинамических преобразований неопределимую услугу оказывает магматизм. Само явление спрединга в палеоокеанических структурах надежнее всего обосновывается существованием таких сложно пакетированных (мультиплицированных) интрузивных комплексов, как "дайка в дайке" или "силл в силле" [7]. Дайковые и силловые рои также позволяют доказывать спрединг, хотя обычно они оказываются менее информативными. Рассеивание спрединга наиболее надежно вычитывается при исследовании взаимоотношений дайковых серий, особенно когда удается установить первоначальные временные и пространственные отношения между ними.

Диффузное распределение зон магмовыведения, выделенное для океанических и палеоокеанических структур, в последнее время стало устанавливаться и в структуре таких традиционно считающихся стабильными и слабо подверженными тектоническим переработкам областей как платформы [15]. Показателями этого процесса являются развитые среди интрузивных трапшов специфические пакеты "дайка в дайке" и "силл в силле" [5,6], ранее считавшиеся исключительной прерогативой кор океанического типа.

Спрединговые комплексы интрузивных трапшов Тунгусской синеклизы

Нет сомнений, что наиболее ярким геологическим явлением в мезозойское время для Сибирской платформы было проявление трапшового магматизма. Это, безусловно, следует связывать с активизацией состояния платформы, выразившееся в вовлечении ее в геодинамические условия растяжения.

Общезвестна приуроченность трапшовых проявлений к синеклизам. Хрестоматийным примером является мезозойская трапшовая формация Тунгусской синеклизы (рис.1). Здесь существенно карбонатный разрез палеозойских отложений в платформенных фациях постепенно вверх сменяется континентальными и лагунными терригенно-угленосными образованиями. На них залегают толща туфогенно-осадочного происхождения



Р и с. 1. Схема геологического строения Сибирской платформы

1 - чехол молодых отложений; 2-4 - трапповая формация, 2 - вулканы, 3 - туфогенно-осадочные образования, 4 - область развития силлов; 5 - щелочно-ультраосновные образования; 6 - отложения платформенного чехла; 7 - выступы докембрийского фундамента

(тутончанская, корвунчанская и другие свиты). Венчается разрез комплексом континентальных лав, представленных: протяженными потоками повышенной мощности (многие десятки метров); пачками сравнительно мелких потоков, в том числе "бесконными" лавами; в отдельных местах среди эффузивных трапшов появляются подушечные лавы, сопровождаемые соответствующими гялокластитами. Туфы и лавы, постоянно ассоциирующие с интрузивными комплексами (дайки и силлы), традиционно объединяются в трапшовую формацию [1, 9-13].

В структурном отношении распределение "фаций" трапшов выглядит следующим образом: лавы приурочены к ядру синеклизы (см. рис. 1). Туфогенно-осадочная и терригенно-угленосная части разреза обрамляют лавовый комплекс со всех сторон, за исключением северного ограничения Сибирской платформы, закрытого чехлом молодых отложений Хатангского прогиба. К этим стратифицированным горизонтам чехла платформы приурочена подавляющая часть интрузивной фации трапшов. Среди них по объему и масштабам проявлений преобладают большой мощности пластовые тела, сопряженные с дайками. Силлы, сохраняя свою приуроченность к достаточно определенному стратиграфическому (верхнепалеозойскому) уровню, так же, как и осадочные комплексы, обрисовывают контуры Тунгусской синеклизы (см. рис. 1). Дайки можно разделить на группы: 1) подсилловые - секущие тела, располагающиеся ниже уровня распространения силлов и представляющие собой реликты каналов, по которым магма поступала в чехольные толщи платформы; 2) межсилловые - субвертикальные магматические тела, соединявшие силлы между собой; 3) надсилловые - сложные дайковые серии, являющиеся остатками каналов, которые служили проводниками магмы на поверхность.

В настоящее время они изучены наиболее детально, что позволило установить наличие пакетированных комплексов, являющихся показателями спрединга рассеянного типа в континентальных блоках земной коры [5].

Комплексы типа "дайка в дайке". Они установлены среди интрузивных трапшов юго-востока и юго-запада (бассейн р. Нижняя Тунгуска) Тунгусской синеклизы, а также в пределах Маймеча-Котуйской провинции (бассейн р. Маймеча). Во всех случаях в строении дайковых комплексов этого типа участвуют разные магматические тела: полноценные дайки (с двумя закалками), полудайки (с одной западной или восточной закалкой) и так называемые, пассивные дайки (вертикальные магматические тела, у которых в процессе растяжения были оторваны и отодвинуты в стороны обе эндоконтактные зоны), выполняющие роль междайковых пространств - скринов. Перечисленные разновидности формируют пакеты, включающие в себя от 5-6 до 20-30 тел, практически лишенные фрагментов вмещающих туфогенно-осадочных пород.

По своим морфометрическим параметрам (мощности тел и эндоконтактных зон, формы и т.п.) трапшовые "дайки в дайках" идентичны океа-

ническим, иногда совпадая даже деталями строения. Принципиальное отличие состоит в том, что пакеты трапловых даек развиты пучками, отделяясь друг от друга значительными, обычно многокилометровыми, пространствами.

Рои тесно сближенных даек. Другим "спрединговым" типом дайковых комплексов являются обнаруженные во многих местах, в том числе и в бассейне р. Нижняя Тунгуска, серии вертикальных дайковых тел, сложенных крупнозернистыми долеритами, а местами габбро-долеритами мощностью в первые метры (как правило, не мощнее 10 м), разделенных маломощными (средняя мощность составляет 0,5–0,8 м) междайковыми пространствами, которые представлены интенсивно ороговикованными туфогенно-осадочными породами [5]. Пакеты такого типа ("дайка к дайке") могут иметь мощность в поперечнике в несколько десятков метров. Нередко отдельные дайки бывают многократными, что указывает на продолжительность формирования всей серии. Это обстоятельство, равно как и другие черты строения, сближают рассматриваемые рои в геодинамической интерпретации с комплексами типа "дайка в дайке". Иными словами, и те и другие фиксируют собой зоны магмовыведения спредингового типа, т.е. импульсивно раскрывающиеся структуры проникания, существование которых поддерживается постоянным, но дискретным раздвижением блоков земной коры.

Комплексы типа "силл в силле". Случай, когда удастся наблюдать внедрение одних пластовых тел в другие, в результате чего получается пакет типа "силл в силле", редки. Наиболее представительным является обнажение на правом берегу р. Нижняя Тунгуска, расположенное в 20 км выше пос. Кислокан. Здесь среди серии субгоризонтальных магматических тел, осложненных коленообразными перегибами малой амплитуды, выделяются: стандартные силлы; их половины (магматические тела с одной верхней или нижней эндоконтактной зоной) и скриноподобные тела, представляющие собой раскристаллизованные части силлов, которые в процессе формирования комплекса были разорваны более чем пополам и, таким образом, оказались лишены эндоконтактов. Общие метрические параметры, а также и многие частности строения силлового комплекса адекватны геологическому образу как океанических, так и трапловых серий "дайка в дайке", отличаясь от них только горизонтальным залеганием.

Геодинамическая интерпретация формирования силлов, вложенных друг в друга, неоднозначна. В рассматриваемом примере, поскольку виден переход всего комплекса "силл в силле" в типичные "дайка в дайке", есть основания предполагать формирование силлов в обстановке спрединга – импульсивного раздвижения блоков земной коры. При этом следует предполагать (а когда позволяет материал – устанавливать) наличие сдвиговой компоненты при раздвижении. Тогда при спрединге будет раскрываться трещина, имеющая форму "уголка". По-

следующее заполнение магмой подобной формы полостей создает взаимосвязанные комплексы "силлы в силле" и "дайка в дайке".

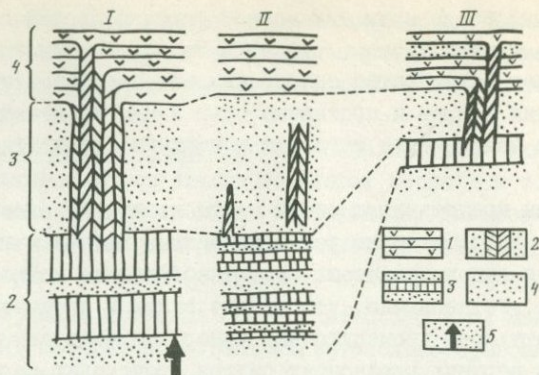
Подавляющее большинство силлов слагает пластовые тела мощностью в первые сотни метров и протяженностью в многие десятки километров. Они довольно закономерно тяготеют к верхним горизонтам платформенного чехла.

Сами силлы представляют собой макроскопически однородные тела, сложенные пойкилофитовыми разновидностями габбро и габбро-долеритов. Только в эндоконтактных зонах наблюдаются мелко- и тонкозернистые фации. Установлено, что многие силлы в процессе формирования трапшов играют роль промежуточных камер. На конкретных обнажениях видно, что в верхних горизонтах силлов происходит зарождение даек, в том числе и типа "дайка в дайке".

Подсилловые зоны магмовыведения отличаются сложностью своего внутреннего строения. Кроме того, они еще недостаточно изучены. Как правило, это зоны мощностью более километра при явно выраженной линейности, так как наблюдаемая протяженность может составлять десятки километров. Они характеризуются повышенной деформированностью чехла — его блоки, участвующие в строении рассматриваемых зон магмогенерации, могут иметь наклон до 70° . Все пространство буквально пропитано магматическим материалом: ветвящиеся, расщепляющиеся, прямолинейные дайки, штоки, сложенные базальтами, магматическими брекчиями основного состава и такими же туфами. Непосредственных переходов подобных зон магмопроницаемости в силлы наблюдать не удалось. В тех случаях, когда такие сочленения удается видеть, устанавливается, что подсилловые зоны представлены мощными (не менее 100 м в поперечнике), хорошо раскристаллизованными телами габбро-долеритового состава.

Закономерная приуроченность и смена одних структурно-морфологических магматических образований другими позволяют предложить принципиальную схему вертикального разреза трапшовой формации (рис. 2, I) снизу вверх: сложнопостроенные зоны магмовыведения или однородные, хорошо раскристаллизованные тела (1), закономерно переходящие в мощные дифференцированные, но нередко многократного внедрения силлы (2), которые играют роль промежуточной магматической камеры, из которой продуцируются дайковые комплексы (3), осуществляющие окончательное выведение толеитовой магмы на поверхность и формирование (4) эффузивной "фации" трапшов.

Распространенность типичных спрединг-овых комплексов, их структурно-морфологическое подобие с аналогичными комплексами палеоокеанических структур, позволяет говорить, что формирование трапшовой формации происходит в условиях спрединга (раздвигания) земной коры.



Р и с. 2. Схема сопоставления разрезов траптовых формаций Тунгусской синеклизы (I) и Таймыра (II), ультраосновного комплекса Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы (III)

I - лавы, преимущественно континентальные; 2 - дайковые серии типа "дайка в дайке" и единичные дайки; 3 - силлы; 4 - осадочные отложения, вмещающие траптовую формацию; 5 - подсилловые каналы магмоподдачи

Щелочно-ультраосновные комплексы Маймеча-Котуйской области

В северо-восточной части Тунгусской синеклизы разрез эффузивных трапхов (толеитового ряда) надстраивается щелочными (дельканская свита) и ультраосновными (меймечитовая свита) комплексами, включающими не только излившиеся породы, но и интрузивные образования.

Детальные исследования меймечитов Гулинского плутона показали [6], что среди них выделяется множество даек, условно разделяющихся на группы: I) единичные дайки (мощностью обычно в первые метры), удаленные друг от друга на расстоянии в десятки и даже сотни метров; 2) дайковые рои, состоящие иногда из десятков тел (мощностью от 0,4 до 2,0-2,5 м), расстояние между которыми варьирует от сантиметров до многих метров. Обычно такие скопления отделяются интервалами серпентинизированных меймечитов протяженностью в десятки и сотни метров.

И, наконец, установлена третья группа, представляющая собой пакеты даек, столь тесно сближенных, что они оказываются практически лишенными остатков междайковых пространств (скринов).

Изучение их внутреннего строения показывает, что меймечитовые комплексы типа "дайка в дайке" удивительно тождественны своим структурно-морфологическим обликом пакетам толеитовых даек, фиксирующих спрединг в палеоокеанических структурах. Вместе с тем, в отличие от классических дайковых комплексов океанического типа, состоящих из непрерывных многокилометровых пакетов даек, меймечитовые

серии локализуются в зонах небольшой ширины, слагая пучки, удаленные на расстояния в десятки и сотни метров. Подобная разобщенность сложно пакетированных интрузивных комплексов (типа "дайка в дайке" и "дайка к дайке") отмечалась и для трапшов бассейна р. Нижняя Тунгуска.

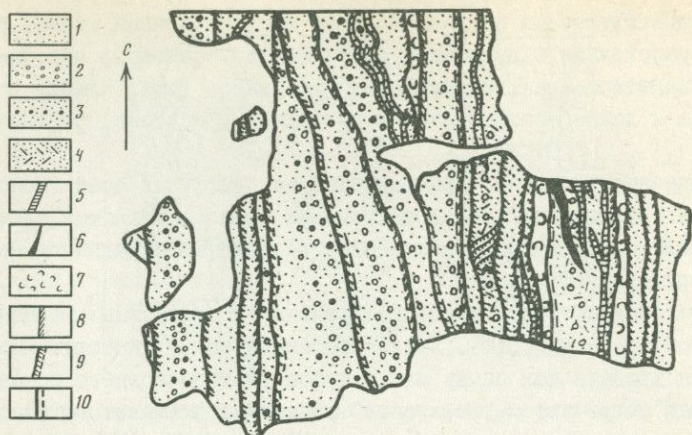
Вполне вероятно, что пространственная диффузия осей (центров) локальных раздвижений при формировании трапшов является следствием геодинамического подобия процесса с рассеянным спредингом океанических структур [15].

Примечательно соотношение интрузивных и эффузивных меймечитов между собой (см. рис. 2, III). Дайки пересекают толщу, которую можно идентифицировать как пачку лав и туфов ультраосновного состава [4]. Среди них встречаются "горизонты" массивных меймечитов, часть из которых, несомненно, является силлами. В них обнаруживается зарождение ("корневые" фации) комплексов типа "дайка в дайке" (подробнее см. [6]). Это доказывает, что в интрузивно-эффузивном комплексе меймечитового состава существуют остатки промежуточных магматических камер, в верхних горизонтах которых продуцировались дайковые пакеты спредингового типа. В свою очередь, это означает, что соотношение даек, силлов и вулканитов по вертикали (в разрезе) находится в полном подобии с таковым для трапшов (см. рис. 2).

Сложнее дело обстоит с изучением щелочных образований дельканской свиты. Установлено, что в ее нижних частях присутствуют комплексы типа "дайка в дайке" (рис. 3). Как и во всех других случаях, они представлены пакетами вложенных друг в друга даек, полудаек и скринов. По своим морфометрическим параметрам магматические тела стандартны: средняя мощность I, 0–I, 2 м, встречаются жилоподобные дайки малой мощности (0, I–0, 3 м), зоны эндоконтактов редко превышают 20 см. Тела обычно прямолинейны (в пределах обнажения), хотя для них не запрещены малоамплитудные коленообразные изгибы. По условиям обнаженности пока не удалось однозначно выявить состав вмещающих отложений, равно как и закономерности распределения дайковых пакетов в пространстве. Следовательно, следует особо подчеркнуть, что как во всех предыдущих случаях, все морфометрические параметры и геологический образ в целом у щелочных пакетированных комплексов целиком и полностью соответствует и трапшовым, и палеоокеаническим. Следовательно, и в этом случае есть все основания считать, что формирование дельканских щелочных образований происходило в условиях импульсивного раздвижения блоков земной коры

Признаки рассеивания спрединга

Рассредоточенность зон магмовыведения. Выявленные (в частности, в бассейне р. Нижняя Тунгуска) надсилловые зоны магмовыведения (Сусловоярско-Хавакипская, Кислоканская, Усть-Илимпейская и др.) со



Р и с. 3. Глазомерная карта фрагмента комплекса типа "дайка в дайке" щелочного состава (дельканская свита)

1-5 - щелочные базальты: 1 - среднезернистые, 2 - с миндалекаменной текстурой, 3 - крупнозернистые, 4 - порфировые, 5 - мелкозернистые; 6 - меймечиты; 7 - туфы; 8-10 - эндоконтактные зоны: 8 - тонкозернистые, 9 - то же, с мелкозернистой оторочкой, 10 - мелкозернистые

сложным внутренним строением, свидетельствующим о достаточной продолжительности их существования, могут быть удалены друг от друга на значительные расстояния (100-120 км). Вероятнее всего, такое распределение зон магмовыведения является отражением рассеивания континентального спрединга. Есть также свидетельства о миграции магмовыводящих структур в восточном направлении. Предположение основывается на фактах залегания первых потоков из более восточных каналов на аналогичных лавах из каналов, расположенных западнее. Достоверно наблюдать такие соотношения удалось пока только в 2-3 местах. Вывод подкрепляется некоторыми косвенными соображениями. Например, гипсометрическая граница между туфогенно-осадочными отложениями и первыми потоками погружается в западном направлении. Конечно, подобное погружение может быть объяснено влиянием блоковой тектоники, но против этого свидетельствуют палеофлористические данные, интерпретация которых свидетельствует об омоложении возраста нижней границы первых потоков с запада на восток [18].

Традиционно считается, что в обрамлении гигантского Тунгусского "блюдца" первостепенное значение имеют разломы глубинного заложения и ассоциирующие с ними дайки. Они то и служили зонами магмовыведения, поставляя в синеклизу лавовый материал, растекавшийся на расстояния, исчисляющиеся сотнями (!) километров [19,2].

Более удачной является точка зрения, исходящая из того, что территория, занятая траппами, была значительно обширнее, а подсилловые зоны магмовыведения закономерно распределялись по всей ее площади [12]. Можно предполагать, что такое диффузионное распределение глубинных каналов проникновения магмы отражает собой процесс их рассеивания благодаря распространенному в системах растяжения явлению джампинга [8]. Не исключено, что в условиях континентального спрединга рассеивание осей магмовыведения достигает своего предела.

Сдвиговая компонента. При формировании траппов отмечалась существенная роль сдвиговой компоненты [5]. Такие структурные особенности проявляются при растяжении на "подушке" вязких пород, роль которой выполняют силы — мощные пластовые тела.

Сдвиговая составляющая при океаническом (палеоокеаническом) спрединге — характерное явление в геодинамике растяжения [8, 14]. Влияние сдвиговой компоненты в зависимости от ее интенсивности оказывает заметное влияние на рассеивание спрединга. В особенности это очевидно для трапповых условий, когда фиксируется очень значительный эффект сдвига.

Многоэтажность рассеянного спрединга. Исследуя разрез интрузивных траппов, нельзя не заметить, что силы играют не только роль промежуточной магматической камеры, но, одновременно, являются тем уровнем, на котором происходит перераспределение поля напряжения по вертикали. Оно выражается в скачкообразном увеличении степени рассеивания снизу вверх. Пока нет данных, позволяющих судить о геомеханике развития межсилловых и, в еще большей степени, подсилловых горизонтов коры. Тем не менее, можно говорить о значительной мощности глубинных зон магмовыведения в сравнении с надсилловыми дайками. Имеются и отличия в структурно-морфологическом облике. Они выражаются в том, что, если на подсилловом уровне сохранились мощные и протяженные структуры, фиксирующие удаленные друг от друга зоны магмовыведения, свидетельствующие о внедрении магмы со значительными давлениями, то на уровне силлов и выше проявляется множественность и многофазность зон спокойного выведения магмы. Вязкая субстанция силлов как бы "смягчает" амплитуду джампинга и одновременно интенсивно растягивает слой туфогенно-осадочных отложений (примерно километр).

Строение разрезов находится вне зависимости от вещественного состава слагающих его комплексов. Повсеместно эффузивы подстилаются туфогенно-осадочными образованиями, нижняя часть которых насыщена силами. Во всех изученных случаях они выполняют роль вторичных магматических камер. В них происходила окончательная дифференциация расплава и продуцировались каналы (дайки) выведения магмы. Однотипность разрезов указывает на геодинамическое подобие способов про-

никновения в кору и на поверхность магм базальтового, щелочного и ультраосновного составов.

Анализ имеющегося материала показывает очевидную генетическую взаимосвязь между проявлением базальтового (трапвого), щелочного и ультраосновного магматизма платформ с процессом рассеянного спрединга. Пока нет достаточного количества фактов, позволяющих давать количественные оценки степени рассеивания (амплитуда джампинга, интенсивность сдвиговой компоненты и прочие характеристики). С другой стороны, несомненна зависимость рассредоточения от мощности коры литосферного блока, попавшего под воздействие общей геодинамической обстановки растяжения. При этом в коре, имевшей большую мощность, возникает "расслаивание" (появляются этажи: надсилловый, межсилловый и подсилловый) спрединга по вертикали, что запечатлевается соответствующими структурно-морфологическими образами.

Трапы Таймырской покровно-складчатой области

В пределах Таймырского полуострова развит широкий спектр отложений от глубокого докембрия до мезозоя. Все они вовлечены в складчатость и сильно нарушены системами сбросов и надвигов. Палеозойско-мезозойские образования занимают южную часть полуострова, тяготея к системе горных хребтов Бырранга. Они отделяются от древних отложений системой субширотных надвигов, так что всю северную половину территории занимает докембрий.

Мезозойские базальтоиды, обычно сопоставляемые с трапвой формацией Тунгусской синеклизы, приурочены к горной системе Бырранга [3]. Трапы представлены совокупностью интрузивных и эффузивных фаций. Повсеместно началу формирования континентальных базальтовых потоков предшествует накопление терригенно-туфогенных отложений (C_3-T), которые в свою очередь залегают на карбонатных и карбонатно-терригенных отложениях среднего палеозоя, имеющих шельфовый облик. Существует отчетливая приуроченность интрузивных трапов к верхнепермско-нижнетриасовым отложениям, хотя это не исключает локального появления интрузивных базальтоидов среди других стратиграфических уровней.

Условия обнаженности хребта Бырранга и его склонов в восточной части Таймыра (в районе Таймырского озера) таковы, что изучение внутреннего строения интрузий, их морфологической принадлежности, а также характера структурного положения возможно только в каньонобразных ущельях. В остальных случаях можно только наблюдать общий абрис магматических тел, так как подавляющее большинство из них представляет собой развалы типа курумников.

Интрузивные трапы в современной структуре сохранились в виде субширотной полосы протяженностью в сотни километров при несопоставимо малой ширине — километры и первые десятки километров. В значи-

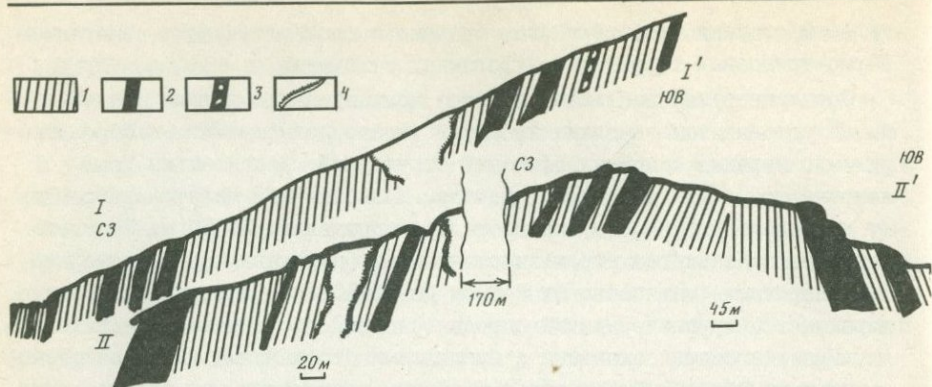
тельной степени это, вероятно, связано с соответствующим залеганием пермо-триасовых терригенно-туфогенных отложений.

Среди интрузий наблюдается явное доминирование силлов над дайками. Пластовые тела сложены преимущественно долеритами и габбро-долеритами, нередко с пойкилоофитовой структурой. Значительно реже встречаются силлы щелочного состава. Мощность тел может варьировать от первых метров до ста, но в среднем составляет 30-50 м. Эндоконтактные зоны всегда выражены отчетливо. Они состоят из мелкозернистыми породами (мощностью от 5-6 см до 30-50 см), которые постепенно переходят в крупнозернистые породы основной части магматического тела. Граница соприкосновения с вмещающими отложениями выражена тонкозернистыми "фациями" мощностью в первые сантиметры, но стекла, даже разложенного и реликтового, не встречается. Экзоконтакт представлен роговиками. Причем, первые два-три метра вмещающих терригенно-туфогенных пород отличаются сильной роговикованностью, а в остальных 5-10 м термальное воздействие проявляется обычно в осветлении отложений.

Изучение разрезов вдоль ручьев Эверсмана, Спокойный, Безымянный и рек Оленья, Заячья, Волчья, Озерная позволило выявить закономерность неравномерного распределения силлов по вертикали. Это выражается в образовании пучков, состоящих из 3-4, реже 5 тел. Каждый из таких пучков отделен друг от друга сотнями метров разреза вмещающих отложений. В пучках силлы сближены: они разделены межсилловыми пространствами мощностью в первые десятки и даже в первые метры. В максимально обнаженном разрезе по ручью Эверсмана наблюдается три пучка сближенных силлов (рис.4).

Выше уже отмечалось, что отложения палеозоя и мезозоя вовлечены в складчатость. Трапшовые силлы не избежали этой участи, так как складчатость была поздней. Совершенно очевидно (это хорошо видно в конкретных обнажениях), что силлы, равно как и пласты осадочных пород, смяты в конкордантные им складки. В ряде случаев пластовые тела долеритов могут служить горизонтами, маркирующими конкретные синклинали и антиклинали (например, верховье ручьев Эверсмана, Спокойного и Горного).

В поле преобладания силлов очень трудно обнаружить дайки. Дело в том, что при крутом залегании силлов дайки практически не сохраняются - так сильно они тектонизированы. При средних углах (30-40°) дайки могут наблюдаться, но их исключительная трещиноватость и раздробленность не создают основы для изучения их внутреннего строения и соотношений с силлами. И, наконец, только при пологих углах дайки остаются ненарушенными. Их детальное изучение показало, что ни по составу пород, ни по морфологии не обнаруживается отличий между дайками, "входящими" в силлы, и дайками "исходящими". Тем не менее, удалось обнаружить крестообразную, скорее всего, одновременную си-



Р и с. 4. Зарисовка разреза по ручью Эверсмана (хребет Бирранга, район залива Нестора Кулика)

1 - комплекс пермо-триасовых терригенных отложений; 2 - силлы основного состава (долериты и габбро-долериты); 3 - силлы щелочного состава; 4 - границы задернованных участков. Профиль II-II' является продолжением профиля I-I' к юго-востоку

стему внедрения даек. Во-вторых; обычно дайка, исходящая из силла, смещена в сторону по отношению к устью входящей.

Краткое знакомство со строением базальтовых потоков (эффузивная фация траппов) показывает, что континентальность их происхождения не вызывает сомнений, во всяком случае в нижних частях разреза. Обращает на себя внимание явное преобладание потоков небольшой мощности (метры, редко первые десятки метров). Анализ возможных направлений течения лавы позволяет предполагать множественность центров извержения и частую перемежаемость их действия во времени. Аналогичная картина строения наблюдается в потоках базальтовых лав коготокской свиты (Маймеча-Котуйская провинция севера Сибирской платформы).

Таким образом, предпринятое изучение траппов Таймырской складчатой области пока не выявило существования явных признаков формирования их в спрединговых условиях. Тем не менее, наличие повторных внедрений одних даек в другие, существование сближенных пакетов силлов, несомненно, свидетельствует о проявлениях спрединговой геодинамики, которая более отчетливо установлена для совозрастных траппов Тунгусской синеклизы. Сравнение последних с таймырскими показывает, что главной чертой, роднящей базальтоидные комплексы обсуждаемых регионов, является широчайшее развитие пластовых интрузий, которые в процессе формирования траппов являются промежуточными магматическими камерами, облегчающими магме подъем в приповерхностные горизонты (см.рис.2,II). Силлы обоих регионов тяготеют к низам туфогенно-осадочных отложений, располагаясь примерно на одинаковой глубине от палеоповерхности (I,0-I,5 км). Вместе с тем, силлы Таймыра не обладают большими мощностями и "рассыпаны" в пучки.

Есть определенное сходство в строении эффузивных траппов Таймыра и северной окраины Сибирской платформы. Наблюдаются также одинаковые закономерности формационных смен: формации континентальных базальтов всегда предшествуют туфогенная и туфогенно-осадочная формации. Для даек таймырских траппов обосновывается наличие сдвиговой компоненты в процессе их образования. Собственные особенности строения траппов Таймыра, а также их множественные аналоги с подобными образованиями Тунгусской синеклизы могут служить основанием для предположения, что рассеянный спрединг на Таймыре не только имел место, но во многом ответственен за процесс формирования базальтоидов в мезозое.

1. Рассеянный спрединг - процесс, в условиях которого происходит формирование мезозойских траппов Восточной Сибири и, возможно, Таймыра. При этом следует учитывать, что рассеивание выражается не только в пространственной и временной разобщенности осей магмовыведения, но и в изменении степени диффузности спрединга в вертикальном стволе. Можно предполагать, что в подсилловом уровне запечатлевается своя, специфическая геомеханика формирования.

2. Устанавливается определенная зависимость степени рассеивания от мощности коры [8] или литосферы [20]. Нет сомнений, что максимальных параметров и кора, и литосфера достигала при трапповом спрединге. Возможно, из-за этого наблюдается значительная разобщенность зон магмовыведения в подсилловом уровне. Рассыпание силлов на группы оближенных пластовых тел тоже должно быть связано с мощностью литосферы. Есть все основания полагать, что кора Таймырской области была менее мощной, чем кора Сибирской платформы в мезозойское время. Это обстоятельство и привело к перераспределению и увеличению количества раскрывающихся субгоризонтальных трещин, заполнявшихся магмой.

3. Устанавливается полная идентичность структурно-морфологических и морфометрических характеристик ультраосновных, щелочных и толеитовых комплексов типа "дайка в дайке". Кроме того, во всех наблюдавшихся случаях они зарождались в специфических промежуточных камерах - силлах.

Все это, скорее всего, свидетельствует о геодинамической независимости процессов рассеянного спрединга от состава участвующей в нем магмы.

Л и т е р а т у р а

1. Варанд Э.Л. Магмоподводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение// Тектоника Сибири. М.: Недра, 1970. Т.3. С.21-45.
2. Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. 240 с.
3. Даминова А.М. Траппы Центрального Таймыра и роль кристаллиза-

- ционной дифференциации и ассимиляции в их образовании// Базальты плато. М.: Наука, 1964. С.65-78.
4. Кошкин А.В., Куренков С.А. Особенности строения эффузивных и интрузивных меймечитов (Восточная Сибирь)// Сводные палеовулканологические карты СССР. Ташкент: САГИМС, 1986. Ч.2.С.184-186.
 5. Куренков С.А. Сложные дайковые комплексы мезозойских трапсов бассейна р.Нижняя Тунгуска// Докл. АН СССР. 1984. Т.279, № 6.
 6. Куренков С.А. Меймечитовые комплексы типа "дайка в дайке" в составе Гулинского плутона// Там же. 1986. Т.290, № 2.С.421-424.
 7. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация// Геотектоника. 1984. № 5. С.3-15.
 8. Куренков С.А., Перфильев А.С. Геодинамика базальтового магматизма в океанах и трапсовых провинциях континентов// Океанический магматизм - эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С.77-86.
 9. Лебедев А.П. Сопоставления трапсового магматизма Сибирской платформы и некоторых других провинций мира// Базальты плато. М.: Наука, 1964. С.7-12.
 10. Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Сибирская платформа. Трапсовая формация// Геологическое строение СССР. Т.2. Магматизм. М.: Недра, 1958. С.254-260.
 11. Масайтис В.Л. Проблемы трапсового магматизма Сибирской платформы// Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т.1. С.247-256.
 12. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири. Проблемы динамических реконструкций// Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч.112, вып.4. С.412-425.
 13. Офман П.Е. Тектонические условия трапсового вулканизма на Сибирской платформе// Базальты плато. М.: Наука, 1964. С.27-38.
 14. Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах// Геотектоника. 1985. № 5. С.3-17.
 15. Пущаровский Ю.М. Актуальные проблемы советской геотектоники// Там же. 1986. № 1. С.5-17.
 16. Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности океанов и палеоокеанов// Докл. АН СССР. 1983. Т.270, № 2.С.404-406.
 17. Пущаровский Ю.М., Руженцев С.А. Срединг в развитии океанических структур// Там же. 1985. Т.280, № 1. С.182-185.
 18. Садовников Г.Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 11. С.68-77.
 19. Шахотько Л.И., Краковский Ю.С. Многоактные дифференцированные интрузии западной части Сибирской платформы// Геология и петрология интрузивных трапсов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970.
 20. Wood G.A. Continental rift jumps // Tectonophysics. 1983. Vol.94, N 1/4. P.529-540.

ПОВТОРНЫЙ СПРЕДИНГ В ОФИОЛИТАХ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

С.А.Куренков, А.С.Перфильев, Д.М.Печерский, В.А.Аристов,
 К.С.Бураков, А.Н.Диденко, В.В.Коптева, А.В.Кожкин,
 В.А.Симонов, Л.В.Тихонов

Офиолитовые фрагменты, входящие в покровно-складчатую структуру герцинид Южного Тянь-Шаня, практически повсеместно находятся в интенсивно тектонизированном состоянии: в виде разного рода серпентинитовых меланжей, которыми выполнены тектонические покровы, чешуи и швы [1-3, 8, 10].

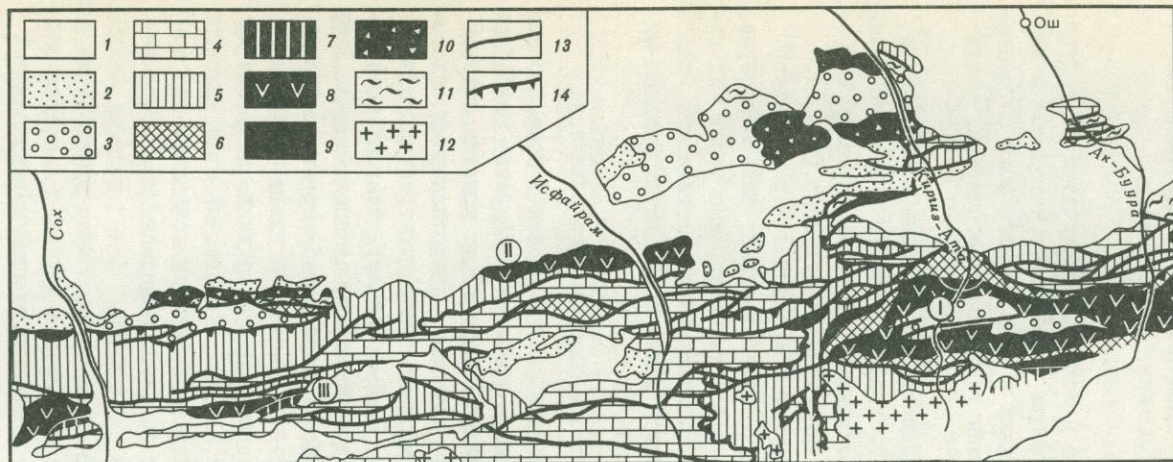
В единичных случаях удается наблюдать офиолитовые ассоциации в ненарушенном или слабонарушенном состоянии. Таковые в пределах Алайского хребта обнаруживаются в аллохтонных пластинах Сарталинской, Киргизатинской и Ходжагаирской (Учкургонской) структур (рис.1).

В указанных аллохтонах лучше других сохраняется верхняя часть офиолитового разреза, представленная базальтоидами: дайковые серии, мощные пачки лавовых потоков и гялокластит-осадочные толщи. Их изучение явилось прямым продолжением комплексных геологических, палео- и петромагнитных работ, проводившихся ранее в офиолитах Западно-Мугоджарского синклинали Южного Урала [5, 9, 13].

Внутреннее строение Киргизатинского офиолитового аллохтона

Киргизатинский офиолитовый аллохтон располагается в зоне Высоких предгорий Алайского и Кичик-Алайского хребтов (междуречье рек Абшир и Акбура), участвуя в строении крупной складки, на крыльях которой выходят подстилающие тектонические пластины, представленные олистостромовым комплексом ($C_1-C_{2m_1}$) и толщами глинистых граптолитовых сланцев силурийского возраста (см.рис.1). Офиолиты тектонически перекрываются аллохтоном зеленых метаморфических сланцев ($Pt_3?$). Весь пакет пластин залегает на палеозойских карбонатно-терригенных отложениях параавтохтона. Шарьирование происходило в узком интервале времени и закончилось к началу позднемосковского века, т.е. еще до начала складчатости (подробнее см. [1, 8]). В орогенный этап аллохтонный и автохтонный комплексы были смяты в линейные складки, что сопровождалось формированием моласс верхнего палеозоя ($C_{2m_2}-C_3$), являющихся неавтохтоном.

Офиолитовый разрез Киргизатинской синформы обычно трактовался как стандартный и во многом сходный с офиолитами других складчатых областей [8]. В его основании залегает меланжированный меланократовый фундамент, выше которого следует "слой", представленный дайковым комплексом офиолитов (типа "дайка в дайке"), переходящий в мощные толщи подушечных лав толеитового состава с маломощными горизонтами кремнистых образований.



Р и с. I. Схема распространения офиолитов в гирцинидах Туркестано-Алая

Офиолитовые аллохтоны: I - Киргизатинский, II - Ходжагаирский (Учкургонский), III - Сарталинский. I - четвертичные отложения; 2 - мезозойские отложения; 3 - неоавтохтон (C_2m_2P): конгломераты, песчаники (моласса); 4 - параавтохтонный комплекс: известняки, доломиты ($S-C$); 5-II - аллохтонный комплекс: 5 - отложения континентального склона ($S-D$): глинистые сланцы, 6 - олистостромы ($C_1n_1-C_2m_1$): конгломерато-брекчии с олистолитами, 7-10 - офиолитовый комплекс: 7 - меланократовое основание, 8 - кремнисто-фтанитовая, гиалокластит-осадочная и пикрит-базальтовая формации, 9 - моно- и олигомиктовый меланж, 10 - полимиктовый меланж; II - зеленые метаморфические сланцы; I2 - граниты; I3, I4 - разрывные нарушения: I3 - крупные надвиги, I4 - крутые

Детальные исследования юго-западной части офиолитовой пластины (в междуречье рек Чиле-Киргиз-Ата) показали, что внутреннее строение дайкового и вулканогенного комплексов офиолитового аллохтона много сложнее, чем представлялось по более ранним работам (рис.2). Это прежде всего выражается в том, что часть офиолитов, сохранившаяся в ненарушенных соотношениях, залегает дискордантно по отношению к надвигу, ограничивающему пластину в целом (см.рис.2). Поэтому в разных сечениях можно получить существенно отличающиеся по мощности офиолитовые разрезы. В наиболее полном виде и в современной структурной последовательности разрез аллохтона выглядит следующим образом (рис. 3 - снизу вверх):

С е р п е н т и н и т о в ы й м е л а н ж. Тектонические линзы меланжа повсеместно приурочены к ограничивающему покров надвигу. В наиболее крупной, Шамшалинской, достоверно устанавливается присутствие блоков серпентинизированных дунит-гарцбургитов, габброидов (преимущественно амфиболовых такситовых габбро), долеритов, кремнистых пород и, возможно, подушечных базальтов [8]. Состав меланжа дает основание предполагать, что первоначально в фундаменте рассматриваемых офиолитов существовал меланократовый комплекс, отвечающий древней океанической коре. Мощность меланжа в тектонических линзах может достигать сотен метров.

Н и ж н я я т о л щ а. Она устанавливается в верховьях левых притоков р.Чачме и в бассейне р.Чиле. Ее строение отличается сложностью (рис.3-I-I, рис.4).

В нижней части широко распространены подушечные и трубчатые лавы. Средние размеры труб и подушек колеблются от 0,3 до 1,2 м в диаметре. По составу преобладают пироксен-плаггиоклазовые базальты коричнево-черного цвета со стекловатой закальной коркой в подушках. Их зональность часто подчеркивается характерным расположением миндалины или вариолитовых обособлений. Основная масса пород тонкозернистая базальтовая. Лавы имеют относительно свежий облик без явных следов зеленокаменных изменений. Мощность около 80 м. В линзе известняков среди базальтов (см.рис.4) обнаружены конодонты: *Neopanderodus* sp. - D₁₋₂ (здесь и далее определения В.А.Аристова).

Средняя часть толщи сложена переслаивающимися горизонтами кремней, известняков, алевролитов, песчаников и конгломератов с кремневой галькой. Общая мощность пачки около 35 м. Здесь удалось обнаружить значительное количество конодонтов, которые по разрезу (снизу вверх) распределяются следующим образом (места сборов см. на рис.4): А - в яшмовидных кремнях - *Gnathodus delicatus* Br. et Mehl, *G. cuneiformis* Mehl et Thomas, *Polygnathus communis communis* Br. et Mehl - С₁t; Б - в линзоподобной глыбе кремней среди кремнистых алевролитов и песчаников - *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegl., P.sp. - D₃fm₂; В - в кремневой гальке



Р и с. 2. Схема геологического строения северо-западной части Киргизатинского офиолитового аллохтона

I - Шамшалинская тектоническая линза серпентинитового меланжа; II - Киргизатинский дайковый рой. I - моласса (неоавтохтон): конгломераты, песчаники; 2 - нижние аллохтонные пластины; 3-7 - породы офиолитового аллохтона: 3 - серпентинитовый меланж, 4 - эффузивно-терригенно-карбонатные образования (нижняя толща), 5 - гялокластит-осадочная толща, 6 - пикритовые и меймечитовые лавы, 7 - толеитовые лавы; 8-9 - дайковые рои: с вертикальными (8) и наклонными (9) дайками; 10-12 - разломы; 10 - надвиги, 11 - с зоной милонитизации, 12 - крутые; 13 - геологические границы; 14 - элементы залегания

из конгломератов - смешанный комплекс конодонтов: *Polygnathus ex gr. linguiformis* Hinde - D_2 ; *Pseudopolygnathus nodomarginatus* Brans. - D_3fm_2 ; *Palmatolepis foliacea* Young., P. cf. *subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus timanicus* Ovn. - D_3f_2 ; *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl) - $D_3fm_2-C_1t$; *Furnishina* sp., *Oistodus* sp. - \mathcal{E}_3-O_1 .

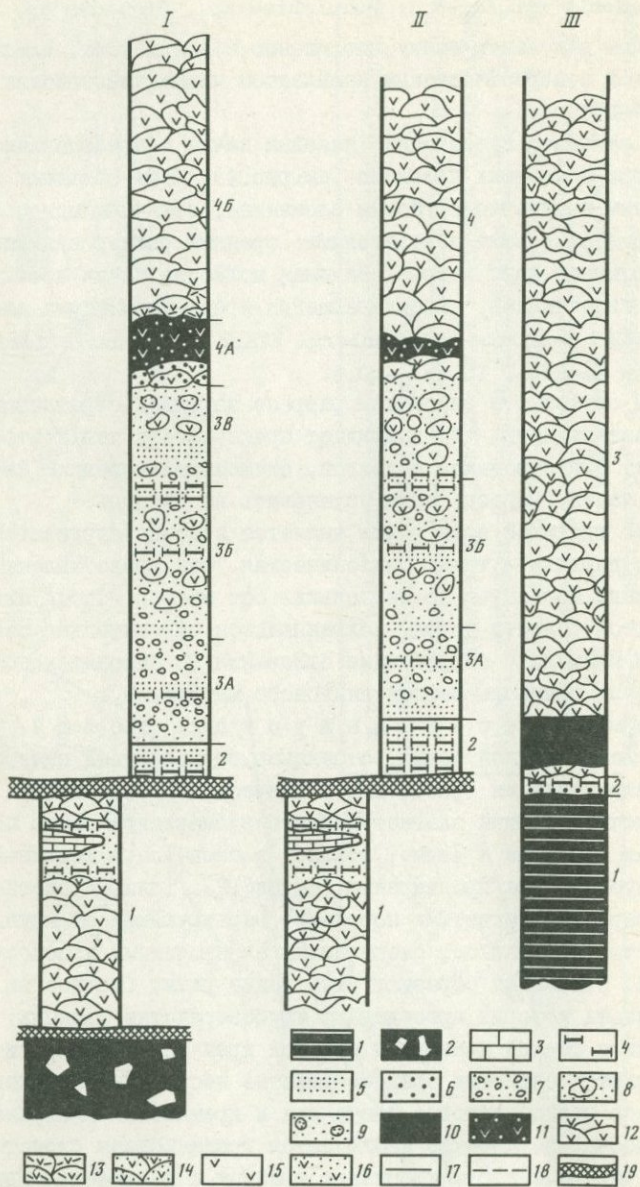
В целом описанную пачку, по мнению В.А.Аристова, следует считать турнейской с перетолженным комплексом нижнепалеозойских и девонских конодонтов.

Выше залегает существенно лавовая пачка с преобладанием в нижних горизонтах осадочных прослоев (см.рис.4). Лавы обладают отчетливо выраженным полущечно-трубовым сложением, отличающимся особо крупными морфометрическими показателями: средний размер вулканических труб достигает двух метров. Видимая мощность пачки достигает 75 м. В линзе известняков, располагающейся среди кремнистых алевролитов, обнаружены: *Polygnathus gronbergi* Klapp. et Johns., *Icriodus steinachensis* Al-Rawi, I. sp. - D_1e .

Таким образом, в описанном разрезе нарушена стратиграфическая последовательность, что вынуждает предполагать чешуйчатость в его строении. Существование надвигов, отчленяющих среднюю пачку от остальной части разреза, пока установить не удалось.

Нижней границей всей толщи является подошва киргизатинского аллохтона, верхняя - также тектоническая. Она представлена зоной милонитизации мощностью до нескольких сот метров. Среди милонитов наблюдаются реликты пород, сохраняющиеся относительно свежими: базальты и кремнисто-терригенные отложения. В милонитах полностью отсутствуют признаки серпентинитового материала.

Кремнисто-фтанитовая толща. Она залегает на лавях нижней толщи, отделяясь от последней вышеописанной зоной милонитизации (рис.3-1-2). Совместно с вышележащей гялоокластит-осадочной толщей слагает широкую субмеридиональную полосу в бассейнах рек Чиле и Чачме, которая в бассейне р.Киргиз-Ата приобретает субширотное простирание (см.рис.2). Толща представлена зеленовато-серыми кремнистыми породами, варьирующими от крупно- до мелкозернистых песчаников, сменяющихся алевролитами и полосчатыми кремнями. Отложения образуют отчетливые ритмы (мощностью до 5 м), в нижней части которых преобладают грубозернистые фракции: массивные песчаники с редкой плавающей галькой кремнистых алевролитов. Выше располагаются слоистые среднезернистые песчаники, переходящие в чередующиеся мелкозернистые песчаники и кремнистые алевролиты, обычно тонкополосчатые. Нередко наблюдается градационная слоистость. Вышележащий ритм имеет резкую нижнюю границу и начинается грубозернистыми песчаниками с плавающей галькой алевролитов из подстилающих отложений. Отдельные маломощные прослой приближаются к фтанитам. Мощность в максимальных разрезах достигает 80-100 м.



ти преобладают мелко- и среднегалечные фракции. Мощность пачки 200-250 м.

Б. Гиалокластиты, в которых преобладают крупноглыбовые и валунные фракции (рис.3-1-3Б). В основном встречаются отдельные части базальтовых подушек (сектора) и редко целые подушки. По составу обломочный материал аналогичен нижней пачке (А). Песчаники, расслаивающие гиалокластиты, образуют пласты мощностью до 3 м. Они в основном представлены перемытыми гиалокластитам и базальтами. Каждый отдельно взятый прослой начинается грубыми разностями, которые вверх становятся более тонкими, вплоть до появления кремнистых тонкополосчатых алевролитов, резко сменяющихся гиалокластитам. Мощность пачки не менее 250 м.

В. Верхняя часть разреза сложена в основном гиалокластитам, которые от нижележащих отличаются появлением угловатых обломков афирмовых базальтов, часто миндалекаменных (рис.3-1-3В). Кроме того, здесь значительно реже и в меньших объемах отмечаются песчано-кремнистые отложения. Мощность пачки 250-300 м. В некоторых местах отмечается появление округлых обломков ультраосновного состава в самых верхних горизонтах пачки. Их насыщение может достигать многих десятков процентов, хотя такие случаи крайне редки. Гипербазиты имеют эффузивный облик. Встречаются также прослой песчаников, резко обогащенных магнетитом (до 5-10%, если судить по уровню их намагниченности).

Как правило, гиалокластит-осадочную толщу относят к отложениям яшской свиты. Впервые на существенную роль гиалокластики в составе яшской свиты, в том числе ультраосновной, обратила внимание Л.Н.Котова [6,7].

Известные трудности встречает определение возраста всей толщи. На водоразделе рек Киргиз-Ата и Капке в кремнистых алевролитах были обнаружены радиолярии силура [8]. К сожалению, из-за сильной тектонической нарушенности толщи в месте сбора микрофауны не представляется возможным точно привязать местоположение радиолярий к разрезу. Геологическая ситуация осложняется пронизыванием толщи насыщенным роем даек. Тем не менее, указанная находка свидетельствует в пользу силурийского возраста части толщи, скорее всего нижней. Это не исключает присутствия в верхних горизонтах разреза отложений нижнего девона, т.е. того возраста, который обычно приписывается всей толще.

П и к р и т - б а з а л ь т о в а я л а в о в а я т о л щ а.
Она практически повсеместно резко, но без видимых следов несогласия, сменяет подстилающую гиалокластит-осадочную толщу (см.рис. 3-1-4). Во многих местах удается наблюдать непосредственное налегание нижних лавовых потоков (труб) на кремнистые песчаники и алевролиты. При этом возникает маломощная зона обжига осадков лавами и

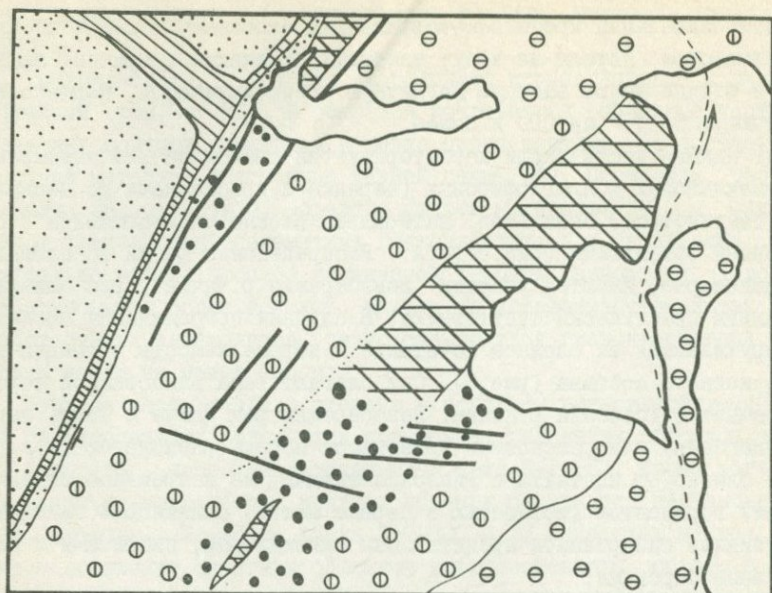
явление затекания кремнисто-терригенных отложений в межпотоковые пространства. Породы не несут заметных признаков вторичных изменений и обычно имеют высокую магнитную восприимчивость, нередко достигающую $5 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС и более.

А. Нижняя часть толщи характеризуется преобладанием пироксен-плагноклазовых и плагифирированных (нередко с кристаллами до нескольких сантиметров) базальтов, латерально сложно сочетающимися с оливиновыми базальтами (рис. 3-I-4А). Распределение фаций по площади неравномерно. Имеются участки (левобережье р. Чачме), где оливиновые базальты практически отсутствуют. В случаях преобладания последних обнаруживается их сложное сочетание и перемежаемость с лавами ультраосновного состава (рис. 5). Они слагают тела линзовидной формы. Повсеместно (бассейн р. Капке, левобережья рек Чачме и Чиле, перевал Джиндыкбель) ультраосновные излившиеся породы располагаются в разрезе близко от контакта с гиадокластитами, но непременно отделяются от них горизонтом (мощностью в первые метры) оливиновых базальтов. Эффузивные гипербазиты представлены оливинитами, пикритами и меймечитовыми породами.

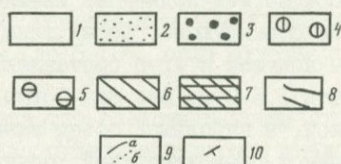
Описываемые лавы, в том числе ультраосновные, отличаются пре-красно выраженной морфологией подводных излияний - подушки, трубо-вые потоки, обычно дихотомирующие, формы типа "слоновых хоботов" и т.п. Средние размеры подушек и труб составляют 0,5-0,8 м в диаметре, но могут достигать 1,5-2 м. Все эти формы, как правило, отличаются плотной упаковкой, а небольшой объем имеющегося пространства заполнен десквамационной гиадокластикой, обычно представленной разложенным стеклом. В немногочисленных случаях в межподушечных пространствах меймечитовых лав наблюдаются обожженные карбонатные образования.

Соотношения между эффузивами ультраосновного состава и оливиновыми базальтами сложные. Границы между ними, как правило, "размазаны". В конкретных обнажениях выявляется перемежаемость труб и подушек, состав которых меняется в широком диапазоне: от оливинитов до базальтов. Нередки случаи, когда закальная корка труб представлена меймечитами, а центральная часть - оливиновыми базальтами (без порфировых выделений оливина). Наблюдаются также трубы с обратными соотношениями. Мощность лав в максимальных разрезах достигает нескольких десятков метров. Мощность всей пачки может достигать 200 м.

Б. Пачка подушечно-трубовых лав монотонного состава с преобладанием мелкопорфировых базальтов с афанитовой основной массой (рис. 3-I-4Б). Нередко встречаются мицдалекаменные разности. В ряде мест наблюдается интенсивное зеленокаменное изменение, иногда приводящее к потере подушечной отдельности и полному замещению основной массы вторичными минералами. В верхней части разреза появляются отдельные горизонты пультверизационно-десквамационной гиадокластики, которые



0 70 140 м



Р и с. 5. Глазомерная геологическая карта части офиолитового комплекса Киргизатинского аллохтона (левый берег р. Чиле)

1 - четвертичные отложения; 2-8 верхняя часть офиолитовой ассоциации, предположительно девонского возраста: 2 - гналокластивая толща, 3-5 - подушечно-трубовые лавы, представленные: 3 - меймичитоподобными породами, 4 - оливиновыми базальтами, 5 - базальтами; 6-8 - интрузивные образования: 6 - дайковая серия типа "дайка в дайке", переходящая в силлы, 7 - субвулканические тела пикритов и пикродолеритов неустановленной морфологии, 8 - маломощные единичные дайки долеритов; 9 - геологические границы: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 - элементы залегания

наращивают свои объемы, достигая в верхах пачки мощности 10–15 м. Одновременно, вверх по разрезу, наблюдаются изменения морфометрических характеристик лавовых потоков, которые выражаются в уменьшении диаметра подушек и труб. Мощность пачки Б в полных разрезах может достигать 700 м.

Практически полное отсутствие карбонатно-кремнистых прослоев в пикрит-базальтовой толще лишает возможности надежно установить ее возраст, который традиционно определялся как средне-позднедевонский на основании включения толщи в состав араванской свиты [14], что находится в согласии с силурийско-раннедевонским возрастом нижележащих кремнисто-гранитовой и гялокластит-осадочной толщ.

Дайковые и силловые комплексы. Верхняя часть офиолитового разреза – кремнисто-гранитовая, гялокластит-осадочная и пикрит-базальтовая – вмещает в себя большое количество даек, которые нигде не выходят за рамки офиолитовой тектонической пластины. Более того, устанавливается, что дайковый комплекс нигде не пересекает зону милонитизации и не проникает в нижнюю толщу офиолитового разреза.

Распределение даек по площади весьма неравномерно. Отчетливо выделяются рои, в осевых частях которых дайки слагают 90% объема, а вмещающие породы встречаются в виде скринов небольшой мощности. В межрочевых участках плотность даек падает до двух-трех на сто метров пространства.

Внутреннее устройство роев, особенно их осевых частей, однотипно. Детальнее других изучен Шамшалинский рой, располагающийся на левобережье р. Киргиз-Ата (см. рис. 2). Он сложен субвертикальными телами широтного простиранья (от 85° до 100°), формирующими комплекс типа "дайка в дайке". Среди даек выделяется, по крайней мере, три генерации.

Ранняя сложена пикритовыми долеритами, которые представляют собой полукристаллическую среднезернистую породу с порфировой структурой. Структура основной массы офиоитовая, отдельные участки такситовые. Вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом, клинопироксенем. Основная масса выполнена плагиоклазом, клинопироксенем и стеклом. Оливин вкрапленников составляет 10–15% породы. Кристаллы идиоморфные, замещены хлоритом. Размер кристаллов 0,8–1 см. Плагиоклаз слагает 3–5% породы, почти целиком замещен серицитом. Образует призматические кристаллы размером до 1,5 см. Плагиоклаз в основной массе представлен узкопризматическими кристаллами размером 0,1–0,2 мм. Клинопироксен вкрапленников составляет 5–10% породы. Образует таблитчатые кристаллы размером до 1 см, которые имеют зональное строение. В основной массе клинопироксен образует изометричные зерна. Рудный минерал имеет сидеронитовый характер. Магматические тела первой генерации тяготеют к осевой части роя, слагая такие фрагменты даек, которые в процессе формирования комплекса лишились

своих закальных зон (пассивные дайки). Их мощность может достигать многих метров. Породы даек первой генерации, как правило, практически немагнитны.

Вторая генерация представлена дайками, сложенными плагиоклаз-пироксеновыми габбро-долеритами и долеритами, обычно мелкопорфировыми (размеры вкрапленников не больше первых миллиметров). Порфировые выделения, как и в пикритовых долеритах, выполнены: оливином в идиоморфных кристаллах размером до 0,5 см (3-4% породы); призматическими кристаллами плагиоклаза размером до 3,5 мм (от 1-2% до 4-5% породы); клинопироксеном в виде свежих слабозональных идиоморфных таблитчатых кристаллов размером до 3 мм. Основная масса породы имеет офитовую структуру и сложена клинопироксеном, плагиоклазом, рудным минералом и стеклом, которое практически полностью замещено смектитом.

Рассматриваемые дайки имеют большую мощность - до 5-6 м. Их внутреннее строение стереотипно: центральные части хорошо раскристаллизованы, эндоконтакты мощные (до 30 см), представлены мелкозернистыми разностями. В самой зоне закалки породы очень мелкозернистые, но не обнаруживают признаков криптокристаллического сложения. Данные дайки имеют отчетливые эндоконтакты с вмещающими лавами и пассивными дайками ранней генерации. Наблюдаются серии типа "дайка в дайке", насчитывающие до 10-12 тел в одном пакете. Большинство пород из даек второй генерации относится к разряду немагнитных или слабо магнитных.

Значительная часть даек поздней генерации сложена среднезернистыми афировыми и порфировыми долеритами. Первые представляют собой мелкозернистую полукристаллическую породу с офитовой структурой. Они сложены плагиоклазом, клинопироксеном, рудным минералом, стеклом. Плагиоклаз образует узкопризматические кристаллы размером до 0,2 мм, для которых характерно полисинтетическое двойникование. Клинопироксен представлен изометричными кристаллами размером до 0,1 мм. Рудный минерал в интерстициях образует гипидиоморфные кристаллы. Стекло замещено хлоритом.

Нередко дайки третьей генерации образованы порфировыми долеритами. Порфировые выделения составляют не более 1-2% объема породы и сложены чаще всего плагиоклазом, либо плагиоклазом и пироксеном вместе. Основная масса, как и в предыдущих генерациях даек, имеет офитовую структуру. Все породы из даек поздней генерации высоко магнитны. Кроме того, встречены три мощные (до 3,5 м) дайки, имеющие зональное строение. При полевых наблюдениях в них были выделены следующие зоны: эндоконтакт (шириной 5-10 см), постепенно переходящий в магнитные афировые долериты (0,3-0,5 м шириной), которые в свою очередь, сменяются зоной немагнитных порфировых долеритов (шириной до 1,5 м). Степень раскристаллизации основной массы не

меняется. При микроскопическом изучении установлено, что породы из афировых долеритов имеют порфировидные офитовые структуры основной массы. Порфировые выделения представлены призматическими кристаллами плагиоклаза и оливина. Фенокристы составляют 1–2% породы.

Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном и рудным минералом. Плагиоклаз образует призматические и узкопризматические кристаллы размером 0,2–0,3 мм. Для него характерны полиметаллические двойники. Клинопироксен находится в интерстициях и представлен гипидиоморфными изометричными кристаллами размером около 0,1 мм. Рудный минерал имеет две генерации: для первой характерны мелкие изометричные кристаллы, для второй – игольчатые и скелетные формы. По стеклу развивается хлорофенит.

Центральная часть таких даек сложена порфировыми долеритами, структура и минеральный состав которых сходны с долеритами из даек второй генерации. Не исключено, что такие дайки представляют собой телескопированные образования, краевые и внутренние части которых отражают эволюцию состава расплава в магматической камере. Поздние дайки в большинстве случаев изолированы, отделяясь друг от друга скринами лав и гиалокластики, а также дайками первых генераций. Реже встречаются пакеты типа "дайка в дайке", обычно состоящие всего из нескольких тел.

Шамшалинский рой пересекает не только низы лавовой толщи, но заходит северным флангом в поле развития гиалокластит-осадочной толщи (см. рис. 2). Распределение дайковых генераций внутри роя закономерно: перидотиты и оливин-пироксеновые габброиды встречаются только в осевой части роя. Более широкий ареал имеют дайки второй генерации, хотя тенденция тяготения к оси имеется и у них. Здесь же развиты серии типа "дайка в дайке". Тела поздних внедрений распространены много шире других и выходят не только на фланги роя, но и в межрочные пространства.

Наряду с дайками генерального субширотного простирания на небольшом участке к югу от осевой части роя появляются дайки, имеющие простирание $50-60^\circ$ и падения на северо-запад под углами $70-80^\circ$. Дайки разных простираний сливаются друг с другом, не рассекая одна другую. Субширотные дайки (простирание 90°) иногда образуют коленообразные изгибы, на которых они приобретают простирания $50-60^\circ$. Следовательно, дайки обоих направлений могли формироваться одновременно по сопряженной системе трещин.

Другие дайковые рои отличаются от Шамшалинского деталями, в частности, изменениями генеральных простираний и углов наклона. В общем рисунке распределения дайковых роев вычитывается некоторая закономерность (см. рис. 2). С севера на юг простирания роев постепенно меняются от 90 до 150° . При этом также изменяется наклон даек от вертикального до крутого, с падениями в южных румбах до углов $65-$

70°. Аномальные простирания и падения даек появляются вблизи северной границы офиолитового аллохтона. Здесь тела приобретают северо-восточные простирания и падения на север под углами в 60–70°. По мере проникновения роя в верхние горизонты разреза происходит его очевидное "похудение", выражающееся в последовательном исчезновении даек ранних генераций, а затем в уменьшении количества даек третьей генерации, вероятно, за счет постепенного их перехода в лавы.

В роях или их частях, расположенных в поле развития гиалокластит-осадочной толщи, появляются дайки своеобразных габбро, слагающие мощные (до 4–5 м) тела, внутренние части которых сложены пироксен-плаггиоклазовыми габбро с афирровой или габбровой структурой, иногда с элементами такситовости. В некоторых случаях наблюдаются крупные (до I см) вкрапленники плаггиоклаза, создающие порфировую структуру. Дайки имеют отчетливые эндоконтакты шириной до 30–40 см, представленные габбро-долеритами. Более тонкозернистые разности не появляются. В роях присутствуют также перидотиты, однако наблюдать их взаимоотношения с габбровыми дайками не удалось. Важно подчеркнуть, что габбровые дайки исчезают, как только рой переходит в поле развития лав. Габбро имеют низкую магнитную восприимчивость (обычно менее $5 \cdot 10^{-4}$ СИС).

В Киргизатинских офиолитах силлы не обнаруживаются в значительных количествах. Тем не менее, их присутствие в разрезе среди лавовых потоков несомненно. По составу они отвечают долеритам поздних генераций.

С ультраосновными лавами пространственно ассоциируют субвулканические тела, предположительно являющиеся силлами. К сожалению, однозначно установить морфологию тел не позволяют условия обнаженности. Имеются признаки того, что данные силлы являются реликтами переходной зоны между каналами магмовыведения и собственно лавами (см. рис. 5).

Совершенно очевидно, что имеется полное соответствие между гомодромной последовательностью внедрения дайковых комплексов и изменением состава лавового разреза: от гипербазитового к толеитовому.

Структурные особенности. Вулканические толщи не содержат осадочных прослоев, поэтому возникает сложность в расшифровке внутренней структуры пород офиолитовой пластины, которые могли быть деформированы как в процессе своего формирования, так и при дальнейшей тектонической эволюции всей складчатой области. Деформации выявляются при анализе соотношений геологических границ внутри офиолитовой пластины с тектоническим ограничением всей пластины в целом. Элементы слоистости в гиалокластит-осадочной толще, равно как ориентировка вулканических труб-потоков способствуют познанию общей структуры.

Нетрудно заметить, что в первом приближении существует подобие в простираниях границ и слоев офиолитовых толщ с простираниями тек-

тонического ограничения аллохтона. Например, в междуречье рек Киргиз-Ата-Капке тектоническое основание аллохтона обладает субширотными простираниями с падениями в южных румбах ($30-60^{\circ}$). Весьма сходные залегания имеет гиадокластит-осадочная толща, прерывисто прослеживаемая вдоль северной границы аллохтона (см. рис. 2).

На левобережье р. Чачме тектоническая граница аллохтона разворачивается и приобретает простирание $50-60^{\circ}$ с падениями в восточных и юго-восточных румбах. Сходным образом ведут себя вулканогенная и гиадокластит-осадочная толщи (см. рис. 2). Следовательно, подтверждаются ранее высказывавшиеся мнения о послешарьяжных складчатых деформациях офиолитовой пластины одновременно со всем пакетом шарьяжей, что привело в результате к формированию крупной синформной складки [1, 8, 14]. Замыкание синформы отчетливо вырисовывается в западной части структуры, где оно особенно явно подчеркивается характером залегания слоистых горизонтов гиадокластит-осадочной толщи (район перевала Джиндыкбель).

Базальты, залегающие согласно на гиадокластитах, также имеют конформное залегание. Об этом свидетельствует анализ положения труб-потоков в современном пространстве. В ряде мест наблюдается явление выполаживания лавовых толщ в ядре синформы. В этом, а также в конформности тектонических и геологических границ проявляется влияние послешарьяжной деформации.

При более тщательном анализе внутреннего строения офиолитового аллохтона устанавливается, что милонитовая зона, разделяющая структурно нижнюю, вулканогенно-карбонатно-кремнистую, и более верхнюю, гиадокластит-осадочную толщи, как правило, ведет себя дискордантно по отношению к подошве аллохтона и нигде за его пределы не выходит (см. рис. 2). Эти данные в совокупности со сведениями об отсутствии серпентинитового материала в милонитах, позволяют предполагать, что совмещение толщ произошло до начала главного этапа шарьирования (до S_1n). В этом случае, зона милонитизации является современным выражением надвига, формировавшегося на ранних (океанических) стадиях развития региона.

Изучение офиолитов Киргизатинской синформы показывает, что:

1) гиадокластит-осадочные образования играют существенную роль в разрезе офиолитов; 2) в основании верхних толеитов появляются лавы ультраосновного состава; 3) в процессе формирования офиолитов небольшую роль играли дошарьяжные деформации; 4) распределение дайковых роев по площади и их внутреннее строение свидетельствуют о повторном спрединге рассеянного типа.

Внутреннее строение Ходжагаирских (Учкургонских) офиолитов

Ходжагаирские офиолиты располагаются в виде узкой полосы в междуречье рек Шахимардан и Исофайрам, занимая самую низкую часть предго-

рий Алайского хребта (см. рис. I-II). Здесь широко развиты ретронадвиги с крутыми падениями на юг, которые разделяют на отдельные фрагменты (тектонические чешуи, клинья, линзы и т.п.) ранее сформированный пакет тектонических пластин. На Ходжагаирский осколок офиолитового аллохтона с юга надвинуты силурийские песчано-сланцевые отложения - ретрошарьированный фрагмент подстилающей тектонической пластины. В зоне надвига, достигающей в ширину километра, сложно сочетаются тектонические клинья и линзы туффитов, лав, кремней, известняков, песчаников, алевролитов, лиственитов. В кремнях установлены радиолярии среднего-верхнего девона, а в туффитах - гониатиты нижнего карбона [4]. По надвику северного ограничения офиолиты надвинуты на верхнепалеозойскую молассу, породы которой в лежащем крыле надвига находятся в опрокинутом залегании.

Узкий, тектонически вырезанный, выход Ходжагаирских офиолитов почти совпадает по простираниям с отложениями, развитыми в нем. Поэтому разрез выглядит более редуцированным в сравнении с Киргизатинским. Его строение в современной структурной последовательности выглядит следующим образом (см. рис. 3-II снизу вверх):

Н и ж н я я т о л щ а имеет карбонатно-кремнисто-эффузивный состав, в целом очень сходный с разрезом аналогичной толщи Киргизатинской синформы (см. рис. 3-II-I). Она отличается значительной деформированностью. Наблюдаемая мощность может достигать сотен метров. Вышележащая часть разреза офиолитов отделяется от нижней толщи зоной милонитизации, ширина которой варьирует от первых метров до километра. Интенсивность переработки бывает столь велика, что наблюдается формирование динамометаморфических сланцев хлорит-эпидот-актинолитового состава.

К р е м н и с т о - ф т а н и т о в а я т о л щ а. В ее составе участвуют серые и темно-серые массивные фтаниты, чередующиеся с тонкослоистыми кремнистыми алевролитами (рис. 3-II-2). Фтаниты нередко перекристаллизованы и превращены в микрокварциты, так как они прогреты расслаивающими их дифференцированными силлами базит-ультрабазитового состава. Основание разреза исчезает в зоне милонитизации, а наблюдаемая мощность составляет многие десятки метров.

В средней части фтанитового разреза обнаружены конодонты хорошей сохранности *Ozarkodina clavula Uyeno et Barnes* - лландоверийский ярус нижнего силура. В самых верхних горизонтах выделены конодонты *Pandorinellina optima* (Mosk.) - нижний девон (ложковский-пражский ярусы). Столь значительный возрастной диапазон для толщи сравнительно небольшой мощности, скорее всего, свидетельствует о конденсированных условиях осадконакопления.

Постепенно, без каких-либо следов несогласия, фтаниты сменяются г и а л о к л а с т и т а м и.

Гиалокластиты основного состава мелко- и среднегалечной фракции

со значительным количеством осадочных прослоев (рис.3-П-3А). Обычно это зеленые песчаники, чередующиеся с алевролитами. Для тонкозернистых фракций характерны элементы градационной ритмичности. Среди таких прослоев нередки породы, обогащенные магнетитом (более 5%). Мощность пачки не превышает 150 м.

Гиалокластиты разногалечной фракции, но с явным увеличением роли валунных разностей (рис.3-П-3Б). Как правило, это целые базальтовые подушки или их крупные куски. Количество осадочных прослоев заметно уменьшается. Кремнистые песчаники и алевролиты образуют отдельные горизонты, обычно линзовидные, мощностью до 2-3 м. Общая мощность не менее 500-600 м.

Базальтовая толща (пикрит?-базальтовая), согласно сменяющая в разрезе гиалокластиты (рис.4-П-4). В общих чертах ее строение стереотипно: подушечно-трубовые лавы афировых, миндалекаменных, плагиофировых базальтов, нередко с вкрапленниками пироксенов. По условиям обнаженности низы разреза с достаточной степенью детальности изучить не удалось, может быть из-за этого не обнаружены лавы ультраосновного состава. Их присутствие возможно было бы ожидать исходя из идентичности описываемого разреза с соответствующей толщей Киргизатинских офиолитов. Кроме того, в аллювии ручьев такие породы наблюдались.

Дайковые и силловые комплексы. В офиолитовой пластине Ходжагаир выделяется несколько роев даек, которые в поперечнике не превышают 50-100 м. Межроевые пространства достигают первых сотен метров. В роях преобладают прямолинейные или слабоизгибающиеся дайки с простираниями 50-70° и с падениями в южных румбах под углами в 60-70°. Дайки разделены скринами сильно измененных гиалокластитов. В редких случаях наблюдаются серии типа "дайка в дайке", в состав которых входит обычно 2-3, реже 5-6 дайковых тел.

В роях участвует несколько генераций даек. Ранние представлены офиловыми плагиофировыми (иногда очень крупнопорфировыми) слабомагнитными габбро. Полная мощность колеблется от 3,5 до 10 м. В эндоконтакте со вмещающими образованиями постепенно появляются мелкозернистые габбро, а затем габбро-долериты. Ширина такой зоны может достигать 0,8 м. В закалке образуется десяти-пятисантиметровая зона мелкозернистых долеритов. Габбровые дайки имеют прямолинейные или слабоизгибающиеся контакты с конгломератами, реже - друг с другом. Им свойственны выдержанные залегания, отвечающие генеральному простиранию всего роя.

В одном из роев, располагающемся в 3 км восточнее родника Ходжаалма, обнаружены скрины размером в метры, реже десятки метров, сложенные серпентинизированными перидотитами с крупными кристаллами оливинов. Вмещающими породами для скринов являются габбро и габбро-долериты ранних генераций. Следовательно, правомерно пред-

полагать наличие самых ранних внедрений гипербазитового состава.

Габбро-долериты слагают дайки мощностью до 2,5 м с узкими (2–5 см) мелкозернистыми зонами закалки. В них отсутствуют порфировые зерна пироксена и плагиоклаза. Наличие закалок к габбровым дайкам указывает на то, что габбро-долериты представляют собой более позднюю генерацию. Суммарная мощность этих даек не превышает 10% от общей мощности даек роя. Им свойственны элементы залегания, характерные для роя.

Дайки, сложенные плагиофировыми долеритами, встречаются редко и составляют менее 5% общей мощности даек роя. Для них характерны мощности, не превышающие 2,5 м. Удалось зафиксировать секущий контакт плагиофировых долеритов с более ранними дайками габбро и габбро-долеритов.

Самые последние генерации представлены средне- и мелкозернистыми долеритами с афанитовыми закалками. Для таких даек характерна малая мощность – от 10 см до 1,5 м. По объему они составляют 30–35% от общей мощности даек роя. В отличие от более ранних генераций эти дайки нередко меняют свои залегания, по простиранию переходя в пологие тела и наоборот. Имеются случаи взаимного пересечения, а также слияния разноориентированных даек в одну. Мощность одной и той же дайки по восстанию может изменяться в 3 раза. Среди даек габбро-долеритов и особенно долеритов преобладают магнитные разности.

Таким образом, в роях наблюдаются четыре последовательно сменяющие друг друга генерации даек разного состава: пикриты(?) – габбро – габбро-долериты и плагиофировые габбро – долериты. Одновременно устанавливается отчетливое уменьшение мощностей даек от габбро к долеритам. Можно предполагать, что во времени идет уменьшение ширины раздвигания магмовыводящих трещин, сопровождаемое увеличением их числа. С этим можно связать петрографические вариации даек: габбро-долерит, плагиофировый долерит, долерит. Однако мало вероятно, что только этим фактором объясняется появление габбровых даек. В них имеются интрателлурические вкрапленники плагиоклаза (иногда пироксена), отсутствующие в остальных разновидностях, что свидетельствует о некотором отличии магмы габбровых даек.

Среди прослоев фтанитовой толщи в самых низах разреза распространены субвулканические тела, которые в современной структуре, как и вмещающие породы, залегают с простираниями 90–110° и с падениями на север под углами 50–70°. Иными словами, их морфология отвечает силлам. К сожалению, вторичные изменения затрудняют определение первоначального состава пород силла. Нижние части силла сложены породой, состоящей на 70–80% из тремолита-актинолита, 20–25% соскритизированного плагиоклаза и около 5% рудного минерала.

Выше по разрезу расположены породы, имеющие порфировидный облик и состоящие на 50–60% из крупных кристаллов оливина, по которым

развит серпентинит. Матрица выполнена хлоритом с акцессорным паргаситом. Данные породы сменяются порфиридовидными породами, состоящими на 45–50% из оливина. В их матрице появляется до 10% клинопироксена, кристаллы которого имеют таблитчатую форму и размер 0,2–0,3 мм. По клинопироксену развивается тремолит-актинолит.

Над этими породами расположено офитовое габбро, состоящее из соскритизированного плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала в интерстициях. По краям зерен клинопироксена развивается тремолит-актинолит. Иногда габбро приобретает такситовую текстуру с одновременным появлением амфибола. Обычно габбровая часть разреза редуцирована и присутствует только в верхней эндоконтактной зоне (мощность первые метры). Иногда габбро сохраняется только в виде широкоподобных участков диаметром до 1–2 м. В некоторых силлах габбровая часть может преобладать.

В силлах отчетливо видны нижние и верхние закалки. Габбро-перидотитовые силлы могут быть разделены перегородками (септами) фтанигов и кремнистых алевролитов от нескольких десятков метров до нескольких сантиметров. Септы по простиранию могут выклиниваться и тогда силлы контактируют друг с другом, формируя комплекс типа "силл в силле". В проанализированном примере получается, что силловый комплекс наращивается во времени вниз по разрезу. Следует особо подчеркнуть, что становление силлов не сопровождалось брекчированием или какими-либо другими деформациями вмещающих пород.

В редких случаях удается видеть, что из габбровой части силла вырывается дайкообразное тело мощностью более 3 м, явно секущее под прямым углом вмещающие осадочные отложения и уходящее в верхние горизонты разреза. Отчетливые эндоконтакты (закалки) сложены мелкозернистым агрегатом с порфиристыми вкрапленниками оливина и пироксена. Зона закалки сменяется мелкозернистым габбро (мощностью до 1 м), а затем, в центральной части, крупнозернистым оливин-пироксеновым габбро, которое неотлично от "материнского" габбро силла. В современной структуре дайка представляет собой полого падающее на юг тело (от 10 до 30°), осложненное флексуорообразными перегибами.

Кроме дифференцированных, широко распространены силлы мелко- и среднезернистых долеритов. Их мощность сравнительно невелика и редко превышает 1–1,5 м. Силлы долеритов распространены в той же части разреза, что и габбро-перидотитовые. Они залегают согласно с вмещающими фтанитами и гялокластит-осадочными породами или внутри габбро-перидотитовых силлов. Всегда наблюдаются отчетливые эндоконтакты с вмещающими породами. Долериты пластовых тел нередко непосредственно переходят в секущие тела. Долеритовый комплекс отвечает более поздней фазе внедрения в сравнении с габбро-перидотитовой.

Подобно дайкам Киргиз-Аты, дифференцированные силлы (вероятно, ранние генерации) обычно немагнитны или слабомагнитны (современная

их высокая намагнитченность связана с наложенной серпентинизацией). Поздние долеритовые силлы, как правило, сильно магнитны.

Суммарная мощность габбро-гипербазитовых и долеритовых силлов может превышать 50% общего объема пород фтанитовой толщи.

Структурные особенности. Породы, входящие в состав офиолитовой пластины Ходжагаира, деформированы неравномерно. Особенно препятствует расшифровке структуры обилие ретронадвигов, сформировавшихся на посторогенном этапе. Как правило, залегание офиолитов совпадает с общей vergence окружающих структур на север [3,4]. Есть все основания предполагать, что значительная часть деформаций, в основном выражающаяся в изменении падений от крутых до пологих ($25-30^\circ$), связана с послешарьяжным этапом герцинид Алайского хребта.

Важно, что в Ходжагаирском офиолитовом фрагменте присутствует зона милонитизации, идентичная по своему внутреннему строению и структурному положению аналогичной зоне Киргизатинской синформы, т.е. зона разделяет вулканогенно-кремнисто-карбонатную (структурно нижнюю) и гялокластит-осадочную (структурно более верхнюю) толщи. Есть все основания предполагать, что данное тектоническое нарушение имеет дошарьяжное происхождение.

Как и в других офиолитовых фрагментах в Ходжагаире лучше всего вычитываются послешарьяжные складчатые деформации. Например, отчетливая вертикальная кристаллизационная дифференциация в габбро-перидотитовых силлах, указывает, что их внедрение происходило в первично-горизонтальные полости при горизонтальном залегании вмещающих кремнисто-терригенных отложений. Современное структурное положение силлов является результатом складчатых послешарьяжных деформаций, произошедших, главным образом, в орогенный этап.

Итак, сопоставление многих элементов строения офиолитов Ходжагаира и Киргиз-Аты показывает их несомненное сходство. Оно ощущается даже в характере вещественных преобразований в процессе формирования верхних горизонтов офиолитовых ассоциаций.

Внутреннее строение офиолитов Сарталинского аллохтона

Разрез офиолитов Сартале - самый изученный в герцинидах Южного Тянь-Шаня, а результаты его исследований широко опубликованы [3,8,10,11]. Здесь наблюдается наиболее полный набор пород офиолитовой ассоциации и одновременно наименьшая их нарушенность. Благодаря этому объект является уникальным для всей герцинской зоны Южного Тянь-Шаня.

Офиолитовый аллохтон слагает ядро синформной складки, завершая разрез тектонических пластин, участвующих в складчатости (см. рис. I-III). Тектонические фрагменты нижних аллохтонов, обычно разрозненные, обнажаются в основном на северном крыле структуры. Весь пакет конформно залегает на одновременно деформированном автохтоне, пред-

ставленном палеозойскими карбонатными отложениями (подробнее см. [8]).

В обобщенном виде разрез Сарталинского аллохтона можно представить в следующем виде: (см. рис. 3—3 снизу вверх):

Комплекс пород меланократового фундамента, включающий в себя серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, редуцированный слой габбро (габбро-нориты и амфиболовые габбро), а также измененные габбро-долериты и долериты (см. рис. 3—3—1). Мощность составляет несколько сотен метров.

Кремнисто-алевролитовая толща, представляющая собой конденсированный разрез ордовика (см. рис. 3—3—2). Отложения несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегают на подстилающем меланократовом комплексе. Мощность не превышает 20—25 м.

Пикрит-базальтовая толща силурийско-девонского возраста (см. рис. 3—3—3). В ее основании залегают миндалекаменные базальты, нередко с пироксен-плагиоклазовыми вкрапленниками. Их мощность в максимальных пересечениях не превышает двух десятков метров. Нижние базальты сменяются пикритовыми порфиритами мощностью до 80—85 м. Выше них в разрезе преобладают стандартные подушечно-трубовые афировые и мелкопорфирные базальты с редкими горизонтами плагиопорфирных пород. В целом состав базальтов отвечает толеитам океанического типа. В разрезе неравномерно располагаются линзовидные прослои кремнистых пород мощностью в первые метры.

Общая мощность пикрит-базальтовой пачки составляет многие сотни метров.

Дайковые и силловые комплексы. При описании разреза отмечалось, что в составе океанического фундамента присутствует горизонт столь сильно измененного дайкового комплекса, что отдельные тела не вычитываются. Кроме того, следует иметь в виду, что даже если это действительно измененный аналог дайкового слоя (слой 2 В океанической коры), то в любом случае он древнее вышележащих лав. Следовательно, последние должны иметь свой комплекс, выводящий их на поверхность. Недостаточная изученность даек и силлов, синхронных лавам, во многом предопределяется неудовлетворительной для детальных исследований обнаженностью. Тем не менее, удалось установить наличие единичных даек, по своему составу отвечающих долеритам поздних генераций Ходжагаира и Киргиз-Аты. Стандартных пакетов типа "дайка в дайке" не встречено.

Кроме даек в вулканогенно-осадочном разрезе устанавливаются силлы плагиофирового и долеритового составов. Мощность первых может достигать 2—3 м, тогда как долеритовые силлы обычно не мощнее метра. Благодаря отчетливо выраженным эндоконтактам удается установить, что силлы испытали те же деформации, что и вмещающие их толщи.

Таким образом, в строении гипабиссальных тел Сартале, Ходжагаира и Киргиз-Аты угадываются черты сходства, выражающиеся в наличии дай-

ковых и силловых комплексов сходного состава и строения. Об отличиях говорить труднее, так как они могут быть связаны с недостаточной изученностью. В частности, совершенно очевидно, что пока нельзя говорить об отсутствии в Сартале комплексов типа "дайка в дайке", а тем более возводить это в ранг отличительной черты.

Анализ особенностей формирования офиолитов Алая

Разрезы рассмотренных офиолитовых фрагментов в целом отвечают строению коры океанического типа, но ни один из них полностью не идентифицируется с классическими разрезами. Выявляемые отличия отражают специфику истории формирования палеоокеанических областей, описание тектонических фрагментов которых приведено выше. Множественность аналогий и черт сходства не позволяет сомневаться в том, что Киргизатинские и Ходжагаирские офиолиты являются дезинтегрированными частями (фрагментами) одной и той же палеотектонической области и созидались в однотипных геодинамических условиях.

Первая трудность при расшифровке истории формирования рассматриваемых специфических офиолитов — отсутствие прямых данных о фундаменте, на котором начинали накапливаться гялокластит-осадочные и кремнисто-фтанитовые фации. Единственным доступным источником информации является состав серпентинитового меланжа, располагающегося в основании офиолитового аллохтона Киргизатинской синформы. Наличие в нем блоков серпентинизированных пород меланократового фундамента дает право предполагать существование достаточно зрелой океанической коры к началу накопления кремней и гялокластики.

Кремнисто-фтанитовые конденсированные толщи, сменяемые мощными гялокластит-осадочными отложениями, наращивающими первоначальный разрез океанической коры, являются следующей, второй по счету, особенностью данных офиолитов. Специфичность разрезов верхних горизонтов выражается прежде всего в появлении ультраосновных подушечных лав, тяготеющих к низам вулканогенных толщ.

Очевидно также, что оба офиолитовых фрагмента в отличие от классических стереотипов не имеют в своем составе сплошного слоя "дайка в дайке". Здесь дайки концентрируются в систему роев, в которых могут иметь место локально развитые серии типа "дайка в дайке". Строение дайкового и силлового комплексов указывает на решающее значение рассеивания спрединга. Таким образом, получается, что достаточно зрелая океаническая кора, сформировавшаяся в условиях срединно-океанического хребта, попала в обстановку повторного раздвигания, а специфика Киргизатинско-Ходжагаирских офиолитов предопределяется возникновением спрединга рассеянного типа.

Совсем особняком в составе офиолитов стоит структурно нижняя толща лав и осадочных отложений, установленная как в Киргизатинском, так и Ходжагаирском аллохтонах. Она оторвана от остального

разреза зоной надвига (милониты), в нее не проникают дайковые рои, и, скорее всего, эта толща формировалась в палеотектонической обстановке, принципиально отличавшейся от обстановок, свойственных для других частей офиолитового разреза. Недостаточные вещественные и возрастные характеристики не позволяют пока оценить ее место в офиолитовой ассоциации. Не исключено, что данную толщу можно будет идентифицировать с ранними островными дугами.

Сарталинские офиолиты тоже обладают чертами отличия от классического стереотипа. Подробно они рассматривались ранее [8]. Для Сарталинских офиолитов характерна длительная история формирования, в которой накоплению вулканогенной части разреза предшествовали ранние деформации фундамента. Кроме того существовал этап конденсированного кремнистого осадконакопления, а габбро-долеритовый "слой" не являлся корнями вышележащих пикрит-базальтовых комплексов. Зоны магмовыведения для них пока изучены слабо, но явное появление синхронных даек и силлов, ранее малоизвестных для данных офиолитов, позволяет предполагать и здесь существование условий повторного спрединга.

С другой стороны, есть отличия в строении Сарталинских офиолитов от Киргизатинско-ходжагаирских. В Сарталинском разрезе конденсированные осадки, перекрывающие океанический фундамент, имеют ордовикский возраст. Аналогичного типа кремнисто-фтанитовые отложения Ходжагаира и Киргиз-Аты, по нашим данным, формировались на протяжении всего силура и в раннем девоне.

Таким образом, относительно слабо нарушенные комплексы, располагающиеся в герцинидах Туркестано-Алая, представляют собой тектонически перемещенные предположительно разновозрастные фрагменты палеоокеанических структур, развивавшихся в сложных палеогеодинамических структурах рассеивания спрединга.

Краткие результаты палеомагнитного изучения

Для петро- и палеомагнитного изучения, магнитотектонических реконструкций велись широкие измерения магнитной восприимчивости всех типов пород непосредственно в обнажениях. Уотбраны ориентированные образцы эндоконтактов немагнитных и магнитных даек из прослоев терригенных осадков, обогащенных магнетитом, из краев подушек и труб, дифференцированных силлов и обожженных ими вмещающих осадочных пород. Отбор производился в пределах Киргизатинского, Ходжагаирского и Сарталинского офиолитовых аллохтонов из неавтохтонных терригенных отложений карбона. Непосредственно в поле из штуфов выпилены кубики, измерены естественная остаточная намагниченность пород (I_n) и ее компоненты после температурной чистки (Т-чистка) от 300° до 500° . Чистка выполнялась в специальной печи, помещенной в трехлольный магнитный экран из пермаллоя. В лаборатор-

ных условиях на представительных образцах выполнены измерения серии магнитных свойств, проведен микросондовый анализ рудных зерен, непрерывная Т-чистка до 600°C с построением диаграммы Зийдерверльда, измерены коэрцитивные спектры (тест N_T Шолпо-Лузяниной), предварительно оценены величины палеонапряженности.

По данным термомагнитного анализа ферромагнитные минералы представлены, главным образом, магнетитом, окисленным нередко до маггемита. Этот магнетит по данным микросондирования является продуктом вторичного изменения первичномагматического титаномагнетита (ТМ). Причем характер изменений первичного ТМ подобен как в магнитных, так и немагнитных разностях магматических пород. Это означает, что существенные вариации содержания магнетита от ранних генераций немагнитных пород даек и силлов до поздних магнитных, вполне возможно, отражают первичные вариации содержания ферромагнитных минералов. После Т-чистки на всех объектах выделяются две основные стабильные компоненты I_n древнего происхождения (А и В).

Компонента А - явно додеформационная (улучшение сходимости векторов после введения поправки за залегание пород) по данным пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки среднее палеомагнитное направление для всех трех участков единое - склонение 140°, наклонение 39°. Компонента А является основной в лавах и гиадокластитах Киргиз-Аты, части осадков Ходжагаира и лавах Сартале, в небольшой части даек Киргиз-Аты.

Компонента Б - явно последеформационная, введение поправки за залегание пород резко ухудшает сходимость векторов (табл.1); ее среднее направление-склонение 142°, наклонение - 53°. Компонента Б наиболее ярко выделяется в дайках Киргиз-Аты. Наиболее вероятно компонента Б связана с широким ореолом метаморфизма, вызванного пермским гранитоидным магматизмом. По мере удаления от гранитоидов, вклад компоненты Б уменьшается (участок Ходжагаир, расстояние до гранитоидов 15 км) и совсем исчезает (участок Сартале, более 20 км до выходов гранитоидов). В ряде случаев палеомагнитные направления занимают промежуточное положение между компонентами А и Б, так как в большей или меньшей мере сохранилась додеформационная часть. Обе компоненты А и Б - обратной полярности и близки по направлению (табл.2).

Тест термоостаточной намагниченности Шолпо - Лузяниной показывает, что среди пород, в I_n которых преобладает компонента Б, $N_T \leq 0,23$, т.е. стабильная часть I_n их не является термоостаточной, тогда как среди пород, в I_n которых главенствует компонента А, преобладает $N_T \geq 0,27$, что говорит о термической природе стабильной части I_n . Так как носителем компоненты А является магнетит, то она приобретает при температурах не ниже 580°C. В ряде образцов видны структуры распада ТМ, из состава ячеек и ламелл которых следует,

что температуры распада были не ниже 600°C (термометр Линсдли). Судя по таким высоким температурам образования магнетита и его намагниченности, стабильная часть $I_{\text{д}}$ близка первичной.

Из анализа палеомагнитных данных следует:

1. Аллохтонные пластины офиолитов надвигались на континентальную окраину как единое целое без существенных деформаций.

2. Ось спрединга (судя по простиранию даек, реконструированному по палеомагнитным склонениям) имела простирание 340° , палеоширота района - 22° с.ш. Древние простирания даек Ходжагаира - субширотные - отличаются от простираний оси спрединга.

3. Сравнение наших данных с имеющимися палеомагнитными данными по соседней территории показывают очень близкие палеомагнитные направления для синхронных пород соответственно перми, карбона и девона, находящихся южнее Талассо-Ферганского разлома (см. табл. 2, Ферганский блок), и существенное их отличие от палеомагнитных направлений пород, находящихся севернее Талассо-Ферганского разлома (см. табл. 2, Казахстанская плита). Различие определяется прежде всего разворотом склонений (а значит и поворотом блоков) Ферганского против часовой стрелки на 40° и Казахстанского - по часовой стрелке на 50° . Эти события произошли после пермского периода. В течение девона-перми относительное положение Ферганского блока и Казахстанской плиты заметно не менялось.

Отмеченное сходство палеомагнитных направлений говорит о том, что в девоне новообразование земной коры происходит близ окраины Ферганского блока, при этом ось спрединга располагалась под углом 20° к окраине Ферганского блока. Расхождение направлений подчеркивает отсутствие связи между движениями Казахстанской плиты и повторным спредингом. В карбоне спрединг прекратился и Алайская зона двигалась в дальнейшем вместе с Ферганским блоком и Казахстанской плитой в северном направлении. Величина этого перемещения по широте составила $5-8^{\circ}$. Позднее произошли интенсивные деформации толщи офиолитов. Причем смятие пород происходило главным образом в результате сжатия (поворотов вокруг горизонтальной оси), что видно по незначительным расхождениям палеомагнитных склонений (додеформационных) в регионе от Киргиз-Аты до Сартале. На этом фоне возможны небольшие локальные развороты, выразившиеся в колебаниях средних склонений по участкам примерно от 125 до 155° . Например, в районе рек Киргиз-Аты и Чачме такие повороты следуют за простиранием даек. Так, на левобережье р. Киргиз-Ата надежное палеомагнитное склонение по гялокластитам 127° , а на левобережье р. Чачме - 141° , т.е. разница на 14° , а средние простирания даек соответственно 100 и 120° .

4. В районе Сартале сходимость направлений стабильных компонент между немагнитными лавами, подвергшимися зеленокаменному переорождению, магнитными относительно слабо измененными лавами и обож-

Т а б л и ц а I. Палеомагнитные направления офиолитов Алая после Т-чистки образцов до 500°C

Образец	Породы	Возраст	Залегание	N/n	D _c	I _c	K _c	a ₉₅	D _a	I _a	K _a	a ₉₅	Компо- нента	
р. Киргиз-Ата														
AM-44-60	Песчаники, алевролиты	C ₂	160-220 / 30-40	6/18	167	-32	10,7	21,3	147	-49	8,9	25,5	A	
AB	" "	C ₂	5/60	2/2	54	-45	13,7	68	135	-52	13,7	68	A	
AM-I-27	Пиллоу-базальты из гиа- локластита	Девон?	150/50	1/21	144	-27	9,3		127	-38	9,3		A	
AM-45-50	Пиллоу-базальты	Девон?	150-210/50-60	7/11	140	7	2,9	39	131	-32	7,7	21	A?	
AM-I-51	Дайки диабазов	Девон?	?	75/75	140	-68	3,4	10,6	?	?			B	
AM-3,16	" "	"	?	51/51	143	-57	11,5	6,2	?	?			B	
AM-I-4	Алевролиты, гиадокластиты	D ₁	130-180/50-80	4/10	195	-51	5,2		295	-52	4,1		B	
р. Чачме														
AЧ-27-28	Пиллоу-базальты	Девон	120/65	14/14	214	-24	3,9	23	239	-12	4,0	22,6	A+B	
AЧ-26	Пиллоу-базальты, дайки	"	130/75	5/15	168	-2	5,0	19	194	-48	5,5	18	A+B	
AЧ-25	Дайки и обожженные ими алевролиты, песчаники	"	135/75	10/15	155	1	13,0	11	185	-65	9,3	13,2	B+A	
AЧ-I-14	Дайки	"	30/23	15/15	158	-46	14,6	10,4	173	-31	14,6	10,4	B	
AЧ-I6-24	Дайки и обожженные ими песчаники, алевролиты	"	110-140/80	6/6	150	-56	16,0	17,2	285	-41	16,0	17,2	B	
AЧ-I5a-л	Обломки пиллоу-базальтов из гиадокластита	"	100/50	1/10	131	-1	47,5	7,1	143	-44	47,5	7,1	A	
AЧ-I5m-ц	То же	"	30/23	1/8	117	-35	8,7	19,8	139	-35	8,7	19,8	A	
р. Чиле														
AI-I	Пиллоу-базальты	Девон?	150/70	11/11	161	63	13	13	159	-10	13	13	A (+B)	
AI-2	" "	"	125/75	10/10	189	40	11,6	14,7	173	-28	11,6	14,7	A (+B)	
AI-9	Дайки диабазов	"	150/73	8/12	139	40	12,1	14,5	136	-33	12,1	14,5	A	
р. Ходжагаир														
AX-2-4	Обломки пиллоу-базальтов из гиадокластита	Девон?		3/49	336	-19	2,1	19,4						
р. Саргале														
AT-I	Пиллоу-базальты	Девон?	0/70	16/16	46	-50	18,7	8,7	146	-39	25,3	7,5	A	
AT-2,3	Силлы диабазов и обож- женные ими осадочные породы	"	3/65	2/14	14	-48	49,1	5,7	162	-69	59,4	5,2	A+B	
Среднее по группам образцов, где преобладает компонента А					12	100	-30	2,4	35,5	152	-41	20,1	9,9	A
Среднее по группам образцов, где преобладает компонента Б					5	160	-57	29,8	11,4	209	-71	3,8	32,3	B
Пересечение кругов перемагничива- ния, преобладает компонента А					45				140	-39	49,1	3,1	A	
Пересечение кругов перемагничива- ния, преобладает компонента Б					42	142	-53	56,7	2,9				B	

Примечание. залегания - азимут и угол падения пластов, средний или пределы; N - число тел, n - число штудфов; D_c, I_c и D_a, I_a - склонение и наклонение стабильной части естественной остаточной намагниченности в современных координатах (с) и древних (а - после введения поправки на элементы залегания пород); K - кучность векторов и a₉₅ - угол доверия (статистика Фишера); компонента: А - преобладание додеформационной компоненты в стабильной части I_n, Б - преобладание древней (пермской?) последеформационной компоненты, С - преобладание современной компоненты.

Т а б л и ц а 2

Сравнение палеомагнитных характеристик девонских офиолитов Алая с сопредельными блоками

Регион	Девон					Карбон					Пермь					Источник
	N	Ф	Л	A ₉₅	ψ _m	N	Ф	Л	A ₉₅	ψ _m	N	Ф	Л	A ₉₅	ψ _m	
Офиолиты Алая	3	52	326	3	22	I	60	334	I6	30	3	59	34I	3	33	наши данные
Ферганский блок	2	54	320	40		3	54	323	I8		3	52	33I	8		[I2]
" "	3	53	322	I4	22	4	56	325	I2	25	4	54	333	7	28	[I2] и наши данные
Казахстанская плита	I	43	204	7	6	7	66	I94	3	27	4	50	I6I	7	3I	[I2]
Таримский блок	I	II	I5I	8	I	I	52	I80	II	23	I	56	I90	5	2I	[I7]
Восточно-Европейская плита	4	5	I34	9	24	37	37	I66	3	2I	7I	43	I64	2	25	[I2]

П р и м е ч а н и е. N - количество определений; Ф, Л - широта и долгота палеомагнитного полюса; A₉₅ - радиус круга доверия; ψ_m - палеоширота (вычислена для точки с координатами φ = 42° с.ш. и λ = 72° в.д.).

женными на контакте с силами осадками этой же толщи, наилучшая, если не учитывать локальных элементов залегания лав, связанных по всей вероятности, с первичными условиями их излияния. Среднее палеомагнитное направление очень близко к направлению А.

5. Первичная слабая намагниченность силлов перидотитов близка компоненте А, тогда как намагниченность, связанная с серпентинизацией пород, ближе к направлению Б.

6. Гиалокластиты Киргизатинской структуры слагались в горячем состоянии и стабильная компонента их I_n близка первичной. С другой стороны, гиалокластиты Ходжагаира формировались при температурах заметно ниже точки Кюри материала. Следовательно, обломки лав в этих гиалокластитах ведут себя как гальки в конгломератах — распределение направления стабильных компонент их I_n близко к хаотическому (см. табл. I).

Предполагаемая модель формирования офиолитов Алая

Очевидно, что рассмотренные фрагменты офиолитов представляют собой тектонически разобщенные части Туркестанского палеоокеана. Его кора формировалась в течение длительного времени, неоднократно попадая в условия спрединга и подвергаясь ранним деформациям. К началу ордовика (возможно и ранее) в Туркестанском палеоокеане сформировалась первичная океаническая кора, включавшая породы слоя 2 Б (долериты и габбро-долериты), габброиды третьего (габбро-нориты и амфиболовое габбро) и дунит-гарцбургитовый комплекс четвертого слоев. Вполне вероятно, что существовали базальты (слой 2 А) и допустимо существование океанических осадков (слой I), но в офиолитовых разрезах герцинид Алая они не сохранились.

По-видимому, древняя океаническая кора подверглась деформации и размыву (скорее всего подводному), в результате чего была смыта верхняя часть коры (второй слой), которая в виде обломочного материала (осадочные пачки Киргизатинского и Ходжагаирского разрезов) накапливалась во впадинах. Пока нет определенных данных, которые позволили бы говорить о характере деформации. Ясно только, что она связана с геодинамическими условиями растяжения и неравномерным раздвиганием блоков, в результате чего могли образовываться локальные структуры, в которых создались условия для конденсированного осадконакопления (кремнисто-фтанитовые формации) при отсутствии проявлений вулканической деятельности. Трудно пока сказать, одновременно ли такие условия возникли для Сартале и Киргиз-Аты-Ходжагаира, так как возрастная корреляция страдает лагунами, но однотипность ситуации, пусть даже не синхронная, очевидна.

Процесс частичной и, скорее всего, не повсеместной деструкции первичной океанической коры сменился этапом созидательного раздвигания — повторным спредингом. Он явно отличается по своему стилю от стан-

дартного спрединга срединно-океанических хребтов. Повторный спрединг характеризуется моментом рассеивания, структурно-морфологически выраженном в существовании многочисленных разобщенных зон магмовыведения, зафиксированных сложно построенными дайковыми роями.

Результатом повторного спрединга явилась новая океаническая кора усложненного типа, в разрезе которой особенно специфичен второй слой. К этому и более позднему этапам относится полученная нами палеомагнитная информация.

В Киргизатинско-Ходжагаирских структурах кремнистое осадконакопление сменяется формированием мощных толщ, в составе которых преобладающая роль принадлежит пульверизационной гиалокластике, что, скорее всего, свидетельствует о перенасыщении магмы газовой фазой. В Сарталинских офиолитах "гиалокластитовый" этап отсутствует. Тем не менее, дальнейшая история формирования Сарталинских и Киргизатинско-Ходжагаирских офиолитов снова становится сходной, но при этом продолжает оставаться смещенной во времени.

Лавовые комплексы созидающегося обновленного второго слоя начнутся ультраосновными лавами, которые в Сартале изливались, вероятнее всего, в силуре, а в Киргиз-Ате-Ходжагаире - в девоне. Массовый вулканизм начинают толеиты, прошедшие некоторую кристаллизационную дифференциацию. В дальнейшем интенсивность раздвигания увеличивается, и изливаются минимально дифференцированные толеиты. Им отвечают афировые лавы верхних частей вулканогенных разрезов.

Есть основания предполагать, что процесс раздвигания (повторный спрединг) в Туркестанском палеоокеане был неравномерен. Если в бассейне рек Киргиз-Ата-Чиле (Киргизатинский офиолитовый фрагмент) фиксируется много широких дайковых роев, то в долине р.Ходжагаир эти рои значительно менее плотные, имеют меньшую мощность и разделены более широкими промежутками, лишенными даек. В самой западной части офиолитового фрагмента Ходжагаир отмечаются лишь единичные разноориентированные дайки. С другой стороны, именно здесь в условиях повторного раздвигания широкое развитие получают силловые комплексы, и что особенно важно - дифференцированные. Это связано с тем, что при возрастающей мощности коры, а здесь она увеличена на объем первичных комплексов, магма поднимается через усложняющуюся систему промежуточных магматических камер, остатками которых являются силлы. Кроме того, можно предположить, что мы последовательно переходим от главной зоны рассеянного спрединга и магмовыведения к ее флангу. Если в Киргизатинских офиолитах (главная зона) раздвигание сопровождалось образованием множественных, но рассредоточенных вертикальных магмовыводящих трещин, то на фланге (Ходжагаирский фрагмент) происходило отслаивание горизонтальных полостей.

Поступавшая на фланги магма габбро-перидотитового состава, по-видимому, содержала большое количество твердой фазы и представляла

собой "кашу", состоящую из зерен оливина и пироксена в остаточном расплаве. На это указывает специфика пород силлов и их даек, особенно хорошо проявившаяся в закальных зонах. Можно думать, что эта магма является кумулюсным остатком, возникшим при начальной дифференциации в первичной магматической камере. В осевой зоне спрединга, где была вскрыта кровля этой камеры, происходило излияние пироксен-плагиофировых базальтов (ранние фазы), а на фланги поступал глубинный материал - результат этой дифференциации. Следовательно, петрологическая специфика в условиях повторноспрединговых структур выражается в создании особых ситуаций, в которых на ранних стадиях происходит выплавка ультраосновной магмы. Она поступала со значительным количеством твердой фазы в виде зерен оливина и пироксена в остаточном расплаве. В процессе развития повторного спрединга происходила новая выплавка толеита, что соответствует смене дифференцированных пород на минимально дифференцированные базальты.

Зоны повторного раздвигания, приводящие к новообразованию океанической коры на океанической же коре, - явление слабо изученное. Современные аналоги следует искать во внутриокеанических структурах типа впадины Наури или плато Манихики [16]. Вполне возможно, что повторный спрединг характерен для краевых морей не междуугового типа. В палеоокеанических структурах повторные раздвигания обнаруживаются на Троодосе, на Урале, в Корякском нагорье [15].

Вполне вероятно, что в девонское время, т.е. в некоторой степени синхронно с этапом обновления океанической коры Туркестанского палеоокеана, начали развиваться островные дуги. Их фрагменты, возможно, обнаруживаются в офиолитовых пластинах Киргиз-Аты и Ходжагаира. Это выделившаяся в подошве аллохтонов структурно нижняя толща вулканогенно-осадочного состава. Окончательная расшифровка палеоструктурной принадлежности этих толщ поможет ответить на вопрос, в какой обстановке формировались океанические области с повторным спредингом рассеянного типа.

Совмещение предполагаемых островных дуг и преобразованных океанических областей произошло рано, во всяком случае, до закрытия Туркестанского палеоокеана. Такая точка зрения находится в соответствии с фактом отсутствия серпентинитового материала в милонитах древней зоны обдукции. Это означает, что надвигание развивалось только в верхних горизонтах коры, не захватывая гипербазитовую часть. При этом очевидно, что океанические комплексы обдуцировались на островодужные.

В последующем сформировавшийся пакет тектонических пластин был надвинут на карбонатные отложения параавтохтона. Это происходило на этапе главного (доскладчатого) шарьирования ($S_1n-S_2m_1$). Дальнейшие тектонические преобразования офиолитов целиком связаны со складчатостью и постороженным этапом ретрошарьирования.

Л и т е р а т у р а

1. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
2. Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.(мл.). Океаническая кора вариспид Урала и Тянь-Шаня // Сов.геология. 1974. № 3. С.23-36.
3. Буртман В.С., Клишевич В.Л., Куренков С.А. и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // Докл. АН СССР. 1977. Т.237, № 3. С.668-671.
4. Буртман В.С., Бакиров А.Б., Бискэ Г.С. и др. Тектоника вариспид Тянь-Шаня // Путеводитель экскурсии 032 XXУП Междунар. геол. конг. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С.1-74.
5. Диденко А.Н., Кориневский В.Г., Куренков С.А. и др. Комплекс параллельных даек Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1984. С.80-101.
6. Котова Л.Н. Гиалокластиты Алайского хребта // Докл. АН СССР. 1975. Т.224, № 1. С.171-174.
7. Котова Л.Н. Гиалокластиты ультраосновного состава в Южно-Тяньшаньском офиолитовом поясе // Там же. 1977. Т.232, № 6. С.1391-1394.
8. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 95 с.
9. Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С.3-17.
10. Макарычев Г.И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1978. 196 с.
11. Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. Северные предгорья Алайского хребта // Офиолиты в земной коре. М.: Наука, 1973. С.8-17.
12. Палеомагнитные направления и положение палеомагнитных полюсов: Каталог / Под ред. А.И.Храмова. М.: ВИНТИ, 1984. 40 с.
13. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Куренков С.А. Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С.83-99.
14. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных регионов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛПУ, 1973. 214 с.
15. Пушаровский Ю.М. Проблемы современной тектоники // Геотектоника. 1986. № 1. С.3-19.
16. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Спрединг в развитии океанических структур // Докл. АН СССР. 1985. Т.280, № 1. С.182-185.
17. Bai Y., Chen G., Sun Q. et al. Late paleozoic polar wander parth for the Tarim block and tectonic significance // Seis-mol. and Geol. 1985. Vol.7, N 1. P.71-79.

В. Г. Николаев

Процессы рифтогенеза широко распространены на поверхности Земли [3, 8, 10 и др.]. Хорошо изучен магматизм рифтовых зон, их глубинное строение и некоторые другие параметры. Анализ строения осадочных комплексов, выполняющих рифты, основанный, прежде всего, на рассмотрении временных сейсмических разрезов, позволяет осветить еще одну сторону.

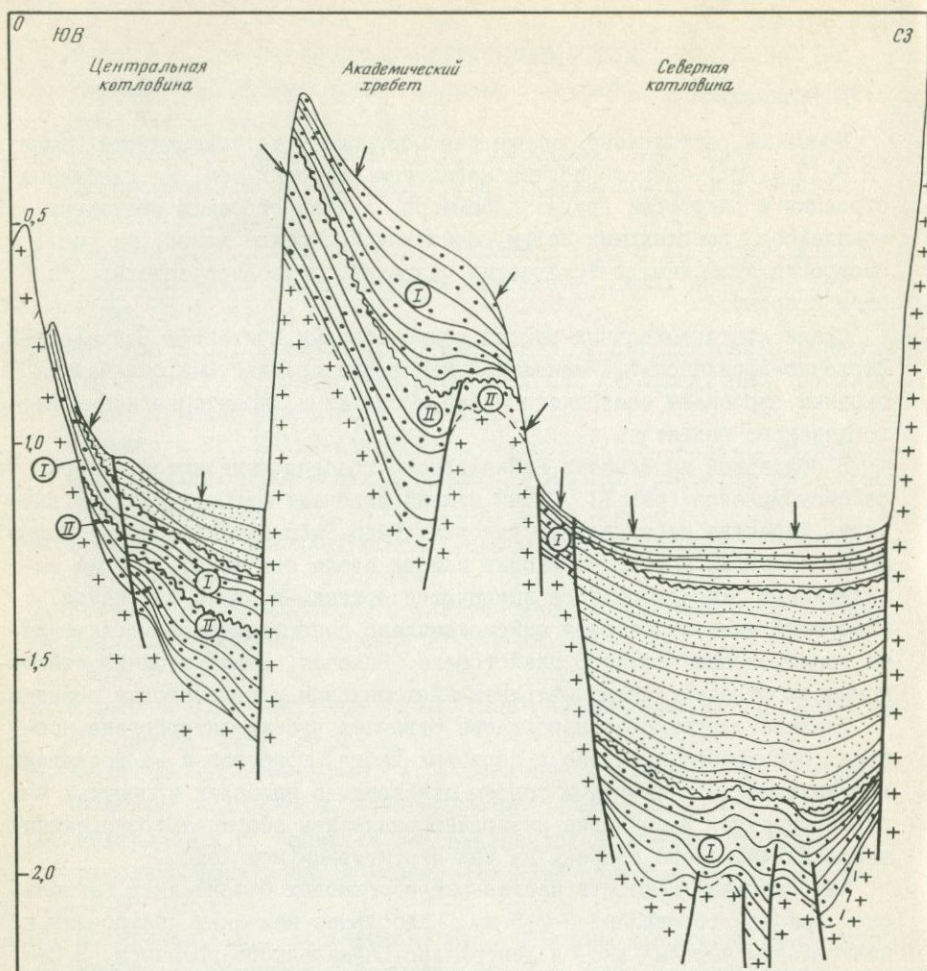
Среди континентальных рифтов тектонотипами считаются Байкальский, Восточно-Африканский, Рейнский и некоторые другие. Они отличаются сходным строением осадочного чехла и близкими характеристиками геологического развития.

В осадочном выполнении Байкальского грабена выделяются четыре сейсмокомплекса (рис. 1). Самый нижний отвечает миоцену-нижнему плиоцену. Вероятно на отдельных участках (Южно-Байкальский грабен, Малое Море) в состав комплекса входят палеогеновые отложения. Осадки вышележащего сейсмокомплекса датируются средним-верхним плиоценом. Следующий выше по разрезу сейсмокомплекс сопоставляется с отложениями эоплейстоцена-нижнего плейстоцена. Наконец, самый верхний сейсмокомплекс отвечает средне-верхнеплейстоценовым и голоценовым осадкам.

Главное структурное несогласие отвечает рубежу антропогена-неогена. Оно хорошо выражено в бортовых частях грабенов и на поднятиях и уменьшается, а иногда и совсем исчезает, в наиболее прогнутых частях структур. Несогласие позволяет разделить неоген-антропогеновый чехол Байкальского грабена на два структурных комплекса.

Максимальная мощность неоген-антропогеновых отложений в Байкальском грабене составляет 3-3,5 км. Наибольшие значения приурочены к центральным частям Южно- и Центрально-Байкальского грабенов. В Северо-Байкальском грабене мощность отложений составляет 1,5-2 км. Сокращенные мощности отмечаются для горстов Академического хребта и Посольского (соответственно 1 и 0,5 км). Нижний структурный комплекс имеет максимальные мощности в Южно- и Центрально-Байкальском грабенах. В Северо-Байкальском грабене осадки этого комплекса практически отсутствуют. Максимальные мощности отложений верхнего структурного комплекса отмечены в Северо-Байкальском грабене, а в южных частях Байкальской впадины они сокращаются.

Байкальский грабен заложился в раннем миоцене (отдельные участки - в палеогене). В течение неогена территория грабена испытывала конседиментационное погружение. В это время за счет медленного дифференцированного опускания формировались пологие структуры, осложненные разломами и флексурами. О конседиментационном развитии свидетельствует постепенное уменьшение углов наклона слоев вверх по



Р и с. 1. Интерпретация сейсмического профиля через центральную часть Байкала

I - антропогенные осадки; 2 - неогеновые осадки; 3 - донеогеновый акустический фундамент; 4 - слои осадков (проведенные по осям синфазности на временных разрезах НСП); 5 - угловое несогласие; 6 - разломы; 7 - места отбора проб осадков; 8 - комплекс верхнего, частично среднего, плиоцена; 9 - комплекс миоцена - нижнего-среднего плиоцена

разрезу, постепенное утонение отдельных горизонтов от крыльев к сводам мелких положительных структурных форм и к южным бортам крупных отрицательных структур. Конседиментационным было развитие крупных сбросов по северным и северо-западным бортам структур, что хорошо фиксируется по слоям, прислоняющимся к плоскости сброса, по другую сторону которой расположен акустический фундамент (скорее всего, докембрийские кристаллические породы). Слои осадочного чехла под разными углами прислоняются к плоскости сброса, но углы постепенно уменьшаются вверх по разрезу, тогда как мощности слоев остаются практически без изменений. При постседиментационном развитии разлома слои чехла должны были приобрести угол наклона, одинаковый по всему разрезу.

Антропогенный этап развития Байкальского грабена характеризуется резкими импульсами опусканий по бортовым разломам, в результате которых формировались глубокие (во время самого последнего импульса — глубоководные) котловины, впоследствии заполнявшиеся осадками. Слои верхнего структурного комплекса по северо-западным бортам грабенов прислоняются к подстилающему субстрату, а по юго-восточным бортам наблюдается небольшое утонение отдельных горизонтов, т.е. при заполнении котловин осадками происходило небольшое конседиментационное прогибание без разрывных нарушений. Роль последнего при формировании структур несоизмеримо мала по сравнению с резкими доседиментационными опусканиями по сбросам.

Осадочный чехол грабена Танганьики, являющегося частью Танганьикской зоны западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, представлен неоген-антропогенными отложениями мощностью более 1,5 км [1,8]. Осадки залегают почти не деформированно. В наиболее прогнутых частях мульд углы наклона слоев близки к горизонтальным. Слои полого воздымаются к бортам грабена и межмульдовой перемычке. Около восточного борта и горста углы наклона не превышают 10° , а вблизи западного борта и разрывных нарушений они достигают нескольких десятков градусов. По мере приближения к поднятиям слои испытывают постепенное утонение, а на сводах отдельных мелких положительных структур часто полностью выклиниваются. В сторону западного борта (сейсмические профили в районах городов Моба и Тембе) мощность слоев не меняется, они, скорее всего, испытывают прислонение к плоскости сброса.

В самой верхней части разреза выделяется маломощный комплекс (до 300–350 м), слои которого прислоняются к отложениям нижележащего комплекса. Верхний комплекс приурочен к центральным частям мульд и датируется антропогеном. Неоген-антропогенные отложения нарушены многочисленными сбросами с субвертикальными плоскостями. Среди них можно выделить две генерации: конседиментационную и постседиментационную [II].

В неоген-антропогенных отложениях грабена Киву, расположенного

чуть севернее грабена Танганьики, выделены два комплекса, разделенных угловым несогласием, не превышающим первые градусы. Нижний из них выполняет наиболее прогнутые части и отсутствует на внутриграбеновом горсте. Комплекс в целом и слагающие его слои осадков испытывают постепенное утонение от центральной части грабена к его бортам. При наличии сброса слои нижнего комплекса ограничиваются его плоскостью. Отсутствие четкой сейсмозаписи вблизи плоскости сброса позволяет предположить их крутой наклон ($> 30^\circ$) и сделать вывод о постседиментационном опускании по сбросу. Близкая картина для нижнего комплекса наблюдается в других мульдах.

Верхний комплекс отложений распространен в северной части грабена и перекрывает погруженный горст. Его слои залегают практически горизонтально, а в нижней части разреза испытывают либо прислонение к кристаллическим породам фундамента, либо налегают на неогеновые осадки. Самые верхние слои комплекса полностью параллельны рельефу дна озера.

Грабены Танганьики и Киву заложены в миоцене. В течение позднего миоцена-плиоцена территория испытывала дифференцированное конседиментационное прогибание и накапливались осадки озерного генезиса. Прогибание осложнялось сбросами, сосредоточенными по бортам структур и на внутренних поднятиях. В это же время на соседних участках (район Букаву и др.) происходило извержение лав преимущественно основного состава. Примерно на рубеже неогена-антропогена дно бассейнов резко опустилось, причем в некоторых случаях по крутым разломам. Амплитуда опускания около одного километра. Образовавшиеся относительно глубоководные котловины заполнялись осадками, слои которых прислонялись к подстилающему субстрату. Именно в это время сформировался структурный план грабена. В конце плейстоцена в основном на межграбеновых перемычках, но частично и на территории грабена проявился еще один импульс вулканической активности с накоплением резко дифференцированных вулкаников (основные-ультраосновные и кислые-ультракислые). Синхронно с этим импульсом в конце плейстоцена в грабенах образовались постседиментационные сбросы. Амплитуда опускания по ним составила до 500 метров. Воздымание плеч грабенов за плейстоцен оценивается в I-I,5 км [8]. Б.Кинг [6] подчеркнул, что морфология кайнозойских рифтов Восточной Африки является главным образом результатом плейстоценового сбросообразования.

Верхнерейнский грабен выполнен кайнозойскими осадочными образованиями мощностью до 3-3,5 км. Они по наличию небольшого несогласия делятся на два комплекса. Нижний относится по возрасту к палеогену-нижнему миоцену, верхний датируется плиоценом-антропогеном. Отложения в центральной части Верхнерейнского грабена залегают практически горизонтально, слабо (до первых градусов) воздымаясь к бортам. По простиранию грабена наблюдается общий наклон слоев к северу, ко-

торый также не превышает первых градусов. Только в районах, где развита соляная тектоника, углы наклона слоев увеличиваются до 20–30°. Такие же, а иногда и более крутые залегания отмечены в зонах разломов.

Разломы, широко развитые в Верхнерейнском грабене, имеют преимущественно северо-северо-восточное простирание и протягиваются почти на всю его длину. По своим характеристикам они относятся к нормальным сбросам с амплитудой от первых сотен метров до нескольких километров и углами наклона плоскостей от 50 до 70°. Плоскости сбросов падают от бортов к осевой зоне грабена, часто разветвляясь. Иногда основные сбросы осложнены компенсационными сбросами с противоположным падением плоскости сместителя. По данным бурения и сейсмических исследований некоторые разломы прослежены до глубины 7 км без изменения наклона плоскости сброса [8].

Верхнерейнский грабен заложился в начале эоцена на эродированной поверхности мезозойского чехла [5, 14 и др.]. В эоцене происходило накопление относительно маломощных озерных осадков. Конгломераты, развитые вдоль бортов структуры, свидетельствуют о конседиментационном относительном опускании [8]. В раннем олигоцене область погружения расширилась и захватила северный сегмент грабена. Погружение шло дифференцированно и сопровождалось развитием конседиментационных сбросов. В позднем олигоцене погружение замедлилось. Весь палеогеновый этап характеризовался конседиментационным опусканием с существованием относительно приподнятых участков. Наклоны слоев палеогеновых отложений были созданы преимущественно дифференцированным прогибанием и движениями по разломам. В начале миоцена (аквитан) прогибание сместилось к северу. Здесь накапливались лагунные осадки большой мощности.

В течение среднего миоцена-раннего плиоцена территория грабена испытывала относительное поднятие и эрозионный размыв ранее накопившихся отложений. С этим периодом синхронно развитие вулканизма (Кайзерstuhl и Фогельсберг). Середина плиоцена характеризовалась возобновлением дифференцированного погружения в Гейдельбергском сегменте грабена, которое контролировалось сдвиговыми движениями [5]. Опускание продолжалось в течение позднего плиоцена, за время которого накопилось около 1 км осадков. В антропогене погружение охватило всю территорию грабена. Одновременно шло резкое поднятие плеч грабена, местами достигавшее амплитуды 1 км. Таким образом, плиоцен-антропогеновый этап развития Верхнерейнского грабена, так же как и палеогеново-миоценовый, имеет конседиментационный характер, только в отличие от предыдущего этапа он наиболее сильно проявился в северном сегменте.

Анализ строения осадочного выполнения типичных континентальных рифтовых структур показывает, что во всех трех грабенах оно очень

похоже. Практически нигде не имеется сильных пликативных дислокаций; углы наклона слоев колеблются от первых до десяти-двадцати градусов (за исключением зон разломов); максимальные мощности осадочного выполнения составляют 3-4 км. Во всех структурах наблюдается двухстадийное развитие, а характер движений определяет внутреннюю структуру отложений. Нижние комплексы имеют конседиментационную природу и накапливаются в условиях дифференцированного прогибания, отсюда утонение осадочных горизонтов от центра к бортам структур. Между накоплением нижних и верхних комплексов во всех рифтах происходят, как правило, крупноамплитудные блоковые движения по сбросам. На этом рубеже чаще всего меняется структурный план, образуются новые горсты и грабены, хотя вновь образованные структуры могут унаследовать структуры предыдущего этапа (Южно-Байкальский грабен, Гейдельбергская мульда и др.). Такие движения часто приводят к изгибу ранее накопившихся осадков и к образованию угловых несогласий разной значимости. Верхние комплексы преимущественно заполняют готовые формы тектонического рельефа различной глубины, следовательно основным видом соотношения слоев осадков этого этапа с подстилающим субстратом является прислонение. Формы рельефа могут быть относительно глубоководными котловинами (Байкальский и Танганьикский грабены) или мелководными бассейнами (Верхнерейнский грабен). В последнем случае отложения накапливаются в условиях конседиментационного прогибания, но с достаточно большой скоростью.

В рассмотренных структурах, там, где отмечаются большие мощности осадочного чехла, отсутствует вулканизм. Он приурочен либо к внутриграбеновым поднятиям, либо к межграбеновым перемычкам. Продукты вулканизма представляют собой преимущественно щелочные базальтоиды и лишь иногда появляются дифференцированные серии [3, 8, 16] и др. .

Разрывные нарушения, ограничивающие грабены и осложняющие внутреннюю структуру осадочной толщи, представлены преимущественно сбросами с субвертикальными плоскостями смещения. В отдельных зонах наблюдаются сдвиги и надвиги. В рассмотренных структурах отсутствуют надежные доказательства существования листрических или планарных разломов.

Горизонтальная составляющая при формировании грабенов оценивается примерно в 10% [8]. Для Байкальского грабена В.В.Ружич [4] с учетом строения земной коры региона определил величину растяжения не более 20 км, т.е. примерно 30%. Средняя скорость концентрированного растяжения для кайнозойских континентальных рифтов составляет примерно 0,2-0,4 см/год. Главенствующую роль в формировании структуры грабенов играли вертикальные нисходящие блоковые движения, инициированные растяжением в нижних частях земной коры и верхней мантии.

Близкие характеристики имеют не только кайнозойские рифтоподоб-

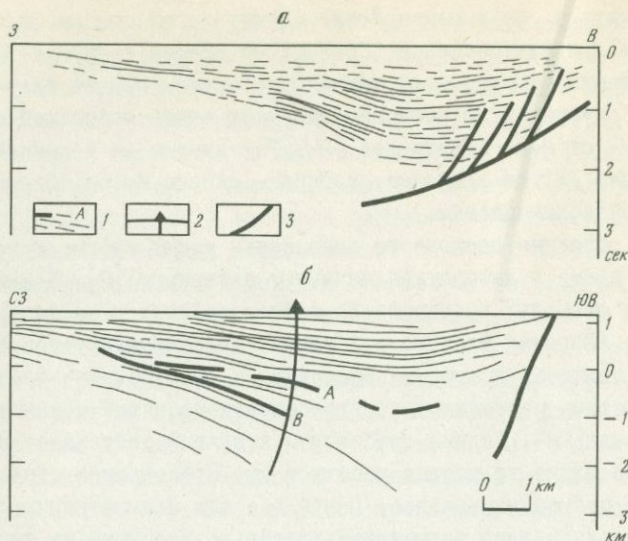
ные структуры, но и мезозойские (Центральный грабен Северного моря и другие), и палеозойские (Припятский грабен и другие). Время их формирования определяется достаточно четко, причем главный этап резкого опускания по разломам занимает очень небольшой отрезок времени — от 2 до 10 млн лет [2]. Растянутым во времени является заполнение рифтов осадками, которое, скорее всего, связано с условиями осадконакопления.

Иное строение осадочного выполнения имеют рифты, которые в последнее время в литературе называют активными [7]. К ним относятся, в первую очередь, провинция Бассейнов и Хребтов на западе США и Мексики, Афарская система в Африке и некоторые другие. Наиболее изученной является провинция Бассейнов и Хребтов. Она представляет собой систему перемежающихся грабенов и поднятий и занимает площадь около 1 млн км². Ширина грабенов и поднятий составляет от 10 до 20 км при длине до первых десятков км. Простираение структур, как правило, субмеридиональное, почти все они асимметричны. Сейсмические материалы дают возможность детально рассмотреть структуру осадков в некоторых грабенах провинции Бассейнов и Хребтов.

В северо-западной части провинции расположен грабен Даймонд [19]. Он выполнен осадочной толщей плиоцен-плейстоценового возраста мощностью около 2,5 км. Грабен имеет крутой восточный и пологий западный борта (рис.2а). По мере приближения к западному борту структуры наблюдается постепенное утонение отдельных горизонтов осадочного комплекса. Причем наклоны слоев увеличиваются от 2-3° в западной части до 10-15° в центре грабена, затем опять следует выполаживание. Вблизи восточного борта слои слабо воздымаются с углами наклона в первые градусы, но утонения горизонтов, как правило, не происходит. Несмотря на "прозрачную" запись предполагается, что слои осадков испытывают прислонение к подстилающему субстрату, либо к плоскости разлома. По данным И.Ефимова, А.Пинезича [24] на восточном борту прослежена серия листрических разломов с западным падением с углами наклона в верхней части до 60-70° и выполаживанием в нижней части до 30-40°. Разломы на глубине около 1,5-3 км отсекаются поверхностью разлома срыва.

Максимальная мощность осадков отмечается в центральной части грабена, где она составляет 2 км. К западному борту она постепенно уменьшается до полного выклинивания. Вблизи разлома, ограничивающего восточный борт, мощность также сокращается до 1 км.

Западнее грабена Даймонд в пустыне Карсон расположен Северо-Фаллонский бассейн (рис.2б). Он выполнен озерными отложениями среднего-верхнего кайнозоя. Внутри осадков отмечены прослои базальтов. Возраст нижнего слоя (В) по К-Аг-методу оценивается в 7-9 млн лет. Верхний горизонт базальтов (А) считается пластовой интрузией, внедрившейся в озерные осадки на довольно небольшой глубине. Разрез



Р и с. 2. Интерпретация фрагментов временных сейсмических разрезов из провинции Бассейнов и Хребтов (по [19.])

а - северная часть долины Даймонд; б - Северо-Фаллонский бассейн (пустыня Карсон). 1 - сейсмические отражающие площадки и горизонты (буквенные обозначения см. в тексте); 2 - скважина, глубина 3350 м; 3 - разломы

между горизонтами А и В представлен туфовидными глинами и алевроитами и вулканогенными песчаниками, которые считаются отложениями, представляющими раннее заполнение бассейна.

Северо-Фаллонский бассейн - асимметричная структура с крутым юго-восточным бортом, ограниченным разломом. Он граничит с поднятием Стиллуотер. Северо-западный борт пологий. Слои осадков нижней части разреза в северо-западной части наклонены к юго-востоку под углом в первые градусы. По мере приближения к наиболее прогнутой части бассейна наклон увеличивается до $20-30^{\circ}$. Верхняя часть разреза более пологая, здесь углы не превышают первых градусов. Вблизи юго-восточного борта нижняя часть разреза имеет юго-восточное падение, тогда как слои верхней части наклонены к северо-западу.

Отдельные горизонты осадочных отложений постепенно утоняются к северо-западу. В сторону крутого юго-восточного борта видимого изменения мощности горизонтов не происходит, и слои испытывают приклонение к плоскости разлома. Максимальная мощность осадков отмечена вблизи юго-восточного борта, где она составляет около 3 км. К

северо-западу происходит ее постепенное уменьшение вплоть до полного выклинивания.

К юго-востоку от Северо-Фаллонского бассейна, отделенный поднятием хребта Стиллиутер, расположен грабен долины Дикси, имеющий зеркальное строение [19]. Остальные грабены провинции Бассейнов и Хребтов имеют сходное строение [23, 25 и др.].

История формирования структур провинции Бассейнов и Хребтов, по мнению многих геологов, представляется в следующем виде [17, 22 и др.]. В течение раннего-среднего кайнозоя на территории провинции широко проявился известково-щелочной вулканизм. Начиная с рубежа примерно 21 млн лет формируется глыбовый рельеф, сходный с современным. В это время закладываются разломы растяжения, и по механизму бокового поворота начинают формироваться асимметричные отрицательные структуры с листрическими сбросами. Они заполняются осадками озерного генезиса. Внутренняя структура отложений показывает, что они формировались в условиях конседиментационного опускания с большей амплитудой погружения блока вблизи разлома. За счет этого создалась характерная для структур растяжения "веерообразная" форма залегания слоев осадочного выполнения. О вторичности современных углов наклона свидетельствует также характер залегания прослоев базальтов, например, горизонт В в Северо-Фаллонском бассейне, так как центры извержений находились в хребте Стиллиутер и лавы базальтов залегали первоначально горизонтально, либо имели наклон к западу, а сейчас наклонены к юго-востоку. Характер вулканической деятельности изменился на рубеже примерно 17 млн лет. Большинство вулканитов, моложе этого возраста, представлено базальтами и бимодальными контрастными комплексами базальтов и риолитов. При формировании грабеновых структур амплитуда опускания составляет от 2 до 5 км. Величина растяжения региона оценивается от 30 до 50% и даже до 100% его ширины [13].

К востоку от провинции Бассейнов и Хребтов расположена крупная рифтовая зона Рио-Гранде. Ее детальное описание приведено в работах Е.Е. Милановского [8, 9]. Дорифтовый фундамент представлен докембрийскими метаморфическими образованиями, на которых нередко залегают платформенные терригенные верхнепалеозойские породы. Иногда присутствуют мезозойские и эоценовые породы. Основанием собственно рифтового разреза считаются дифференцированные серии вулканитов известково-щелочного ряда олигоцен-миоценового возраста.

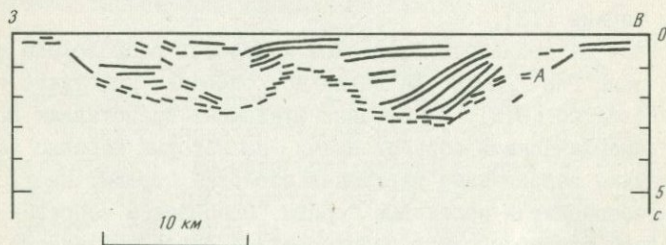
Осадочное выполнение рифтов начинается с базального горизонта конгломератов, туфогенных песчаников и андезитовых туфов мощностью до 360 м во впадине Эспаньола. По возрасту он относится к самым верхам олигоцена-низам миоцена. Выше следует мощная аллювиально-пролювиальная толща (серия Санта-Фе) туфогенных песков, алевролитов, рыхлых песчаников, гравелитов, конгломератов, с отдельными

прослоями туфов и пеплов в верхней части. По возрасту серия Санта-Фе относится к миоцену и низам плиоцена. Ее мощность колеблется от 1–2 км (впадина Эспаньола) до 4 км (впадина Альбукерке).

На серию Санта-Фе с размывом, а иногда и угловым несогласием, налегают плиоценовые и четвертичные континентальные отложения, которые распространены фрагментарно и имеют небольшую мощность. Им синхронны вулканогенные образования, расположенные на отдельных участках впадин и по их бортам. Вулканиты представлены дифференцированной серией: толеитовыми, оливиновыми, щелочными базальтами и риолитовыми игнимбритами и туфами.

Структура кайнозойского осадочного комплекса хорошо видна на сейсмических профилях, проведенных в районе Сокоро через южную часть впадины Альбукерке [20]. Подошва осадочных отложений (горизонт А) имеет достаточно резкий рельеф (рис.3). В центральной части рифта находится поднятие с амплитудой около 2–2,5 км. Оно, судя по сложной форме записи, ограничено крутыми разломами, так же как и борта рифта. Слои нижней части разреза осадочного комплекса имеют довольно крутые (до 30–40°) углы наклона по обоим бортам рифта. Верхняя часть разреза залегает почти горизонтально и только в зонах разломов слои приобретают крутые наклоны.

Характерным является утонение нижней части разреза от центра рифта к его борту, особенно заметное вдоль восточного борта. На более детальных разрезах заметно утонение отдельных слоев в этом же направлении. "Веерообразное" строение нижней части осадочного разреза прослежено по всему простиранию рифта Рио-Гранде. Мощность "клиноформенных" тел уменьшается от первых км в центральной части



Р и с. 3. Сейсмический разрез через южную часть впадины Альбукерке (по [20])

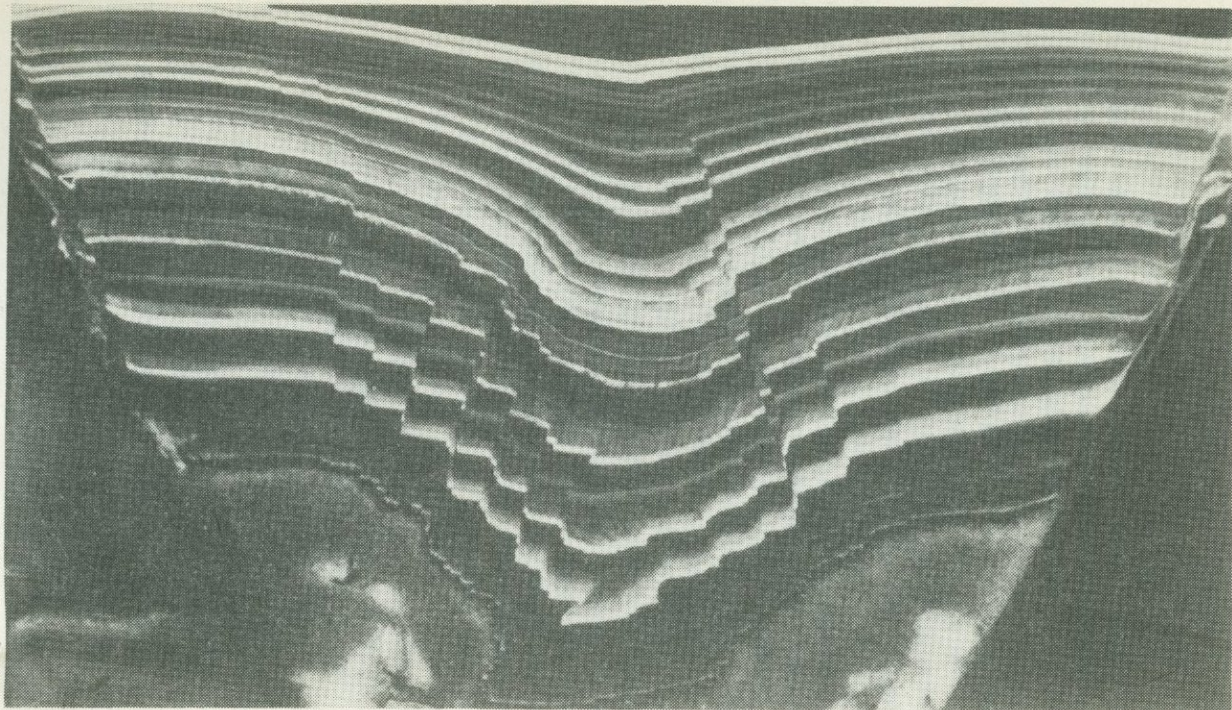
Горизонт А – подошва осадочного выполнения. Отражения ниже горизонта А сняты

до первых сотен метров вплоть до полного выклинивания на бортах структуры.

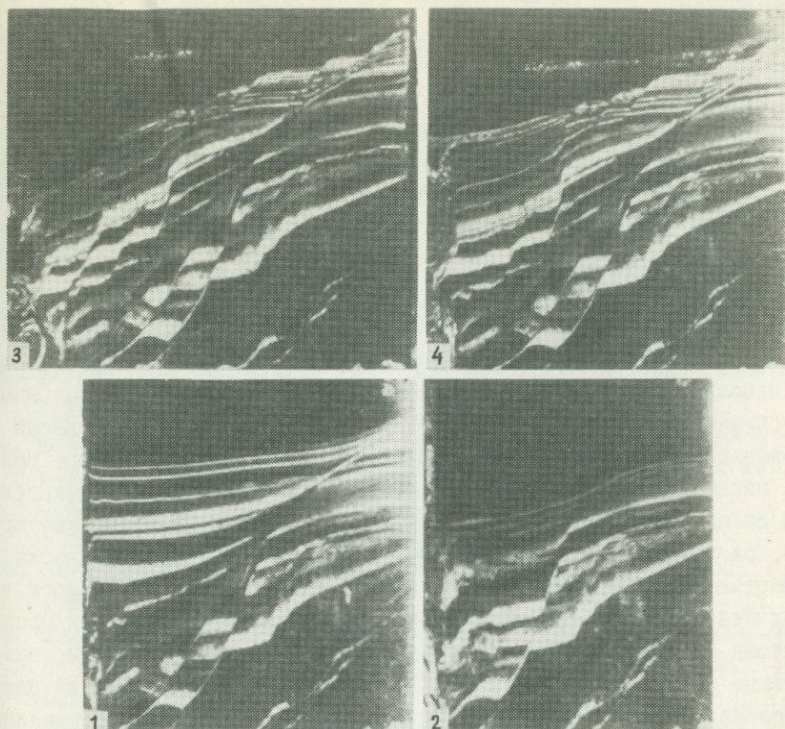
Растяжение коры в районе рифта Рио-Гранде началось примерно 25-28 млн лет назад, когда проявились первые базальтовые излияния. С этого момента началось образование рифтовых долин и хребтов, причем впадины расширялись за счет отступления бортов по механизму формирования листрических сбросов. Осадочные породы, сносимые с бортов, образовывали клиноформенные тела. Такой процесс продолжался, вероятно, до конца раннего миоцена. После паузы, примерно 13 млн лет назад, растяжение и вулканическая деятельность возобновились. Осадки в начальной стадии заполняли сохранившиеся формы рельефа, а затем перекрыли всю площадь впадин. Опускание во впадинах происходило по нормальным сбросам и амплитуда его была несколько меньше, чем на начальном (раннемиоценовом) этапе развития. Е.Е.Милановский [9] выделяет две фазы активизации деформаций: растяжение и вулканизм. Первая - олигоцен-раннемиоценовая, вторая - позднемиоценовая, продолжающаяся донныне (с "пиком" в плиоцене).

Сходное строение осадочного выполнения имеют рифты Афара [26, 27 и др.]. Палеоаналогами такого типа структур могут служить палеогеновый Восточно-Китайский бассейн [12], мезозойская система рифтов в Северной Атлантике [18] и некоторые другие.

Сравнительный анализ строения осадочных комплексов рассмотренных рифтовых зон и истории их развития позволяет сделать некоторые предварительные выводы о месте рифтообразования в процессе эволюции земной коры. Для Байкальского, Восточно-Африканского, Рейнского и других рифтов характерно преобладание вертикальных опусканий по разломам с субвертикальными плоскостями. Как правило, становление структур происходит в два этапа, причем формирование собственно рифта приходится на поздний этап. Структура осадков в провинции Бассейнов и Хребтов, рифте Рио-Гранде образуется в результате почти непрерывного действующего растяжения блоков земной коры с опусканием по листрическим разломам и постоянной синхронной вулканической деятельностью. Моделирование поведения слоистой среды и расчеты напряжений, проведенные П.М.Бондаренко [15], дают некоторое представление о специфике структурного проявления разных движений. В условиях прогибания получается структурная картина, очень близкая по своему виду к реальным разрезам Байкальского и других рифтов (рис. 4). Здесь слои, не изменяя своей мощности, подвергаются разнообразным сколам. Другая конфигурация слоев возникает при раздвигании бортов (рис.5). В этом случае возникает та самая "веерообразная" картина залегания слоев с наличием листрических сбросов, характерная для осадочного выполнения активных рифтов. Таким образом, моделирование подчеркивает основную разницу в процессах, приведших к формированию разных типов строения осадочных комплексов.



Р и с. 4. Модель конседиментационных дислокаций в прогибе при погружении слоистой толщи в зону сжатия [15]



Р и с. 5. Модель развития сбросов при обрушении подводных склонов вследствие расхождения бортов рифтовых зон. После каждой стадии обрушения происходит выравнивание ступенчатого рельефа новыми осадками [15]. Цифры показывают порядок этапов развития

Следовательно, можно утверждать, что существует два главных вида проявления рифтогенеза в поверхностных условиях. Один выражается в импульсных вертикальных опусканиях крупных блоков земной коры с последующим заполнением образованных депрессий осадками. Второй характеризуется постоянным раздвижением отдельных блоков земной коры меньших размеров, чем в первом случае, и конседиментационным накоплением осадков. В первом случае амплитуда опускания может достигать 7–8 км, а мощность заполнения составляет примерно половину амплитуды. Сходные величины опускания наблюдаются в лабигенных структурах. Во втором случае опускание происходит на 2–3 км и почти полностью компенсируется осадками.

Вероятно, это связано с разным глубинным механизмом рифтогенеза. Если в первом случае причиной рифтогенеза служит мантийный диапир,

то во втором — это конвекционное течение в верхней мантии. Различие вулканизма (размещение, химизм) подчеркивает разницу между этими двумя видами рифтогенеза.

В качестве предположения, обоснованного только эмпирически, можно высказать следующую точку зрения. Существуют две ветви рифтогенеза: океаническая и континентальная. В развитии океанической ветви выделяются две стадии. Начальной является континентальная, за которой следует собственно океаническая. Во время континентальной стадии происходит деструкция континентальной коры и формируются структуры типа провинции Бассейнов и Хребтов (активные рифты). Затем утоненная кора полностью разрывается и наступает океаническая стадия. Она характеризуется возникновением межплитных пространств с океанической корой, срединно-океаническими хребтами, абиссальными котловинами и другими особенностями. В дальнейшем площадь вновь образованной океанической коры проходит этап геосинклиналиного развития, заканчивающегося коллизией континентальных плит с перекрытием коры складчатыми поясами. При возникшем сжатии доокеанические структуры, расположенные на бортах континентальных плит, практически полностью уничтожаются. Поэтому крайне тяжело найти их аналоги в складчатых областях. Таким образом, активные рифты являются предвестниками будущих океанов. Следует обратить внимание на их положение. Активные рифты (провинция Бассейнов и Хребтов, Афар, Момский рифт) расположены непосредственно на продолжении на материке современных действующих океанических рифтов (соответственно хребты Восточно-Тихоокеанский, Аденский, Гаккеля).

Континентальная ветвь рифтогенеза проявляется только на континентах. Ее выражением служат преимущественно щелевые рифты, формирующиеся в два этапа и затем отмирающие. На их месте образуются более широкие осадочные синеклизы (бассейны). Поскольку внутри континентов не происходит сильных процессов сжатия (соизмеримых с процессами в межплитных пространствах), то очень легко находятся многочисленные аналоги рифтов на всем протяжении геологического прошлого вплоть до архея. Древнейший сохранявшийся рифт предполагается на юго-востоке Африки [21]. Его возраст примерно 3 млрд лет и выполнен он мощной толщей мелководных отложений.

Таким образом, континентальный рифтогенез со всеми его специфическими особенностями представляет собой ярко выраженное внутриплитное явление. Возможно, что существуют сходные структуры внутри океанских плит, но они обладают своими специфическими чертами. Океанический рифтогенез относится к межплитным явлениям, а его континентальная стадия предваряет образование новой межплитной границы.

Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. Т.1. Основные черты строения: Стратиграфия. М.: Наука, 1974. 264 с.
2. Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я., Николаев В.Г. Сравнительный анализ истории тектонического развития Припятского Центральноревольюционного и Байкальского грабенов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63, вып.1. С.3-15.
3. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
5. Иллиас Ю.Х. Две стадии развития Рейнского грабена // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С.219-226.
6. Кинг Б.К. Сравнение древних рифтов Карру и молодых кайнозойских рифтов Восточной Африки // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С.427-430.
7. Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 483 с.
8. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
9. Милановский Е.Е. Рифтовая зона Рио-Гранде в Северной Америке и ее тектоническая позиция // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т.57, вып.4. С.3-17.
10. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
11. Николаев В.Г. Строение осадочных комплексов континентальных рифтов // Геотектоника. 1986. № 2. С.116-124.
12. Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С.84-93.
13. Стюарт Д.Г. Рифтовые системы на западе США // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С.239-255.
14. Ципман А. Вариспиды и платформенный чехол на территории ФРГ // Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978. С.68-95.
15. Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 199 с.
16. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Под ред. чл.-корр. АН СССР Н.А. Флоренсова. Новосибирск: Наука, 1973. 135 с.
17. Элстон В.Е. Рифтообразование и вулканизм Провинции бассейнов и хребтов в районе Нью-Мексико, юго-запад США // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С.69-75.

18. Эльдхольм О., Майр А.М., Сунвор Е. Строение и развитие континентальной окраины Норвежско-Гренландского моря // XXVII Междунар. Геол. конгр. Доклады. Коллоквиум К.04: Геология Арктики. М.: Наука, 1984. Т.4. С.37-51.
19. Anderson R.E., Zoback M.L., Thompson G.A. Implications of selected subsurface data on the structural form and evolution of some basins in the northern Basin and Range province, Nevada and Utah // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. Vol.94, N 4. P.1055-1072.
20. Brown L.D., Chapin C.E., Sanford A.R. et al. Deep structure of the Rio Grande rift from seismic reflection profiling // J. Geophys. Res. B. 1980. Vol.85, N 9. P.4773-4800.
21. Burke K., Kidd W.S.F., Kusky T.M. The Pongola structure of southeastern Africa: the world's oldest preserved rift? // J. Geodyn. 1985. Vol.2, N 1. P.35-49.
22. Eaton G.P. The Basin and Range province: origin and tectonic significance // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1982. Vol.10. P.409-440.
23. Eberly L.D., Stanley T.B. Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona // Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. Vol.89, N 6. P.921-940.
24. Effimoff J., Pinezich A.R. Tertiary structural development of selected valleys based on seismic data: Basin and Range province, northeastern Nevada // Phil. Trans. Roy. Soc. of London. A. 1981. Vol.300. P.435-442.
25. Glazner A.F., Bartley J.M. Timing and tectonic setting of tertiary low angle normal faulting and associated magmatism in the southwestern united states // Tectonics. 1984. Vol.3, N 3. P.385-396.
26. Salama R.B. Buried troughs, grabens and rifts in Sudan // J. Afr. Earth Sci. 1985. Vol.3, N 3. P.381-390.
27. Taieb M., Tiercelin J.J. Sedimentation pliocène et paléoenvironnements de rift: exemple de la formation à Hominidés d'Hadjar (Afar, Ethiopie) // Bull. Soc. Géol. France. 1979. T.21, ser.7, N 3. P.243-253.

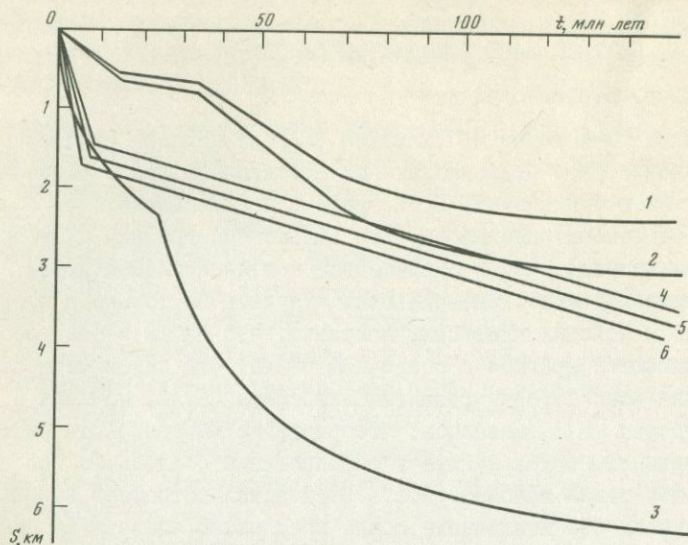
А.Ф.Грачев, В.В.Николайчик

В середине 50-х годов Н.С.Шатский [12] на примере Русской платформы установил, что под синеклизами в осадочном чехле располагаются авлакогены в фундаменте. В то время природа авлакогенов была неизвестна, но вскоре выяснилось, что авлакогены древних платформ имеют ту же природу, что и современные континентальные рифты [4].

Дальнейшее изучение палеорифтовых структур не только в пределах древних, но и молодых платформ, показало, что на их месте впоследствии развиваются прогибы в осадочном чехле. Эта закономерность характерна для всей истории развития литосферы Земли, начиная с позднего протерозоя [5]: оказалось, что развитие материкового рифта неизбежно приводило в дальнейшем к формированию осадочного бассейна. Учитывая, что такая закономерность в развитии литосферы выполняется во всех случаях без исключения, было предложено назвать ее правилом Шатского [6].

Большинство исследователей начиная с 70-х годов связывали образование внутриплатформенных осадочных бассейнов с термическим сжатием литосферы [22,23]. Однако эта модель встретила серьезные возражения: если литосферу просто нагреть, а потом охладить, то никакого опускания не произойдет. Д.Маккензи [18], развивая идею Н.Слипа, предположил, что образованию платформенных бассейнов предшествует растяжение литосферы. Уменьшение мощности литосферы при ее растяжении компенсируется подъемом границы горячей астеносферы, что равносильно нагреванию первичной литосферы. Дальнейшее остывание приводит к образованию осадочного бассейна. Из модели Д.Маккензи вытекает, что степень разогрева литосферы и амплитуда прогибания осадочного бассейна зависят от степени растяжения литосферы β . Оценка величины β является наиболее трудной задачей; обычно ее определяют либо на основе данных сейсмостратиграфии (по количеству листрических разломов), либо из априорных представлений о мощности коры до начала рифтогенеза. Оба этих подхода, как неоднократно отмечалось [16,19,24], вызывают много возражений.

Первая попытка использовать модель Д.Маккензи принадлежит Н.Кристи и Дж.Слейтеру [14], которые пытались на ее основе объяснить историю прогибания впадины Северного моря. Они пришли к выводу, что растяжение коры в районе сочленения Центрального грабена и бассейна Морей Фес достигало 50-100%, что оказалось нереальной величиной [16,19,24]. Позднее П.Бартон и Р.Вуд [13] величину растяжения литосферы в Северном море определяли, исходя из палеогеологических реконструкций и принимая мощность коры до начала растяжения в 31 км, что дало β равное 1,41. Однако согласие рассчитанных и эмпирических



Р и с. 1. Эмпирические кривые опускания

1, 2 - Западная Сибирь, скважины: 1 - Южный Ямал, 2 - Чулымская I-P [3]; 3 - пассивная окраина атлантического побережья США (скв. Cost-G-2) [27]; 4-6 - Центральный грабен Северного моря [15]

ких кривых прогибания наблюдается только на временах более 40-50 млн лет после завершения активной стадии рифтогенеза.

При детальном анализе эмпирических кривых прогибания (с поправкой за влияние тяжести осадков и эвстатические колебания уровня Мирового океана) таких пострифтовых осадочных бассейнов, как Западная Сибирь и Северное море (рис.1), обращает на себя внимание наличие двух стадий опускания: быстрого (в течение 10-15 млн лет) и медленного (120-130 млн лет). Ни одна из известных моделей образования пострифтовых осадочных бассейнов не предсказывает фазы быстрого прогибания. Такое расхождение эмпирических данных с теоретическими предпосылками является наиболее серьезным аргументом против моделей простого термического остывания литосферы. На трудность объяснения простой термической моделью нескольких фаз эмпирических кривых прогибания было указано в более поздней работе того же Н.Слипа [20]. Если принять во внимание ранее выдвигавшиеся возражения против термических моделей Н.Слипа и Д.Маккензи [16,19,24], то становится ясной необходимость поиска иных подходов.

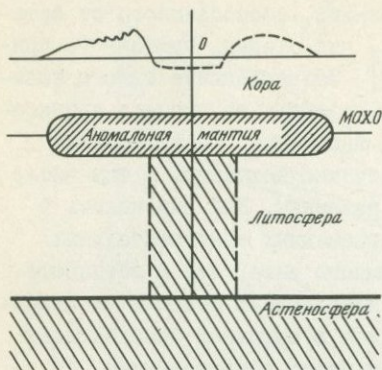
В работе [6] предложена модель, учитывающая эффект затвердевания расплавленной фазы аномальной мантии. Существенное отличие этой модели от всех предшествующих заключается в том, что аномальная ман-

тия рассматривается не как выступ астеносферы (модель Д.Маккензи), а как линза разуплотненного вещества мантии, обособленного от астеносферы (рис.2). Обычно предполагается, что степень частичного плавления в астеносфере - 1%, реже 3% [10]. Затвердевание такого количества расплава, естественно, не может повлиять на процесс прогибания вследствие термического охлаждения литосферы. Но аномальная мантия - не синоним астеносферы, и состояние вещества, в том числе и степень частичного плавления в них, различны. Как выяснилось в последние годы, в аномальной мантии современных континентальных рифтов степень частичного плавления намного выше, чем в астеносфере. Прямое изучение следов частичного плавления в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, постоянно встречающихся в щелочных базальтоидах континентальных рифтов по данным [17] и нашим исследованиям, показало, что степень частичного плавления аномальной мантии может достигать 10-15%. Судя по петрологическим и сейсмологическим данным [7,17,21], степень частичного плавления в аномальной мантии варьирует от 5 до 20%. Таким образом, самым важным моментом в модели [6] является условие, что степень частичного плавления аномальной мантии - не менее 5-10%.

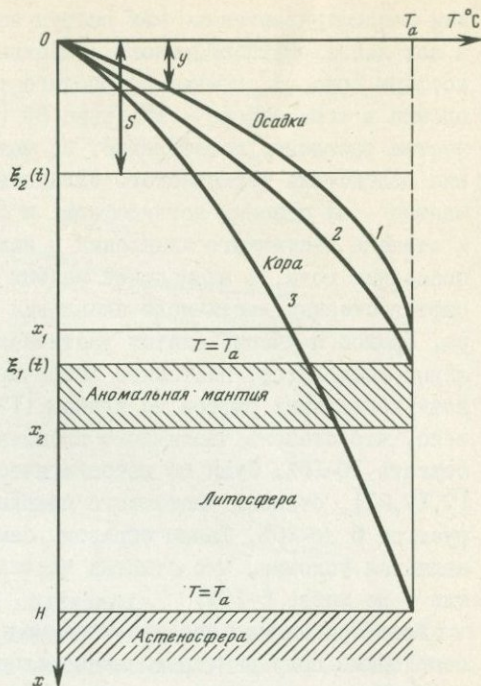
Хотя принципиальное различие моделей [6] и [18,22,23] очевидно, необходимо подчеркнуть и важные следствия, вытекающие из модели [6] и позволяющие объяснить важную геологическую особенность пострифтовых бассейнов. Она заключается в том, что ширина таких бассейнов на порядок и более превосходит ширину рифта, над которым бассейн развивается. Обычно отложения пострифтового комплекса с угловым несогласием залегают не только на образованиях рифта, но и на породах прилегающей области пририфтовых поднятий. Таким образом, вся территория и рифта, и пририфтового поднятия перед началом опускания представляет единую полигенетическую поверхность выравнивания. В рамках моделей [18,22,23] эта закономерность не может быть объяснена, ибо пострифтовое прогибание может происходить только над областью утоненной литосферы. Модель [6], связывающая формирование осадочного бассейна с аномальной мантией, латеральные границы которой в современных рифтах значительно превосходят ширину рифтовой впадины, позволяет понять это явление.

Данная работа посвящена исследованию процесса пострифтового опускания с учетом затвердевания, изучению влияния изменения параметров на характер кривой прогибания, температуру осадочного чехла и образование первичных залежей углеводородов.

Определение длительности процесса затвердевания и зависимости амплитуды прогибания от времени связаны с решением тепловой задачи с учетом движения границы затвердевания - задачи Стефана. В рассматриваемом одномерном случае аномальная мантия аппроксимируется бесконечным по горизонтали слоем, имеющим в начальный момент толщи-



Р и с. 2. Схематический разрез литосферы под рифтом



Р и с. 3. Схематическое распределение температуры в различные моменты времени

1 - $t = 0$; 2 - в некоторый момент t ; 3 - $t \rightarrow \infty$

ну $x_2 - x_1$ (рис.3). При остывании литосферы граница области затвердевания $\xi_1(t)$ движется от x_1 - подошвы коры, до x_2 - нижней границы аномальной мантии, показанной на рис.3 штриховкой. Пока в области $(\xi_1(t), x_2)$ есть расплав, температура $T(x, t)$ в литосфере выше $\xi_1(t)$ определяется из решения уравнения теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v_x \frac{\partial T}{\partial x} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + A(x), \quad (I)$$

где x - глубина, $A(x)$ - содержание радиоактивных источников, κ - коэффициент температуропроводности. Ниже $\xi_1(t)$ $T(x, t)$ равна температуре плавления T_a . Входящий в (I) член $v_x \frac{\partial T}{\partial x}$ описывает перенос тепла, вызываемый уменьшением объема литосферы при остывании и затвердевании частично расплавленной аномальной мантии, а также опусканием под действием тяжести осадков. Аналогичное уравнение справедливо и для осадков, заполняющих образующийся при остывании литосферы прогиб. Предполагается, что содержание радиоактивных источников в осадочном чехле постоянно, а ниже границы Мохоровичича равно

нулю. В фундаменте до границы M уменьшается от A_0 по закону $A(x) = A_0 e^{-x/D}$, где D - характерный размер.

Скорость движения границы $\xi_1(t)$ определяется условием Стефана:

$$-\lambda_M \frac{\partial T_M}{\partial x} \Big|_{x=\xi_1(t)} = L \rho \frac{d \xi_1(t)}{dt} \quad (2)$$

где λ - коэффициент теплопроводности, L - скрытая удельная (на единицу массы) теплота плавления, ρ - плотность литосферы. В рассматриваемой двуслойной модели индекс "S" относится к осадкам, "M" - к литосфере. На верхней границе частичного расплава ($x = \xi_2(t)$), на поверхности Земли $x=0$ и на границе литосфера-астеносфера $x=H$ поддерживается постоянная температура:

$$T(\xi_1(t), t) = T_a \quad (3)$$

$$T_S(0, t) = 0 \quad (4)$$

$$T_M(H, t) = T_a \quad (5)$$

На границе между осадками и литосферой

$$T_S(\xi_2(t), t) = T_M(\xi_2(t), t) \quad (6)$$

$$\lambda_S \frac{\partial T_S}{\partial x} \Big|_{x=\xi_2(t)} = \lambda_M \frac{\partial T_M}{\partial x} \Big|_{x=\xi_2(t)} \quad (7)$$

Начальное распределение температуры получается из решения стационарного уравнения теплопроводности:

$$T_0(x) = \frac{x}{\lambda_1} T_a + \frac{A_0 D^2}{\lambda_M} \left\{ 1 - e^{-x/D} - \frac{x}{\lambda_1} (1 - e^{-x/D}) \right\} \quad (8)$$

Когда затвердевание расплава в аномальной мантии закончится, распределение температуры в литосфере описывается уравнением (I) с граничными условиями (4)-(5). Зная $T(x, t)$ и $\xi(t)$, можно вычислить зависимость величины опускания от времени. Опускание в рассматриваемой модели обусловлено двумя факторами. Опускание за счет сжатия литосферы при ее охлаждении S'_t :

$$S'_t = \alpha \int_0^H (T_0(x) - T(x, t)) dx \quad (9)$$

где α - коэффициент теплового расширения. Опускание, связанное с изменением объема при затвердевании расплава, содержащегося в аномальной мантии S_{ph} :

$$S_{ph} = \rho_{am} \mu \left(\frac{1}{\rho_{sm}} - \frac{1}{\rho_s} \right) (\xi(t) - x_1) \quad (10)$$

где ρ_{am} - плотность аномальной мантии до затвердевания расплава,

ρ_s - плотность базальта, ρ_{sm} - плотность базальтового расплава. Полное тектоническое опускание Y (см.рис.3) определяется суммой

$$Y = S_{ph} + S'_t \quad (II)$$

Заполнение прогиба Y осадками приводит к дополнительному опусканию за счет их тяжести. Поскольку осадконакопление в платформенных пострифтовых бассейнах обычно происходит в мелководных морских условиях, то поправками за глубину моря и эвстатические колебания уровня моря [25] можно в первом приближении пренебречь. Поэтому полное прогибание с учетом тяжести осадков S' (см.рис.3):

$$S' = Y \frac{\rho_m}{\rho_m \rho_s} \quad (I2)$$

Решая описанную задачу тепловой эволюции литосферы, можно выяснить термическую историю осадочного чехла, что позволяет определить температурно-временной показатель τ [8], характеризующий степень преобразования органического вещества (ОВ).

Согласно теории осадочно-миграционного происхождения нефти [2], основным источником углеводородов служит органическое вещество, захороненное в осадочных породах. При попадании в область температур 60-150°C происходит преобразование ОВ в жидкие углеводороды. Для описания степени преобразования ОВ Н.В.Лопатин [8] ввел температурно-временной показатель (выраженный в условных млн лет):

$$\tau = \sum_n 2^n \Delta t_n \quad (I3)$$

где Δt_n - время пребывания данного осадочного слоя в n -м температурном интервале ΔT : $n = I$ соответствует $\Delta T = 110-120^\circ\text{C}$, $n = I - \Delta T = 120-130^\circ\text{C}$ и т.д. до температуры 230°C ; $n = 0$ для $\Delta T = 100-110^\circ\text{C}$, $n = -I$ для $\Delta T = 90-100^\circ\text{C}$ и т.д. до температуры 50°C . Сопоставляя значения τ для данного пласта со значениями отражательной способности витринита, Ваплес [26] нашел значения τ , характерные для различных стадий преобразования углеводородов. Так, например, образование нефти начинается при $\tau = 15$, а заканчивается при $\tau = 160$. Нижней границе существования нефти соответствует $\tau = 1000$. При больших τ нефть разлагается.

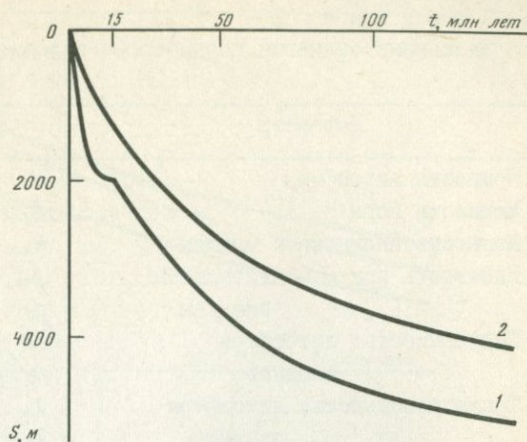
Вычисляя температурно-временной показатель осадочного чехла, мы находим время наступления главной фазы нефтеобразования (ГФН) ($\tau = 15-160$) и глубину залегания нефтяного окна или главной зоны нефтеобразования (ГЗН), соответствующей ГФН.

Задача (I)-(I3) решалась численно на ЭВМ. Параметры, используемые в расчетах, и их численные значения приведены в табл. I.

На рис.4 приведены рассчитанные кривые прогибания с учетом затвердевания аномальной мантии (кривая I) и для случая простого термического остывания литосферы (кривая 2). Особенностью кривой I яв-

Р и с. 4. Влияние учета затвердевания аномальной мантии на кривую пострифтового прогибания

1 - $\mu = 0,2$; 2 - $\mu = 0$



ляется наличие точки перегиба, которая соответствует моменту окончания затвердевания расплава в аномальной мантии. Эта точка делит кривую прогибания на две фазы. Первая фаза (до 15 млн лет) занимает одну десятую часть времени развития бассейна, тогда как амплитуда прогибания составляет 40% от общего значения прогибания. Поэтому эту фазу можно назвать фазой быстрого прогибания. Из рис.4 (кривая 1) видно, что первая фаза прогибания отделяется от второй относительно пологим участком — "ступенькой". Наличие таких ступенек присуще и эмпирическим кривым прогибания осадочных бассейнов (см.рис.1). Совсем иначе ведет себя кривая в случае простого термического сжатия литосферы (см.рис.4, кривая 2).

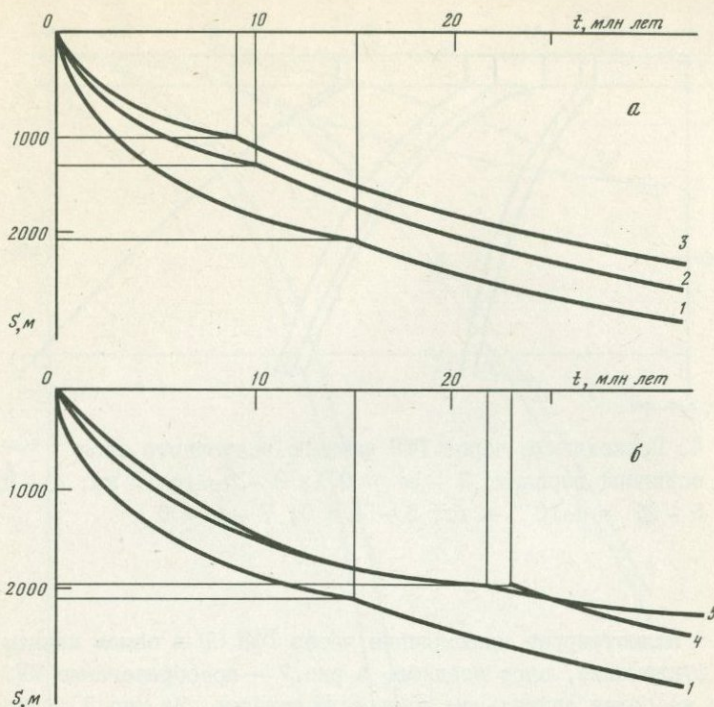
Чтобы выяснить, чем могут быть обусловлены различия в амплитуде и длительности фаз эмпирических кривые прогибания, и как они связаны с процессом образования первичных залежей углеводородов, рассмотрим влияние изменения параметров на кривые пострифтового опускания, время наступления ГФН и глубину залегания нефтяного окна. Параметрам, приведенным в табл.1 (основной вариант), соответствуют кривые 1 (а, б) рис.5. Меняя каждый раз только один из параметров, сравним полученные результаты с основным вариантом. Табл.2 иллюстрирует влияние изменения параметров на длительность Δt_1 и амплитуду S_1 первой фазы прогибания, а также время наступления ГФН t_H . Верхняя строка таблицы указывает значение изменяемого параметра. Из рис.5(а) и из табл.2 видно, что уменьшение степени частичного плавления и мощности аномальной мантии $h_{амв}$ два раза уменьшает в 1,5–2 раза как длительность, так и амплитуду первой фазы, в то время, как уменьшение в два раза температуропроводности α и удвоение мощности коры h_c (рис.5(б), табл.2), увеличивая в 1,5 раза длительность первой фазы, практически не влияют на ее амплитуду. Кривая прогибания, рассчитанная для случая отсутствия радиоактивных источников ($A = 0$),

Таблица I

Численные значения параметров (основной вариант)

Параметр		Значение	
Мощность литосферы	H	125 км	
Мощность коры	h_c	20 км	
Мощность аномальной мантии	h_{am}	20 км	
Плотность при 0°C: литосферы	ρ_m	3330 кг/м ³	
	осадков	ρ_s	2800 кг/м ³
Теплоемкость: литосферы	C_m	1178 Дж/(кг·К)	
	осадков	C_s	910 Дж/(кг·К)
Теплопроводность: литосферы	λ_m	3,14 Вт/(м·К)	
	осадков	λ_s	1,88 Вт/(м·К)
Скорость теплогенерации:	A		
в верхней части фундамента	A_o	2,01 мк Вт/м ³	
в осадках	A_s	1,38 мк Вт/м ³	
Коэффициент температуропроводности:	литосферы	α_m	$8 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$
	осадков	α_s	$9,4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$
Температуры плавления базальта	T_a	1250°C	
Плотность базальтового расплава	ρ_{sm}	2620 кг/м ³	
Плотность базальта	ρ_b	2900 кг/м ³	
Степень частичного плавления	μ	0,2	
Шаг пространственной сетки:	литосферы	Δh	200 м
	осадков	Δh_f	100 м
Шаг временной сетки	Δt	1 млн лет	
Характерный размер	D	10 км	

на отрезке времени менее 30 млн лет практически совпадает с кривой I. Приведенная в табл.2 зависимость времени начала ГФН от изменения параметров показывает, что учет затвердевания аномальной мантии уменьшает t_H по сравнению со случаем простого термического остывания литосферы ($\mu = 0$) в 3 раза для $\mu = 0,2$ и в два раза для $\mu = 0,1$. Изменение мощности аномальной мантии и коры также существенно сказывается на t_H : уменьшение в два раза h_{am} приводит к удвоению t_H , а удвоение h_c увеличивает t_H более, чем в три раза. Уменьшение температуропроводности практически не влияет на время наступления ГФН. Не сильно увеличивает t_H и пренебрежение содержанием радиоактивных источников.



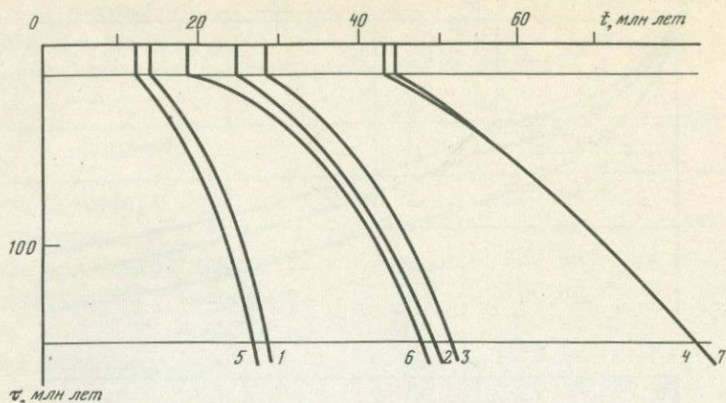
Р и с . 5. Влияние различных факторов на характер фазы быстрого прогибания

1 - основной вариант; 2 - $\mu = 0,1$; 3 - $h_{ам} = 10$ км; 4 - $h_c = 40$ км; 5 - $\chi = 4 \cdot 10^{-7}$ м²/с

Т а б л и ц а 2

Влияние различных факторов на длительность Δt_r , амплитуду S_r , фазы быстрого прогибания и на время наступления ГФН t

	Основной вариант	$\mu = 0,1$	$h_{ам} = 10$ км	$h_c = 40$ км	$\chi = 4 \cdot 10^{-7}$ м ² /с	Отсутствие радиоактивных источников	$\mu = 0$
Δt_r , млн лет	15	10	9	23	22	15	-
S_r , м	2070	1350	1050	1940	1950	2130	-
t_H , млн лет	13	24	28	43	12	18	44

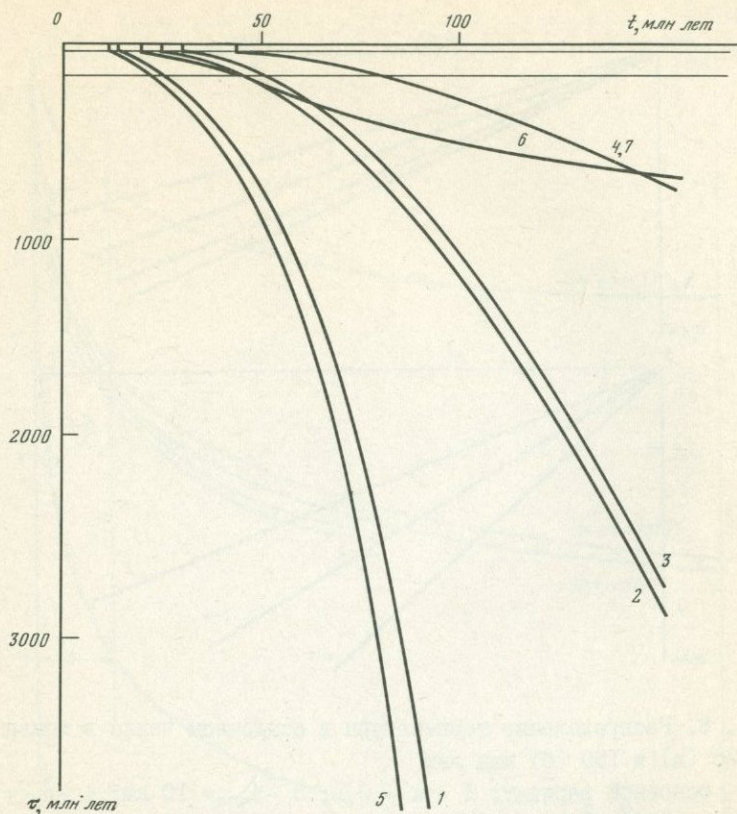


Р и с. 6. Прохождение через ГФН нижнего осадочного слоя
 I - основной вариант; 2 - $\mu = 0,1$; 3 - $h_{atm} = 10$ км; 4 - $h_c = 40$ км; 5 - $\alpha = 4 \cdot 10^{-7}$ м²/с; 6 - $A = 0$; 7 - $\mu = 0$

Рис.6 иллюстрирует прохождение через ГФН ОБ в самом нижнем, лежащем на фундаменте, слое осадков, а рис.7 - преобразование ОБ в этом же слое на более длительном временном отрезке. Из рис.7 видна сильная зависимость степени преобразования ОБ от степени частичного плавления, мощности коры и аномальной мантии.

На рис.8 показано влияние изменения параметров на температуру осадочного чехла. Температура существенно повышается при уменьшении теплопроводности, в то время, как увеличение мощности коры и пренебрежение наличием радиоактивных источников приводят к ее существенному уменьшению. Изменение в два раза мощности аномальной мантии и степени частичного плавления практически не влияет на распределение температуры в осадочном чехле.

На рис.9 приведена зависимость температурно-временного показателя τ от глубины для $t = 150$ млн лет. Из рис.9 видно, что положение нефтяного окна, так же как и распределение температуры в осадочном чехле, определяется тепловыми свойствами литосферы: для $\alpha = 8 \cdot 10^{-7}$ м²/с (кривая I) оно находится на глубине от 2,5 до 3,5 км, а для $\alpha = 4 \cdot 10^{-7}$ м²/с (кривая 5) - перемещается на глубины от 2 до 2,7 км. Содержание радиоактивных источников также сказывается на положении нефтяного окна. В случае отсутствия радиоактивных источников оно располагается на глубинах от 4 до 5 км. Такие параметры, как степень частичного плавления аномальной мантии, ее мощность и мощность коры не влияют на положение нефтяного окна.

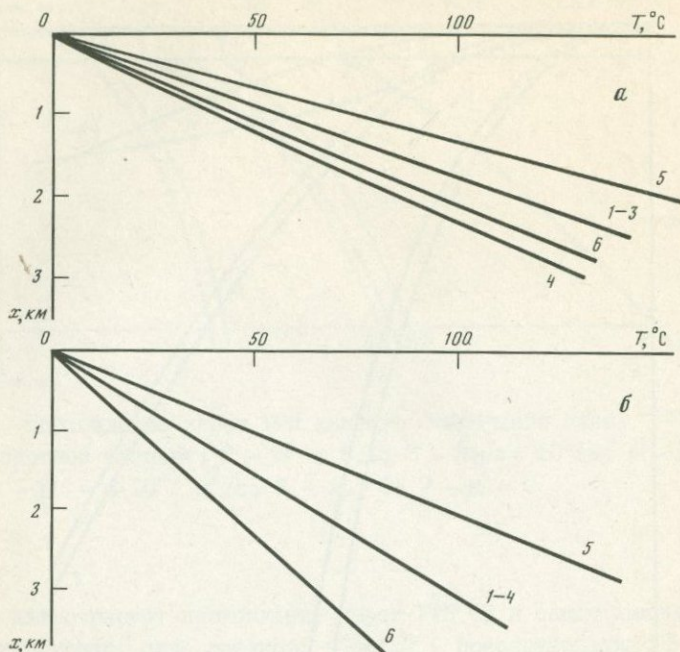


Р и с. 7. Зависимость степени преобразования ОБ в нижнем осадочном слое от времени

1 - основной вариант; 2 - $\mu = 0,1$; 3 - $h_{\text{атм}} = 10$ км; 4 - $h_c = 40$ км; 5 - $\alpha = 4 \cdot 10^{-7}$ м²/с; 6 - $A = 0$; 7 - $\mu = 0$

Приведенные оценки хорошо согласуются с эмпирическими данными по таким детально изученным пострифтовым осадочным бассейнам, как Североморский и Западно-Сибирский, где основные запасы нефти приурочены к глубинам 2-3 км [9].

Необходимо также отметить, что из-за незначительного изменения температуры осадочного чехла во времени (см.рис.9), глубина залегания нефтяного окна изменяется во времени весьма незначительно (в пределах 200 м). Поэтому степень преобразования ОБ в осадочном бассейне (при известных значениях теплопроводности и содержания радиоактивных элементов) определяется амплитудой прогибания фундамента. Закономерное уменьшение амплитуды прогибания с удалением от



Р и с. 8. Распределение температуры в осадочном чехле в моменты времени 25 (а) и 150 (б) млн лет

1 - основной вариант; 2 - $\mu = 0,1$; 3 - $h_{ам} = 10$ км; 4 - $h_c = 40$ км; 5 - $\alpha = 4 \cdot 10^{-7}$ м²/с; 6 - $A = 0$; 7 - $\mu = 0$

оси рифта должно сопровождаться уменьшением первичных залежей углеводородов.

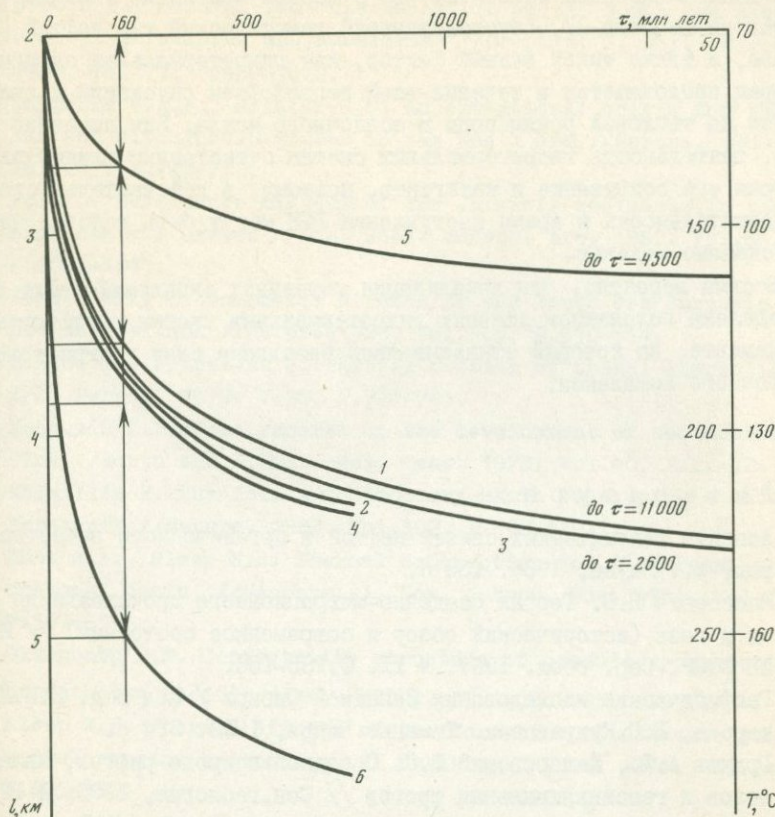
Таким образом, на основе сравнения реальных и расчетных (в рамках предложенной модели) кривых прогибания пострифтовых осадочных бассейнов можно сделать следующие выводы:

1. Быстрое прогибание является следствием эффекта затвердевания частично расплавленной аномальной мантии, а медленное - отражает термическое сжатие литосферы при ее охлаждении.

2. Длительность фазы быстрого опускания зависит практически от всех параметров (кроме содержания радиоактивных источников), в то время, как амплитуда - лишь от степени частичного плавления и мощности аномальной мантии.

3. Время наступления ГФН определяется степенью частичного плавления, мощностью коры и аномальной мантии, а глубина залегания первичных залежей углеводородов - тепловыми свойствами литосферы.

4. Разная амплитуда и длительность фаз прогибания реальных пост-



Р и с. 9. Зависимость глубины залегания нефтяного окна от тепловых свойств литосферы для $t = 150$ млн лет

1 - основной вариант; 2 - $\mu = 0$; 3 - $h_{ам} = 10$ км; 4 - $h_c = 40$ км; 5 - $\chi = 4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$; 6 - $A = 0$

рифтовых осадочных бассейнов в рамках модели легко объясняются разной степенью частичного плавления и разной мощностью коры и аномальной мантии, которые могут меняться не только от бассейна к бассейну, но и в пределах одного бассейна. Другими словами, характер реальных кривых прогибания пострифтовых осадочных бассейнов функционально связан с удалением от оси рифта.

5. Выделение фазы быстрого прогибания позволяет более точно определить временные границы главной фазы нефтеобразования. Учет затвердевания аномальной мантии уменьшает время наступления ГФН, рассчитанное по модели простого термического остывания литосферы, на 10-20 млн лет, т.е. в 2-3 раза.

В заключение надо отметить, что в данной модели не учитывается состав первичного ОБ, обуславливающий генетический тип нефтей [I] и газа, а также такой важный фактор, как гидротермальная активность, которая продолжается в течение всей первой фазы опускания и сильно влияет на тепловой режим коры и осадочного чехла. Как показано в [II], деятельность гидротермальных систем существенно влияет на ОБ, ускоряя его созревание и катагенез, поэтому, в действительности, продолжительность и время наступления ГФН могут быть короче, чем предсказано моделью.

Весьма вероятно, что локализация первичных скоплений нефти predetermined положением древних гидротермальных систем в рифтовом фундаменте, на который откладывались базальные слои пострифтового осадочного комплекса.

Л и т е р а т у р а

1. Аспекты генетических связей нефтей и органического вещества пород. М.: Наука, 1986. 133 с.
2. Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти и газа (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № II. С.135-156.
3. Геофизические исследования Западной Сибири / Под ред. И.И.Нестерова, В.С.Кудрявцева. Тюмень: Недра, 1972. 214 с.
4. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов // Сов.геология, 1970. № 12. С.121-122.
5. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
6. Грачев А.Ф., Николайчик В.В. Термическая модель пострифтового опускания // Докл. АН СССР. 1985. Т.283, № 6. С.1439-1442.
7. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
8. Лопатин Н.В. Температура и геологическое время как факторы углефикации // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1971. № 3. С.95-106.
9. Раабен В.Ф. Особенности размещения залежей и запасов нефти и газа в различных геотектонических условиях.// Глобальные тектонические закономерности нефтегазообразования. М.: Наука, 1985. С.26-35.
10. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
11. Симонейт Б.Р.Т. Созревание органического вещества и образование нефти: гидротермальный аспект // Геохимия. 1986. № 2. С.236-254.
12. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т.2. 720 с.

13. Barton P., Wood R. Tectonic evolution of the North sea basin: crustal stretching and subsidence //Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. Vol.79. P.987-1022.
14. Christie P.A.F., Sclater J.G. An extentional origin for the Buchan and Witchground graben in the North sea //Nature, 1980. Vol.283. P.729-732.
15. Holm L. Subsidence history of the Jurassic sediments in the Danish Central Graben //Dan. Geol. unders. Arb. 1982. Vol.66. P.1021-1041.
16. Leeder M.R. Lithospheric stretching and North sea Jurassic clastic source-lands //Nature.1983. Vol.305. P.510-514.
17. Maaloe S., Printzlau J. Partial melting of spinel lherzolite //J. Petrol. 1979. V.20. P.727-741.
18. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins //Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol.40. P.25-32.
19. McQuillin R. Why does a sedimentary basin subside? - a model under test? //Nature. 1983. Vol.302. P.109-110.
20. Nunn J.A., Sleep N.H. Thermal contraction and flexure of intracratonal basin //Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. Vol.76. P.587-635.
21. Oldenburg D.W. Convectivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate //Ibid. 1981. Vol.65. P.359-394.
22. Sleep N.H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up //Ibid. 1971. Vol.24. P.325-350.
23. Sleep N.H., Snell N.S. Thermal contraction and flexure of mid-continent and Atlantic marginal basins //Ibid. 1976. Vol.45. P.125-154.
24. Smythe D.K., Skuce A.G., Donato J.A. Geological objections to an extensional origin for the Buchan and Witchground graben in the North Sea //Nature. 1980. Vol.287. P.467-468.
25. Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence off the Atlantic-type continental margin of New York //Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol.41. P.1-13.
26. Waples D.W. Time and temperature in petroleum formation; application of Lopatin's method to petroleum Exploration //Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1980. Vol.6. P.916-926.
27. Poag C.W. Stratigraphic reference section for Gorges Banc basin-depositional model for New England passive margin //Ibid. 1982. Vol.66, N 8. P.1021-1041.

Ю.А.Зорин

Образованию осадочных бассейнов платформенного типа, к которым приурочены месторождения нефти и газа, обычно предшествовал рифтогенез: осевые части таких бассейнов, как правило, приурочены к палеорифтам [9,13,10,3]. Для объяснения указанной закономерности Д.Маккензи [13] предполагает, что на рифтовом этапе развития земная кора и литосфера в целом сильно утоняются на обширной площади вследствие механического растяжения, достигающего 50–200%. Утонение литосферы приводит к подъему кровли астеносферы, что эквивалентно разогреву земных недр. После окончания рифтогенеза кора и мантия охлаждаются, и в результате их термического сжатия образуется осадочный бассейн. А.Ф.Грачев и В.В.Николайчик [3] показали, что дополнительное сокращение объема за счет кристаллизации жидкой фазы астеносферы при переходе ее в литосферу увеличивает скорость прогибания и его амплитуду.

Е.В.Артюшков [1], отмечая отсутствие признаков значительного растяжения коры во многих осадочных бассейнах, полагает, что утонение коры происходит в результате отрыва от нее "базальтового" слоя, вещество которого подвергается эколгитизации и становится более плотным, чем вещество мантии.

В рассмотренных выше концепциях постулируется значительное утонение земной коры. Интерпретация материалов ГСЗ показывает, что под осадочными бассейнами кора действительно тоньше, чем под смежными поднятиями. Однако в большинстве случаев ее утонение невелико и имеет лишь относительный характер. Так, под Западно-Сибирским, Сивашским и Чу-Сарьсуйским прогибами толщина коры составляет 37–42 км [8]. Эти значения всего на 2–5 км меньше, чем глубины раздела Моховичича под смежными поднятиями, но сопоставимы с толщиной коры под древними стабильными регионами. Столь незначительное уменьшение толщины коры происходит в основном за счет сокращения мощности ее верхнего "гранитного" слоя. Это явление, скорее всего, обусловлено денудацией коры на рифтовом этапе ее развития, когда существовали сводовые поднятия.

По сути дела, представления о значительном утонении земной коры [13,1] основываются не столько на фактических данных, сколько на очевидной необходимости соблюдения принципа изостазии при описании процесса образования осадочных бассейнов. Тонкая кора выступает как главный фактор, обеспечивающий изостатическое прогибание. При этом в явной или неявной формах допускается, что аномальная мантия (вещество, содержащееся в выступах астеносферы под рифтовыми зонами) при охлаждении превращается в нормальную мантию, т.е. плот-

ность этого вещества становится равной плотности мантийной части литосферы под смежными стабильными регионами. Однако новые геофизические данные по Байкальской рифтовой зоне, полученные автором и его коллегами [4], показывают, что последнее допущение не является правомочным.

Судя по результатам анализа сейсмологических материалов, под Байкальской рифтовой зоной (под всем Саяно-Байкальским сводовым поднятием, ширина которого составляет 300 км) поверхность астеносферы поднята до раздела Мохоровичича, а под соседней Сибирской платформой она расположена на глубине 200 км. В рассматриваемом регионе удалось выделить гравитационную аномалию, связанную с астеносферным выступом. Ее количественная интерпретация показала, что средняя плотность аномальной мантии всего на 15–20 кг/м³ меньше плотности мантийной части литосферы под древним кратоном, причем первая цифра лучше согласуется с условием изостазии [4] (см. ст. Н.А. Логачева, Ю.А. Зорина в наст. сб.).

Таким образом, если плотность аномальной мантии опенить в 3200 кг/м³, то плотность нормальной мантии составит 3215 кг/м³. Сейсмические свойства аномальной мантии, а также изучение лерполитовых нодулей из базальтов континентальных рифтовых зон [12] позволяют полагать, что она содержит около 10% базальтового расплава. Плотность последнего опенивается в 2600 кг/м³. При кристаллизации он превращается в габбро с плотностью около 2900 кг/м³ [3]. Из этих условий нетрудно рассчитать, что после затвердевания жидкой фазы плотность аномальной мантии увеличится на 30 кг/м³ и составит 3230 кг/м³. При охлаждении на 600°C (среднее приращение температуры во всем астеносферном выступе по сравнению с холодной литосферой смежных регионов) вещество аномальной мантии приобретает плотность около 3290 кг/м³. Следовательно, если бы температуры были одинаковыми, то аномальная мантия была бы не менее (на 15 кг/м³), а более (на 75 кг/м³) плотной, чем мантийная часть литосферы под стабильными регионами.

Объяснить этот кажущийся парадокс можно на основе довольно простых соображений. Численное моделирование частичного плавления литосферы с учетом сведений о составе вулканитов в континентальных рифтовых зонах показало, что этот процесс не может быть главной причиной образования выступов астеносферы [14]. Эти выступы формируются, по-видимому, за счет механического замещения литосферы в ее ослабленных зонах глубинным частично расплавленным веществом. Плотность мантии с глубиной увеличивается, по всей вероятности, не только за счет роста давления, но и за счет некоторого изменения химического состава. Поэтому можно полагать, что вещество аномальной мантии несколько отличается по химизму от мантийной части литосферы под кратонами, а его плотность оказывается относительно пониженной только

за счет сильного разогрева и частичного плавления. Правомочность этого положения подтверждается тем, что мантийные включения в базальтах континентальных рифтовых зон характеризуются повышенной железистостью по сравнению с аналогичными ультраосновными породами, встречающимися в кимберлитовых трубках на древних платформах [2].

Следует обратить внимание на строение земной коры под Байкальской рифтовой зоной. Судя по данным ГСЗ [7], в этом регионе кора заметно утонена (до 34–36 км) только на узких участках, соответствующих рифтовым впадинам. На большей же части Саяно-Байкальского сводового поднятия толщина коры варьирует в пределах 40–50 км. На Сибирской платформе этот параметр изменяется от 40 до 45 км. Средние значения скорости продольных сейсмических волн в земной коре рифтовой зоны и платформы практически одинаковы (6,4 км/с). На этом основании можно в первом приближении полагать, что земная кора двух рассматриваемых регионов имеет одну и ту же среднюю плотность. По-видимому, некоторое увеличение плотности земной коры в рифтовой зоне за счет внедрения базальтовых даек в какой-то мере компенсируется ее уплотнением в результате повышения температуры [14].

Рассмотренные выше геофизические данные позволяют предложить простую модель образования пострифтовых осадочных бассейнов. После прекращения притока тепловой энергии, необходимого для существования астеносферного выступа, находящееся в нем вещество аномальной мантии начнет охлаждаться. Сразу же после кристаллизации жидкой фазы это вещество, сохраняя еще субсолидусную температуру, станет более плотным, чем нормальная мантия. Дальнейшее остывание обеспечит его прогрессирующее термическое сжатие. В итоге литосфера под отмирающей рифтовой зоной будет наращиваться материалом, имеющим большую плотность, чем мантийная часть литосферы под смежными регионами. В этом и заключается отличие предлагаемой модели от тех, которые охарактеризованы в начале настоящего сообщения. При указанном условии изостатическое опускание поверхности литосферы ниже уровня моря возможно без утонения земной коры. Термическое сжатие коры, а также осадочная нагрузка увеличит амплитуду прогибания. Нисходящие движения проявятся на всей площади бывшего сводового поднятия, т.е. ширина осадочного бассейна будет значительно превышать поперечные размеры рифтовых впадин.

Для приближенного количественного описания процесса развития осадочного бассейна на месте сводового поднятия ограничимся рассмотрением одномерного случая, имея в виду воспроизведение условий, характерных для центральных частей этих широких структурных форм. Введем следующие обозначения для переменных и постоянных величин: t – время, прошедшее с начала охлаждения земных недр; $h_p(t)$ – высота поверхности земной коры до ее прогибания ниже уровня моря; $h_s(t)$ – мощность осадков (глубина опускания) при условии, что про-

гибание ниже уровня моря полностью компенсируется седиментацией; $L(t)$ - толщина литосферы под осадочным бассейном без учета ее термического сжатия (величина, которая получается в результате моделирования процесса "намерзания" литосферы); $\Delta L(t)$ - сокращение высоты вертикальной колонки вещества за счет кристаллизации жидкой фазы астеносферы и термического сжатия литосферы; $A(t)$ - толщина астеносферы в ее выступе над поверхностью изостатической компенсации; x - глубина как аргумент температуры (отсчитывается от поверхности кристаллической коры); $T_c(x, t)$ - температура в коре; $T_l(x, t)$ - температура в мантийной части литосферы; $\rho_s = 2200 \text{ кг/м}^3$ - плотность осадков; $\rho_c = 2800 \text{ кг/м}^3$ - начальная средняя плотность земной коры; $\rho_p = 3215 \text{ кг/м}^3$ - плотность мантийной части литосферы под древней платформой; $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$ - плотность частично расплавленного вещества аномальной мантия; $\Delta\rho = 30 \text{ кг/м}^3$ - приращение плотности при кристаллизации жидкой фазы этого вещества; $C = 40 \text{ км}$ - начальная толщина земной коры; $L_p = 200 \text{ км}$ - толщина литосферы под платформой; $P = 199,75 \text{ км}$ - глубина поверхности изостатической компенсации, совпадающая с глубиной подошвы литосферы под платформой (высота поверхности платформы над уровнем моря принята равной $0,25 \text{ км}$); $M = \rho_c C + (L_p - C)\rho_p = 6,264 \cdot 10^8 \text{ кг/м}^2$ - масса, заключенная в вертикальной колонке с поперечным сечением 1 м^2 над поверхностью изостатической компенсации; $\alpha = 3,0 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ - коэффициент объемного термического расширения; $T_m = 1350 \text{ }^\circ\text{C}$ - температура на подошве литосферы; $K_c = 2,5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ - теплопроводность коры; $K_l = 3,0 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ - теплопроводность мантийной части литосферы; $H_o = 2,0 \text{ мкВт/м}^3$ - приповерхностная теплогенерация за счет распада радиоактивных элементов в земной коре; $D = 11 \text{ км}$ - эффективная глубина теплогенерации ($H_o D = 22 \text{ мВт/м}^2$ - радиогенный тепловой поток); $q_a = 18 \text{ мВт/м}^2$ - фоновый глубинный тепловой поток в основании литосферы (величина, характерная для стабильных регионов с толщиной литосферы около 200 км); $C_p = 1000 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ - удельная теплоемкость вещества литосферы.

Будем считать, что в начальный момент времени (при $t = 0$) мантийная часть литосферы под рифтовой зоной полностью замещена веществом аномальной мантия, и изостатическая компенсация осуществляется за счет свободного и весьма быстрого (по сравнению с термическими процессами) перетекания этого вещества в область астеносферного выступа и из нее. Примем вслед за К.Ле Пишоном и др. [6], что объемное сжатие первичной и вновь образованной литосферы реализуется только в вертикальном направлении, а оставшаяся часть астеносферы не сжимается. В этом случае кристаллизация жидкой фазы и термическое сокращение объема не приводят к изменению массы в вертикальной колонке вещества. При указанном условии до погружения поверхности коры

под уровень моря, т.е. при $0 \leq \Delta L(t) \leq -h_r(0)$, справедлива следующая система уравнений:

$$\left. \begin{aligned} C\rho_c + [L(t) - C]\rho_a + A(t)\rho_a &= M, \\ P - L(t) + \Delta L(t) - A(t) - h_r(t) &= 0 \end{aligned} \right\}$$

Из этой системы следует, что

$$h_r(t) = \Delta L(t) + h_r(0), \quad (1)$$

где $h_r(0) = P - M/\rho_a - C(1 - \rho_c/\rho_a)$ - высота сводового поднятия в начальный момент времени. Так как ось глубин направлена вниз, величины $h_r(0)$ и $h_r(t)$ являются отрицательными.

После погружения поверхности коры под уровень моря и начала седиментации, т.е. при $\Delta L(t) > -h_r(0)$, становятся справедливыми уравнения:

$$\left. \begin{aligned} h_s(t)\rho_s + C\rho_c + [L(t) - C]\rho_a + A(t)\rho_a &= M \\ P - L(t) + \Delta L(t) - A(t) - h_s(t) &= 0 \end{aligned} \right\}$$

Из них следует, что

$$h_s(t) = [\Delta L(t) + h_r(0)] \rho_a / (\rho_a - \rho_s). \quad (2)$$

Величину $\Delta L(t)$ с достаточной точностью можно определить следующим образом:

$$-\Delta L(t) = \alpha \int_0^L [T_c(z, t) - T_c(z, 0)] dz + \alpha \int_0^{L(t)} [T_e(z, t) - T_e(z, 0)] dz - [L(t) - C] \Delta \rho / \rho_a. \quad (3)$$

Первый член в этом выражении описывает термическое сжатие коры, второй - мантийной части литосферы, а третий отражает сжатие вещества аномальной мантии при его переходе в литосферу за счет кристаллизации жидкой фазы.

Определить изменение температуры в литосфере при охлаждении и термическом утолщении последней можно на основе численного решения уравнения теплопроводности для нестационарного случая с условием Стефана. Однако для расчетов температуры с точностью около 10% достаточно использовать аналитические выражения, полученные при некоторых допущениях С.Кру и Дж.Томпсоном [II]:

$$\left. \begin{aligned} T_c(z, t) &= H_0 D^2 [1 - \exp(-z/D)] / K_c + K_e T_R z / [K_c R(t)], \\ T_e(z, t) &= T_m [z - C(K_e/K_c - 1)] / R(t) + H_0 D^2 / K_c, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

где $T_R = T_m - H_0 D^2 / K_c$, $R(t) = L(t) - C(K_e/K_c - 1)$. В этих выражениях температуры в коре и мантийной части литосферы являются функциями $L(t)$ - толщины литосферы.

Напомним, что в начальный момент времени $L(0) = C$, а литосфера затем наращивается за счет "намерзания" астеносферы. Пренебрегая адиабатическим градиентом в астеносфере, положим $T_e(z, 0) = T_m$.

С учетом этих замечаний образуем разности температур из соотношений (4) и подставим их в (3). Производя интегрирование и простые преобразования, получим

$$\Delta L(t) = 0,5\alpha [L(t) - C] (T_m - H_0 D^2 / K_c) L(t) / [L(t) + C(K_e / K_c - 1)] + [L(t) - C] \Delta \rho / \rho_\alpha. \quad (5)$$

Зависимость $L(t)$ может быть определена из следующего выражения в безразмерных величинах [II]

$$\ln[(1 - R'_0)/(1 - R')] + (R'_0 - R') - (C')^2 B \{ \ln(R'/R'_0) + \ln[(1 - R'_0)/(1 - R')] \} = t', \quad (6)$$

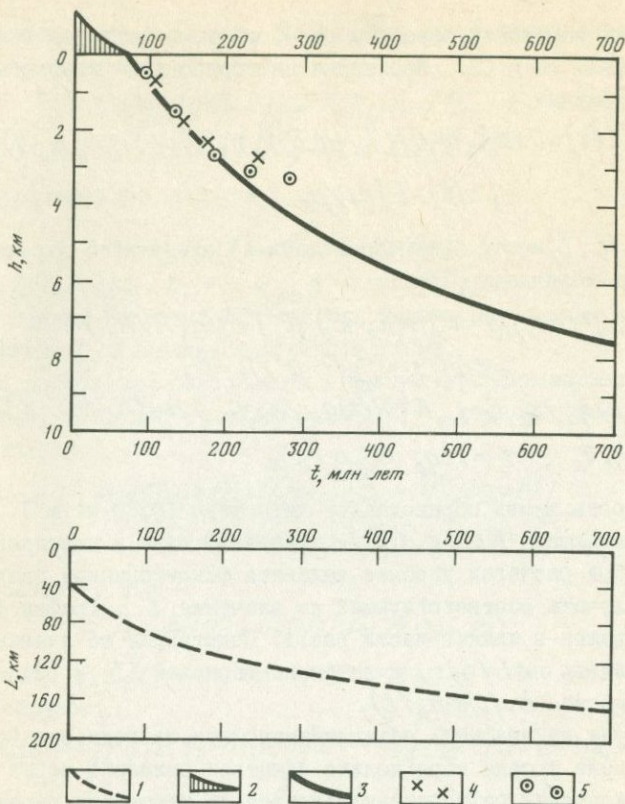
где $R'_0 = R(0)q_\alpha / K_e T_K$; $R' = R(t)q_\alpha / K_e T_K$; $B = (K_e / K_c - 1) K_e / K_c$; $C' = Cq_\alpha / K_e T_K$; $t' = 2tq_\alpha^2 / K_e \rho_e c_p T_K^2$;

ρ_e — плотность вновь образованной литосферы (3230 кг/м^3). Соотношение, связывающее $R(t)$ и $L(t)$, приведено выше в пояснении к формулам (4). При расчетах удобнее задавать фиксированные значения $L(t)$ и получать соответствующие им значения t . График функции $L(t)$ изображен в нижней части рис. I. Подставляя ее значения в (5), можно рассчитать $\Delta L(t)$, а затем по формулам (1) и (2) определить зависимости $h_p(t)$ и $h_s(t)$.

Как следует из графика, объединяющего эти зависимости (см. рис. I), прогибание ниже уровня моря должно начаться примерно через 60 млн лет после окончания рифтогенеза. Условность некоторых параметров модели, естественно, позволяет рассчитывать только на оценку порядка такого запаздывания (первые десятки миллионов лет). В этом смысле полученный результат неплохо согласуется с фактическими данными. Например, в Западной Сибири рифтогенез имел место в конце перми — начале триаса. Формирование же широкого осадочного бассейна здесь началось в ранней, а местами и в средней юре [5]. На том же рисунке приведены определенные по результатам бурения эмпирические зависимости мощности осадков от времени их отложения для Южно-Ямальского разреза Западно-Сибирской плиты [5] и для Парижского бассейна [10]. Время прогибания для эмпирических кривых отсчитывается от точки пересечения уровня моря теоретическим графиком.

Удовлетворительное совпадение фактических данных с теоретической зависимостью $h_s(t)$ свидетельствует о том, что предлагаемая модель вполне достаточна для объяснения природы типичных пострифтовых осадочных бассейнов. Нужно напомнить, что в этой модели не предполагается уменьшение толщины земной коры. Утонение коры, естественно, должно увеличить глубину бассейна.

Следует отметить, что существует сравнительно небольшое число платформенных прогибов с чрезвычайно высокой мощностью осадков.



Р и с. 1. Результаты моделирования развития осадочного бассейна
 1 - толщина литосферы; 2 - высота рельефа на начальном этапе проявления нисходящих движений; 3 - глубина бассейна (мощность осадков) при условии, что прогибание ниже уровня моря полностью компенсируется седиментацией. Фактические значения мощности осадков, определенные по буровым скважинам: 4 - для Южно-Ямального разреза Западно-Сибирского прогиба [5], 5 - для Парижского бассейна [10]

Примером может служить Прикаспийская впадина, где глубина фундамента, судя по геофизическим данным, достигает 22-24 км [8]. Толщина кристаллической коры под этой впадиной уменьшается до 8 км. В подобных случаях связь прогибания с утонением коры представляется очевидной. Однако элементарные расчеты, основанные на принципе изостазии, показывают, что даже в бассейнах, которые могли бы образоваться в результате полного разрыва коры, мощность осадков не должна превышать 13-14 км. Следовательно, утонение коры могло обеспечить

примерно половину амплитуды прогибания фундамента Прикаспийской впадины. Вторая половина должна быть обусловлена уплотнением мантии, которое, видимо, происходит в соответствии с предлагаемой моделью.

Л и т е р а т у р а

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1964. Т.2. 720 с.
2. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 281 с.
3. Грачев А.Ф., Николайчик В.В. Термическая модель пострифтового опускания // Докл.АН СССР. 1985. Т.283, № 6. С.1439-1442.
4. Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С.43-52.
5. Ирбэ Н.А. Сводные геолого-геофизические разрезы нефтегазоносных областей Западно-Сибирской низменности и их особенности // Геофизические исследования Западной Сибири. Тюмень, 1972. С.3-167.
6. Ле Пшон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 286 с.
7. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Под ред. Н.Н.Пузырева. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
8. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Под ред. С.М.Зверева, И.С.Косминской. М.: Наука, 1980. 183 с.
9. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т.2. 720 с.
10. Cochran J.R. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol.66. P.289-302.
11. Crough S.T., Thompson G.A. Thermal model of continental lithosphere // J.Geophys. Res. 1976. Vol.81. P.4857-4862.
12. Maaloe S., Printzslau I. Partial melting of spinel lherzolite // J.Petrol. 1979. Vol.20. P.721-741.
13. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol.40. P.25-32.
14. Zorin Yu.A., Lepina S.V. Geothermal aspects of development of asthenospheric upwelling beneath continental rift zones // J. Geodyn. 1985. Vol.3. P.1-22.

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ)

В. К. Кучай, С. А. Тычков

Природа крупных осадочных бассейнов в последние годы привлекает все большее внимание исследователей. Причина такого интереса обусловлена не только теоретическими аспектами, но и приуроченностью к таким структурам главнейших месторождений углеводородов. До сих пор геодинамика молодых платформ и седиментационных прогибов на континентальной земной коре рассматривалась либо в теоретическом плане [1, 24, 27, 28], либо с привлечением только геологических данных осадочного чехла [3-5, 8, 25 и др.]. Полученные результаты, свидетельствуя лишь о правдоподобности тех или иных механизмов, вполне определенно указывают на то, что большинство платформ и глубоких прогибов на континентальной коре не связано с конседиментационным утонением литосферы в процессе ее горизонтального растяжения [3-5]. Обратившись к геодинамике молодых платформ, для которых имеются надежные геологические и геофизические данные, мы расширили объем используемой информации, включив в него информацию о глубинном строении региона. Это привело к разработке новых методических приемов геодинамического анализа и формулировке дополнительных критериев выбора геодинамических моделей. В частности результаты, полученные для Западно-Сибирской плиты, исключая механическое конседиментационное утонение литосферы как причину депрессогенеза, свидетельствуют также о малой вероятности в этом конкретном случае эклогитизации низов базальтового слоя земной коры, опускания поверхности Земли за счет термического сжатия и т.д.

Механизмы формирования осадочных бассейнов

Одной из первых моделей образования впадин на континентальной коре явилась модель механического утонения земной коры в условиях ее горизонтального растяжения, предполагающая опускание земной поверхности за счет изостатических процессов, учитывающих [27, 28] или не учитывающих [1] сжатие литосферы при ее остывании.

Горизонтальное растяжение, обеспечивающее реально наблюдаемое прогибание седиментационных бассейнов, должно составлять не менее 50-200% [8], что фиксируется только для некоторых районов континентальных склонов океанов [25], в то время как даже в континентальных рифтах величина горизонтального удлинения не превосходит 25%, не говоря уже о молодых платформах, где такое удлинение либо вообще не наблюдается, либо не превышает нескольких процентов [4, 5]. Для впадин, сформировавшихся без заметного горизонтального удлинения осадочной толщи, были предложены другие механизмы. В частности Маккензи [27] высказал предположение, что наблюдаемое опускание поверхно-

сти Земли обусловлено в основном температурным сжатием остывающей литосферы. А.Ф.Грачев и В.В.Николайчик [8] обратили внимание на то, что наиболее эффективные опускания поверхности Земли связаны с переходом аномальной мантии из жидкой фазы в твердую, что сопровождается увеличением скорости термического сжатия литосферы.

Другими авторами [2-5] быстрым погружениям континентальной литосферы ставятся в соответствие утонение базальтового слоя в результате перехода при определенных P-T-условиях его части в более тяжелые элогитовые породы.

Другой механизм возникновения нисходящих движений ассоциируется с появлением низковязких частично расплавленных масс пониженной плотности внутри литосферы либо на ее подошве [14].

Наконец предполагается, что литосфера, перекрывающая зону мантийной инъекции, испытывает уменьшение мощности за счет ее растяжения в "сухопутных условиях" (подобным современной обстановке в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США) [11, 13, 23]. Последующее быстрое опускание и накопление осадочных толщ связывается с прекращением или ослаблением инъекции аномальной мантии и растеканием плотностей неоднородности в астеносфере. Скорость осадконакопления и опускания диктуется скоростью растекания низковязкой астенолинзы и не сопровождается конседиментационным горизонтальным растяжением осадочных толщ.

Физически любой из рассмотренных механизмов вполне правдоподобен и может иметь место в природе. Проблема заключается в определении реально действующих в каждом конкретном случае механизмов либо их комбинаций.

Принципы оценок эффективности геодинамических механизмов

Геологические данные свидетельствуют о том, что образованию платформенных седиментационных прогибов типа Западно-Сибирской плиты либо предшествуют поднятия литосферы с созданием обстановки горизонтального растяжения, сопровождаемой излияниями основных лав [20], либо нисходящие движения приходят на смену спокойному режиму тектонических движений. В любом случае отсутствуют объективные свидетельства сжатия и торошения литосферы. В этом случае можно полагать, что перед депрессогенезом литосфера находилась в изостатическом равновесии

$$\sum_i H_i' \rho_i = (\sum_i H_i' - A'' - H'') (\rho_{\alpha} + \Delta \rho), \quad (I)$$

где H_i - мощность i -го слоя литосферы ($i = \alpha, \gamma, \beta, \pi$ - индексы отложений без слоев плитного комплекса; гранитного и базальтового слоев; слоя литосферной мантии), ρ_i - плотность i -го слоя литосферы, ρ_{α} - современная плотность астеносферы, $\Delta \rho$ - разность плотностей астеносферы при современных условиях и на начало депрессогене-

за, A'' и h'' – глубина до напряженной поверхности астеносферы и высота рельефа на начальных этапах депрессогенеза.

Глубина до свободной поверхности астеносферы A – это тот уровень относительно поверхности моря, на который поднялось бы вещество астеносферы в соответствии с законом Паскаля, если бы астеносфера была освобождена от нагрузки литосферы при отсутствии активных процессов в литосфере и астеносфере – $A = const$. Глубина до напряженной поверхности астеносферы A' – это уровень относительно поверхности моря, на который поднялось бы вещество астеносферы, освобожденное от нагрузки литосферы, в соответствии с законом Паскаля в обстановке активных сил и смещений в астеносфере и/или в литосфере.

$$\Delta A = A - A'$$

Величина ΔA называется возмущением свободной поверхности астеносферы и оценивает либо отклонение свободной поверхности астеносферы за счет инъекции вещества в астеносферу, либо поднятия или опускания литосферы при ее вдавливании или выдавливании в условиях сжатия и торшения [13].

При современных условиях после накопления осадочной толщи плитного комплекса мощностью H_{oc} и плотностью ρ_{oc} условие изостатического равновесия (I) приобретает вид

$$\sum_i H_i \rho_i - H_{oc} \rho_{oc} = (\sum_i H_i + H_{oc} - A - h) \rho_a, \quad (2)$$

где A' и h' – глубина до напряженной поверхности астеносферы и высота рельефа при современных условиях.

Обозначим

$$H'_i = H_i + \Delta H_i,$$

где ΔH_i – изменение мощности i -го слоя в процессе образования осадочного бассейна. Тогда из (2) и (I) имеем

$$H_{oc} \frac{1}{\rho_a - \rho_{oc}} [\rho_a \sum \Delta H - \sum \Delta H_i \rho_i + (A' - A'' + h' - h'') \rho_a + \Delta \rho (\sum_i H_i + \sum_i \Delta H_i - A'' - h'')]. \quad (3)$$

Формула (3) отражает связь между мощностью плитного комплекса осадков и изменениями, произошедшими в литосфере и мантии, обусловившими накопление самой толщи. С помощью этой формулы можно осуществлять проверку гипотез происхождения того или иного платформенного осадочного бассейна.

Положим, что осадочный бассейн образован только за счет утонения литосферы в β раз при ее растяжении, тогда

$$\Delta \rho = 0, \quad A' - A'' = h' - h'' = 0, \quad \Delta H_i = -H_i(1 - \beta)$$

и из (3)

$$H_{oc} = \frac{\beta - 1}{\rho_a - \rho_{oc}} (\rho_a \sum_i H_i - \sum_i H_i \rho_i). \quad (4)$$

Пусть осадки обязаны изменением мощности слоя H_k , тогда

$$\Delta\rho=0, \quad A'-A''=h-h=0, \quad \Delta H_{\kappa} = \begin{cases} 0 & \text{при } i \neq \kappa \\ \Delta H_{\kappa} & \text{при } i = \kappa \end{cases},$$

$$\text{из (3)} \quad H_{oc} = \Delta H_{\kappa} \frac{\rho_{\alpha} - \rho_{oc}}{\rho_{\alpha} - \rho_{oc}} \quad (5)$$

Либо допустим, что на начало формирования плитного комплекса слои земной коры имели те же мощности и плотности, что и при современных условиях за исключением отсутствующих в то время слоев плитного комплекса, $H_{oc} = 0$, $H_i = 0$. В этом случае глубина до поверхности возмущенной астеносферы, на основании (3), равна

$$A'' = \frac{1}{\rho_{\alpha} + \Delta\rho} \left[(A' + h' - h'') \rho_{\alpha} - \Delta\rho \left(\sum_i H_i - h'' \right) - H_{oc} (\rho_{\alpha} - \rho_{oc}) \right]. \quad (6)$$

Из (2)

$$A' = \sum_i H_i + H_{oc} - \frac{1}{\rho_{\alpha}} \left(\sum_i H_i \rho_i + H_{oc} \rho_{oc} \right) - h',$$

поэтому

$$A'' = \sum_i H_i - \frac{1}{\rho_{\alpha} + \Delta\rho} \sum_i H_i \rho_i - h''. \quad (7)$$

На основании (3) - (7) задачу поиска приемлемого в каждом конкретном случае механизма образования осадочного бассейна можно связать с выявлением регрессионных зависимостей между изменениями мощности плитного комплекса и мощностями различных слоев литосферы. Например, если линейная зависимость имеет место только для осадочной толщи и какого-либо слоя K и отсутствует в других слоях, то можно полагать, что изменения, произошедшие именно в слое K , привели к образованию седиментационного бассейна. Если же линейные регрессионные зависимости фиксируются во всех слоях литосферы, то в соответствии с (4), это можно расценивать как серьезный аргумент в пользу модели механического утонения литосферы в результате ее горизонтального растяжения. И, наконец, если связь между мощностью осадочной толщи и мощностью слоев земной коры отсутствует, то скорее всего депрессогенез вызван либо процессами в верхней мантии, либо возмущением свободной поверхности астеносферы в эпоху, предшествующую депрессогенезу.

В рамках изложенной методики исследуем причины образования плитного комплекса Западно-Сибирской плиты.

Основные закономерности строения и развития Западно-Сибирской плиты

Особенности геологического строения, данные о глубинной структуре и модель эволюции литосферы Западно-Сибирской плиты представлены в монографии В.С.Суркова и О.Г.Жеро [20], являющейся на наш взгляд хорошей основой геодинамического анализа.

В соответствии с представлениями В.С.Суркова и О.Г.Жеро Западно-

Сибирская плита относится к молодым платформам, складчатое основание которой сложено дислоцированными слоями палеозойских и протерозойских пород, а осадочный чехол — мезозойско-кайнозойскими слоями плитного комплекса. Наиболее древние отложения плитного комплекса относятся к нижней юре, наиболее молодые — к голоцену. Основная часть песчано-глинисто-известняковых осадочных толщ накопилась в позднеюрское-раннемеловое время. Примером может служить геологический разрез в районе Колтогорско-Уренгойского грабена (рис. I), где из 3-3,5 км осадков 1,5-1,8 км приходится на верхнеюрские и нижнемеловые отложения, 0,5-0,8 км — на верхнемеловые, 0,4-0,8 км — на палеоген-четвертичные слои и 0,4-0,8 км — на ниже- и среднеюрские.

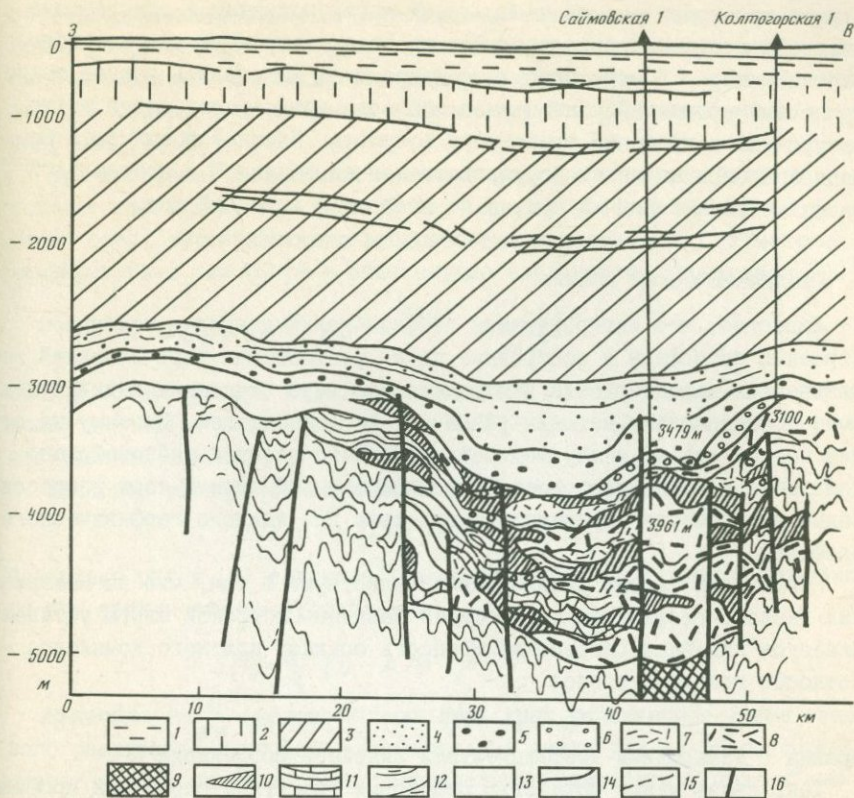
Исследования глубинной структуры плиты методом ГСЗ были начаты в 60-х годах [10, 17-19], и к настоящему времени общая протяженность профилей ГСЗ составляет около 17 тыс. км [9]. Возросший объем сейсмической информации о структуре коры позволил некоторым авторам выделить до 10 сейсмических границ [9], что говорит о сложности строения и значительных вариациях вещественного состава коры. Тем не менее в первом приближении сейсмический разрез Западно-Сибирской плиты может быть охарактеризован тремя основными границами: поверхностью кристаллического фундамента, Конрада и Мохоровичича.

Поверхность фундамента залегает в центральных частях плиты на глубинах 4-5 км, а на севере и северо-востоке погружается до 6-7 км. Граница на глубинах 15-30 км рассматривается обычно как уровень перехода от гранитно-метаморфических к более основным породам. Для краткости условимся далее называть слой между подошвой осадочного чехла и этой границей гранитным, а ниже, до границы Мохоровичича, базальтовым слоем. Необходимо отметить, что граница между этими слоями прослеживается не всегда и более выражена в южной половине плиты, где мощности слоев сопоставимы и варьируют в интервале 15-25 км. На севере региона мощность гранитов меньше, в осевой меридиональной части (~20 км) и возрастает к периферии (на 5-10 км). Мощность базальтового слоя здесь меняется слабо, не превышая 20 км.

Поверхность Мохоровичича на территории Западной Сибири прослеживается в интервале глубин от 32 до 52 км и в среднем находится на 10 км выше, чем в структурах обрамления. Уменьшение мощности коры характерно для центральных частей региона [16].

Доюрский складчатый фундамент сложен разновозрастными и разнообразными по составу и генезису образованиями, формирование которых проходило от рифея до конца палеозоя.

В байкальский мегацикл в Западной Сибири произошел раскол древней протоплатформы, заложение геосинклинального пояса и оформление на его месте к концу палеозоя складчатого пояса, с новой континен-



Р и с. 1. Геолого-геофизический разрез Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта [20]

Отложения: 1 - палеоген-четвертичные, 2 - верхнемеловые, 3 - верхнеюрские-нижнемеловые, 4 - верхнеюрские, 5 - ниже-среднеюрские, 6 - лавовые тела миндалекаменных порфиритов, 7 - туфы, 8 - базальты и долериты, 9 - оливиновые базальты, пикриты, 10 - толщи пород, полностью или частично измененные гидротермальными процессами, 11 - известняки, 12 - метаморфические толщи пород, 13 - толщи пород, подверженные процессам выветривания. Сейсмические границы: 14 - отражающие, 15 - преломляющие, 16 - разломы

тальной корой [20]. При этом размеры структурно-фациальных зон палеозойских геосинклинальных систем были меньше, чем байкальских, и они формировались в складчатые зоны в более короткие отрезки времени. После завершения герцинской фазы складчатости в пределах Западно-Сибирской плиты возникло огромное сводовое поднятие. В начале

триаса произошел раскол центральной части поднятия и образование рифтовой системы, продолжающейся на север в пределы современного Карского моря. В образовавшихся депрессиях накопились мощные толщи триасовых отложений. Наибольшие мощности нижнеюрских слоев также приурочены к грабенам триасового возраста. Плитный комплекс в Западной Сибири начинает формироваться в ее западной и центральной частях с раннейсредней юры, а на востоке — с ранней юры.

Геодинамический анализ

Известно, что интерпретация геофизических данных о глубинном строении литосферы и построение по ее результатам карт изолиний геофизических характеристик в определенной мере отягощены индивидуальными особенностями методик различных исследователей. Поэтому на стадии поиска связей между мощностью плитного мезозой-кайнозойского комплекса и мощностью слоев консолидированной земной коры регрессионные зависимости определялись отдельно для каждого геофизического профиля.

Результаты такого анализа свидетельствуют о том, что на материалах геолого-геофизических профилей Западно-Сибирской плиты устанавливается линейная регрессия: мощность осадков плитного комплекса — мощность гранитного слоя

$$H_{ос} = H_0 - k H_y \quad (8)$$

правда с невысокими коэффициентами линейной корреляции R .

Так, связь между мощностью осадков и гранитным слоем для профиля Воркута-Дудинка характеризуется $R = -0,57$, южнее для профиля Свердловск-Барнаул $-R = -0,34$.

Величина H_0 в (8) определяет мощность гранитов, при которой отсутствует осадочный слой. На севере Западно-Сибирской плиты она равна 38 км и уменьшается на юге до 34 км.

Регрессионную зависимость между мощностью плитного комплекса и мощностью нижней базальтовой части земной коры не удается обнаружить ни для одного из профилей на Западно-Сибирской плите. В частности для северной части плиты $R = 0,19$, а для южной $R \leq 0,29$.

Эти результаты в соответствии с (3) — (7) позволяют отвергнуть две генетические причины образования плитного комплекса Западно-Сибирской плиты: механизм утонения литосферы в обстановке горизонтального растяжения и механизм эклогитизации низов базальтового слоя.

Отсутствие конседиментационного растяжения в плитном комплексе указывает на то, что утонение гранитного слоя произошло до эпохи мезозойско-кайнозойского осадконакопления и, по-видимому, обусловлено эрозионно-денудационным срезом во время сводового поднятия ли-

тофферы, предшествующего мезозойско-кайнозойскому депрессогенезу. Поднятие литосферы, как будет показано ниже, осуществляется инъекцией аномальной мантии в астеносферу подобно тому, как это происходит при современных условиях в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе США [11, 12].

При внедрении аномальной мантии в верхние слои астеносферы происходит также поднятие дневной поверхности за счет теплового расширения слоя, перекрывающего внедрившееся вещество [26]. Изменение температуры в литосфере в этом случае описывается выражением [22]

$$T(z, t) = T_0 \frac{z}{H} + \Delta T \sum_{n=1}^{\infty} \lambda(-1)^n e^{-\frac{n\pi\kappa}{H^2} t} \frac{\sin(\frac{n\pi z}{H})}{n\pi}, \quad (9)$$

где T_0 - температура вещества аномальной мантии, подошедшего к подошве литосферы мощностью H , $\Delta T = T_0 - T_H$, T_H - температура невозмущенной мантии.

Тепловое расширение литосферы определяется выражением:

$$S(t) = \int_0^H \alpha T(x, t) dz.$$

Поскольку ряд в (9) является знакопеременным, для оценок ограничимся его первым членом. Тогда:

$$S(t) = \frac{\alpha H}{2} (T_0 - \Delta T e^{-\frac{\pi\kappa t}{H^2}}). \quad (10)$$

Величина $\tau = \frac{H^2}{\pi\kappa}$ (около 80 млн лет) дает характерное время теплового расширения литосферы, максимальная амплитуда которого соответствует модели стационарного распределения температуры при $t = \infty$

$$S(\infty) = \alpha \frac{HT_0}{2} \approx 100 \text{ м.}$$

Из (10) можно получить скорость расширения литосферы:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{\alpha\pi\kappa}{2H} \Delta T e^{-\frac{\pi\kappa t}{H^2}},$$

ее максимальное значение $\frac{\alpha\pi\kappa\Delta T}{2H}$ при $t = 0$ оценивается величиной $2 \cdot 10^{-4}$ см/год.

Величина теплового расширения литосферы $S \sim 100$ м оказывается весьма малой величиной, поэтому положим, что сводовое поднятие Западно-Сибирской плиты обусловлено инъекцией в астеносферу горячей разуплотненной аномальной мантии.

В силу того, что вещество аномальной мантии легче материала нормальной астеносферы ($\Delta\rho < 0$), не отличимой по плотности от литосферной мантии [14], то из (7) следует, что минимальная величина возмущения свободной поверхности астеносферы достигается при $\Delta\rho = 0$ и $h' - h'' = 0$. В этом случае $\rho_m = \rho_a$ и

$$A'' = \sum_i H_i - \frac{1}{\rho_m} \sum H_i \rho_i, \quad (11)$$

что совпадает с глубиной поверхности напряженной мантии, при вычис-

лении которой используются только мощности и плотности слоев земной коры, в данном конкретном случае исключая осадочный чехол Западно-Сибирской плиты. Тогда с учетом (10) минимальная величина возмущения свободной поверхности астеносферы в Западной Сибири на начало юры определяется как

$$\Delta A'' = 5,5 - \sum_i H_i + \frac{1}{\rho_m} \sum_i H_i \rho_i, \quad (12)$$

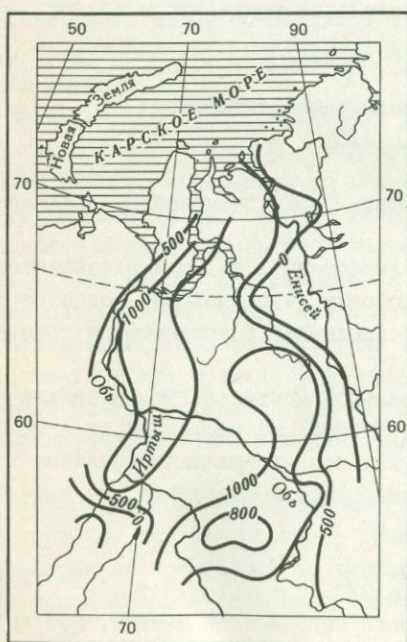
если принять, что глубина до свободной поверхности астеносферы равна 5,5 км от уровня моря [14].

Расчеты по формуле (12) свидетельствуют о том, что в юрское время возмущение свободной поверхности астеносферы Западной Сибири превосходило 1-2 км (рис.2). В поле $\Delta A''$ здесь выделялись два крупных субмеридиональных максимума поднятий - восточный, протянувшийся от Омска и далее через Колпашино на север, и западный, простиравшийся от Тобольска до Обской губы (см.рис.2). Расчетное минимальное возмущение свободной поверхности в принципе не зависит от генезиса утонения гранитного слоя. Полагая, что это утонение связано с поднятием литосферы и эрозией гранитного слоя, условия изостатического равновесия до и после эрозии можно записать в виде:

$$\sum_i H_i \rho_i = (\sum_i H_i - A'') \rho_0,$$

$$\sum_i H_i \rho_i + \Delta H_\gamma \rho_\gamma = (\sum_i H_i - \Delta H_\gamma - \Delta A'' - A'') \rho_0,$$

где ΔH_γ - величина изменения мощности гранитного слоя (в случае



Р и с. 2.

Амплитуды возмущений свободной поверхности астенолинзы Западной Сибири в юре, м

уменьшения мощности $\Delta H_{\gamma} < 0$). Отсюда

$$\Delta H_{\gamma} = -\Delta A'' \frac{\rho_{\alpha}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}}.$$

В нашем конкретном случае $\Delta A'' \sim 1-2$ км, $\rho_{\alpha} \sim 3,3$ г/см³, $\rho_{\gamma} \sim 2,8$ г/см³ и $\Delta H_{\gamma} \sim 6,5-12,5$ км. Иными словами, поднятие литосферы на 1-2 км за счет инъекции аномальной мантии в астеносферу обеспечивает наблюдаемое в действительности утонение гранитного слоя только за счет эрозионно-денудационного среза.

Денудационные процессы характерны для положительных структур (сводовых поднятий), которые поддерживаются активными глубинными процессами, в данном случае мантийной инъекцией, поставляющей разогретое вещество из мантии к подошве литосферы. Ослабление, а затем и прекращение инъекции приводит к тому, что линза аномальной мантии оказывается изолированной областью горячего низковязкого материала, который начинает растекаться вдоль жесткой нижней границы литосферы. В результате дневная поверхность начинает погружаться, и теперь основным процессом на поверхности является уже не денудация, а накопление осадочных толщ. С учетом осадконакопления (3) и (13) дакт

$$H_{oc} \left(\frac{\rho_{\alpha} - \rho_{oc}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}} \right) - \Delta A' \frac{\rho_{\alpha}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}} = H_{\gamma}^{\circ} - H_{\gamma}, \quad (14)$$

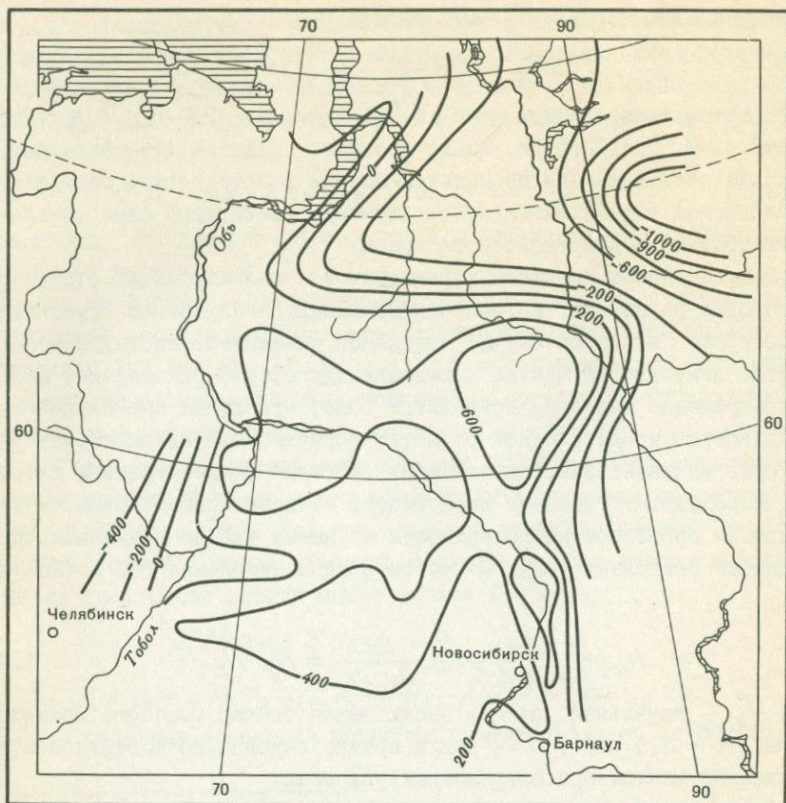
где H_{γ}° - начальная, а H_{γ} - наблюдаемая сейчас мощность гранитного слоя, $\Delta A' = 5,5 - A'$, A' - как и прежде глубина до поверхности напряженной мантии при современных условиях.

Формула, связывающая мощность осадков и толщину гранитного слоя, содержит теперь член $\Delta A' \frac{\rho_{\alpha}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}}$, характеризующий долю релаксации поверхности напряженной мантии к настоящему времени, т.е. прогибание должно прекратиться, когда $\Delta A' = 0$. Расчетное поле возмущений поверхности свободной мантии $\Delta A'$ при современных условиях (рис.3) сопоставимо с аналогичным полем для предъюрского времени $\Delta A''$. На площадях, расположенных южнее 60-й параллели, и поныне сохраняется слабое поднятие свободной поверхности астеносферы, граница которого совпадает с положением Западно-Сибирских увалов.

Введение поправочного члена $\Delta A' \frac{\rho_{\alpha}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}}$ в уравнения регрессии

$$H_{oc} \left(\frac{\rho_{\alpha} - \rho_{oc}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}} \right) + \Delta A' \frac{\rho_{\alpha}}{\rho_{\alpha} - \rho_{\gamma}} = f(H_{\gamma})$$

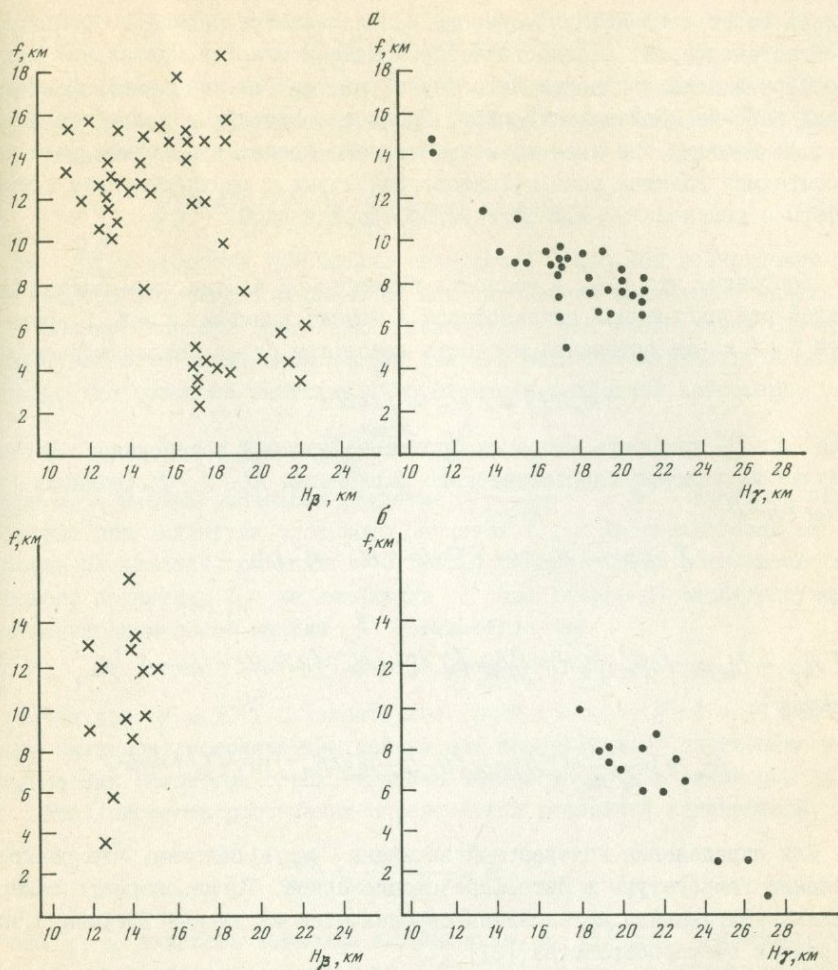
привело к резкому увеличению значений коэффициентов линейной корреляции (рис.4). Так, на севере вдоль профиля I коэффициент корреляции между мощностью осадков и мощностью гранитов (H_{oc} , H_{γ}) возрос с -0,57 (без учета поправки) до -0,78, причем для зависимости (H_{oc} , H_{β}) наблюдается обратная картина: с введением поправки корреляция



Р и с. 3. Амплитуды возмущений свободной поверхности астенотинзы Западной Сибири в современных условиях, м

ухудшилась с 0,29 до 0,20. Для южной половины плиты корреляция между осадками и гранитами увеличилась более чем вдвое: с -0,33 до -0,72.

Таким образом, приведенные выше оценки дают основание полагать, что предъюрская мантийная инжекция в Западной Сибири явилась причиной сводового поднятия литосферы и денудации гранитного слоя. Ослабление инжекции привело к растеканию горячей астенотинзы, нисходящим движениям литосферной плиты и накоплению осадков плитного комплекса. Причем судя по динамике изменения коэффициента корреляции и современным значениям $\Delta A'$ продолжающееся погружение Западно-Сибирской плиты и увеличение мощности осадков будет интенсивнее в южной половине плиты.



Р и с. 4. Зависимость мощности осадков плитного комплекса Западной Сибири от мощности "базальтового" слоя (слева) и аналогичная связь для осадков и "гранитного" слоя (справа) по профилям Свердловск-Барнаул (а) и Воркута-Дудинка (б)

Обсуждение результатов

Выше при рассмотрении динамики Западно-Сибирской плиты мы условно полагали, что мощность литосферной мантии по крайней мере от триаса и до современности оставалась неизменной, что вне всякого сомнения является грубым приближением, к которому мы вынуждены прибегать из-за отсутствия необходимой геофизической информации.

Если же обратиться к глубинному строению зон современной тектонической активности и основного вулканизма, то увидим, что литосфера

здесь имеет сокращенную мощность и подстигается аномально разогретой астеносферой, плотность которой ниже плотности нормальной астеносферы и ниже плотности литосферной мантии (см. например, Паннонский бассейн, Байкальский рифт, Провинция Бассейнов и Хребтов и т.д.). Поэтому, не имея возможности пока произвести точные расчеты, попытаемся оценить роль эффектов, связанных с разуплотнением астеносферы и изменениями мощности литосферной мантии.

Допустим, что ΔH_m^0 - мощность литосферной мантии, замещенной горячей разуплотненной астеносферой в момент времени $t = t_0$, тогда при $t = t$ из-за остывания мощность литосферы будет увеличиваться как

$$\Delta H_m(t) = \Delta H_m^0 - \int_{t_0}^t v_T dt,$$

где $v_T(t)$ - скорость миграции фронта замерзания астенолинзы. В этом случае из условия изостатического равновесия для $t = t_0$ (полагая $H_{oc} = h = 0$)

$$\sum_i H_i \rho_i - \Delta H_m^0 \rho = (\sum_i H_i - \Delta H_m^0 - A') \rho_a,$$

при $t = t$,

$$\sum_i H_i \rho_i + H_{oc} \rho_{oc} - (\Delta H_m^0 - \int_{t_0}^t v_T(t) dt) \rho_m = (\sum_i H_i - \Delta H_m^0 - \int_{t_0}^t v_T(t) dt + H_{oc} - A') \rho_a, \quad (15)$$

откуда

$$H_{oc}(t) = \frac{1}{\rho_a \rho_{oc}} \left[\sum_i H_i \rho_i - \rho_a \sum_i H_i - (\rho_m - \rho_a) (\Delta H_m^0 - \int_{t_0}^t v_T(t) dt) + A' \rho_a \right]. \quad (16)$$

Для определения неизвестной величины $v_T(t)$ положим, что распределение температуры в литосфере стационарное. Тогда скорость замерзания внедрившейся астенолинзы определяется из задачи Стефана о замерзании полупространства [21]:

$$v_T(t) = \frac{\lambda \sqrt{\kappa}}{\sqrt{t}}, \quad (17)$$

где λ - корень трансцендентного уравнения равенства тепловых потоков на границе сред. С учетом этого из (17) при $t = t_0$ фронт фазового изменения будет располагаться на

$$H = 2\lambda \sqrt{\kappa t_0}. \quad (18)$$

Для верхней мантии величина λ примерно единица.

Примем, что H - это глубина кровли внедрившейся астенолинзы при $t = 0$, тогда скорость движения кровли астенолинзы при замерзании оценивается как

$$v_T(t, H) = \frac{\sqrt{\kappa}}{\sqrt{t - t_0}},$$

где, как видно из (18), $t_0 = \frac{H^2}{4\kappa}$. Отсюда

$$V_T(t, H) = \frac{2K}{H} \left(\frac{t}{t_0} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (19)$$

На основании (19) на глубине $H = 40$ км скорость замерзания $V_T = 45 \cdot 10^{-2}$ см/год и уменьшается до $15 \cdot 10^{-2}$ см/год на глубине $H = 120$ км.

Скорость осадконакопления из (16) с учетом (17) определяется

$$\frac{\partial \text{Hoc}(t)}{\partial t} = \frac{(\rho_m - \rho_a) 2K}{(\rho_m - \rho_{oc}) H} \left(\frac{t}{t_0} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} + \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_{oc}} \frac{\partial A'}{\partial t}, \quad (20)$$

где $\frac{\partial A'}{\partial t}$ - скорость уменьшения возмущения свободной поверхности астеносферы в процессе растекания инжепированной аномальной мантии.

Оценку скорости растекания произведем двумя предельными случаями. Если вещество аномальной мантии считать невязкой жидкостью и полагать, что время ее растекания обусловлено реологией литосферы, то

$$\frac{\partial A'}{\partial t} \approx \frac{\Delta \rho g \xi H^2}{4\pi \eta L} e^{-\frac{t}{\tau}},$$

где L - ширина сводового поднятия, $\tau = \frac{4\pi \eta L}{\Delta \rho g H^2}$, η - вязкость литосферы. При амплитуде сводового поднятия в 1,5 км характерная скорость растекания составит $\sim 0,1 \cdot 10^{-2}$ см/год. Время растекания сводового поднятия t_S на амплитуду S при начальной амплитуде возмущения аномальной мантии ξ оценивается как

$$t_S = \tau \ln \left(1 - \frac{S}{\xi} \right),$$

откуда при $\eta = 10^{23}$ П характерное время составит $t - \tau = 11$ млн лет, что близко к геологическим данным для пострифтового прогибания в Канадских Скалистых горах, грабена Северного моря и некоторых других.

Если скорость растекания определяется реологией астеносферы, тогда по (15)

$$\frac{\partial A'}{\partial t} \approx -\frac{5\rho g H^3}{12\eta_a L^2} e^{-\frac{t}{\tau_1}},$$

где η_a - вязкость вещества астенолинзы, $\tau_1 = \frac{12\eta_a L^2}{\rho g H^3}$. Характерная скорость растекания составляет $\sim 70 \cdot 10^{-2}$ см-год, а время растекания при $\eta_a = 10^{20}$ П составит $\tau_1 \sim 0,1$ млн лет.

Скорость осадконакопления зависит также от интенсивности замерзания жидкой фазы вещества аномальной мантии (см.(20)). Оценку времени замораживания можно получить из (19)

$$t = t_0 \left[\left(\frac{\ell}{H} + 1 \right)^2 - 1 \right],$$

где ℓ - мощность астенолинзы. При мощности коры $H = 40$ км и такой же мощности астенолинзы время замерзания будет ~ 13 млн лет. Если теперь предположить, что аномальная мантия находится не прямо под корой, а у подошвы литосферы, то время замерзания астенолинзы в $\ell = 40$ км при $H = 120$ км увеличится более чем в два раза ~ 31 млн лет, а при мощности астенолинзы в 100 км составит ~ 94 млн лет.

И в заключение представим величины скоростей осадконакопления, входящих в формулу (20). Первое слагаемое характеризуется средним

значением $\sim 10^{-2}$ см/год, а второе - от $0,04 \cdot 10^{-2}$ до $70 \cdot 10^{-2}$ см/год в зависимости от принятой модели растекания и реологии.

Таким образом, быстрое прогибание седиментационного бассейна Западно-Сибирской плиты в позднеюрское-раннемеловое время за счет "замерзания" аномальной мантии в соответствии с моделью А.Ф.Грачева и В.В.Николайчик возможно только в том случае, если в ранней юре аномальная мантия находилась непосредственно под земной корой Западно-Сибирской плиты. При больших глубинах замерзающей кровли аномальной мантии скорости погружения за счет термического сжатия становятся меньше (в 3-5 раз).

Скорости опускания дневной поверхности, обусловленные растеканием аномальной мантии, не ограничены такими жесткими рамками местоположения астенолинзы.

Характерный линейный размер Западно-Сибирской плиты составляет более тысячи километров. Как известно, на таких громадных площадях аномальная мантия не подходит к земной коре даже в срединно-океанических хребтах. В континентальных же рифтах ширина инжепированной астенолинзы под корой не превосходит обычно 200-300 км. Поэтому нам представляется маловероятным, что в период, предшествующий депрессогенезу, аномальная мантия в Западной Сибири везде подходила к подошве земной коры. В пользу такой трактовки, на наш взгляд, свидетельствуют современные глубины аномальной мантии, например, в Паннонском бассейне, более близком по структуре и истории развития к Западно-Сибирской плите, нежели к Байкальской рифтовой системе, в которой аномальная мантия находится непосредственно под корой.

В связи с этим мы полагаем, что кайнозойские нисходящие движения в Западной Сибири в целом более связаны с растеканием аномальной мантии и в меньшей мере с чисто тепловым процессом намораживания ее кровли.

Близкой является и другая задача - кинематика литосферной плиты на том этапе остывания, когда мощность литосферы достигает нормальной величины. Дальнейшее погружение фазового фронта приводит к ликвидации жидкой фазы уже в астеносфере, что повышает плотность слоя на $0,03-0,05$ г/см³.

Поскольку астеносфера есть слой пониженной вязкости, здесь неизбежно возникнут горизонтальные перемещения вещества, обусловленные вертикальными неоднородностями плотности астеносферы. Такой механизм позволяет понять природу восходящих движений обширных платформенных территорий, находящихся в спокойном тектоническом режиме. Примером такого процесса могут служить современные поднятия Сибирской платформы [6].

Итак, исследование геодинамики Западно-Сибирской плиты, базирующееся как на теоретическом анализе, так и на последних геолого-гео-

физических данных, позволяет считать, что наиболее вероятной причиной ее образования является палеозойская инжекция аномальной мантии в астеносферу. Связанное с этой инжекцией поднятие литосферы привело к денудационно-эрозионному срезу гранитного слоя коры не менее чем на 6–12 км. Далее в эпоху прекращения инжекции или резкого уменьшения ее скорости, нисходящие движения в основном связываются с растеканием линзы аномальной мантии. Кроме этого, определенный вклад в прогибание земной поверхности и формирование плитного комплекса Западной Сибири внес процесс "замораживания" вещества аномальной мантии и разогретой части литосферы. Выяснение доли участия этих механизмов в образовании Западно-Сибирской плиты требует дополнительных специальных исследований, касающихся динамики осадконакопления и температурного режима в прошлом и настоящем. Вне зависимости от результатов анализа подобного рода остается несомненным, что плитный комплекс Западной Сибири откладывался на аномально горячую литосферу.

Л и т е р а т у р а

1. Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1968. № 4. С.58–73.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
3. Артюшков Е.В., Беэр М.А., Соболев С.В., Яншин А.Л. Механизм образования складчатых поясов // Сов.геология. 1982. № 9. С.22–36.
4. Артюшков Е.В., Беэр М.А. Образование глубоких прогибов на континентальной коре в фанерозойских складчатых поясах вследствие фазового перехода базальта в эклогит // Докл.АН СССР. 1983. Т.273, № 3. С.577–581.
5. Артюшков Е.В., Беэр М.А. О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1983. № 9. С.25–52.
6. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. Новосибирск: Наука, 1987. 270 с.
7. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Наука, 1977: 248 с.
8. Грачев А.Ф., Николайчик В.В. Термическая модель пострифтового опускания // Докл.АН СССР. 1985. Т.283, № 6. С.1439–1442.
9. Карус Е.В., Габриэляни Г.А., Ковылин В.М., Чернышев Н.М. Глубинное строение Западной Сибири // Сов.геология. 1984. № 5. С.74–85.
10. Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Мишенькин Б.П. и др. Сейсмические исследования земной коры Западной Сибири // Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М.: Наука, 1970. С.67–113.
11. Кучай В.К., Вессон Р.П. Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайнозойская тектоника запада США // Геотектоника. 1980. № 2. С.43–62.

12. Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
13. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памира-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 227 с.
14. Кучай В.К. Астенолинзы: оро- и депрессогенез // Геология и геофизика. 1985. № 7. С.82-91.
15. Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М.: Наука, 1968. 29 с.
16. Методика и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. 204 с. (Тр.ИГиГ; Вып.389).
17. Пашутина С.Р. Петрова В.В., Телякова З.Х., Туезов И.К. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири // Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М.: Гостоптехиздат, 1962. С.217-226.
18. Пузырев Н.Н., Крылов С.В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. Новосибирск: Наука, 1971. 119 с.
19. Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). Новосибирск: Наука, 1974. 84 с.
20. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
21. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир, 1985. 730 с.
22. Тычков С.А. О термической природе внутрикорового волновода // Геология и геофизика. 1986. № 2. С.106-109.
23. Фотиади Э.Э., Кучай В.К. Главнейшие черты современной динамики основных тектонотипов литосферы Сибири // Там же. 1986. № 1. С.111-119.
24. England P.C., McKenzie D.P. A thin viscous shell model for continental deformation // Geophys. J.Roy. Astron. Soc. 1982. Vol.70. P.285-321.
25. Le Pichon X., Sibuet J.C. Passive margins: a model of formation // J.Geophys. Res. 1981. Vol.86. P.3708-3720.
26. Mareschal J.-C. Uplift by thermal expansion of the lithosphere // Geophys. J.Roy.Astron. Soc. 1981. Vol.66. P.535.
27. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol.40. P.25-32.
28. Sclater J.G., Royden L., Horwath F. et al. Formation of the Intra-Carpathian basins as determined from subsidence data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol.51. P.139-162.

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ИЗОМЕТРИЧНОЙ ФОРМЫ

А.Ф.Грачев, В.О.Михайлов

В современной геотектонике и геофизике проблема происхождения платформенных осадочных бассейнов стала одной из важнейших. Это обусловлено с одной стороны тем, что подавляющее большинство таких бассейнов или являются нефтегазонасными или представляют потенциальный источник промышленных скоплений углеводородов. Другая сторона проблемы заключается в том, что образование различных внутриплитных осадочных бассейнов не может быть сведено к одному ведущему процессу.

Наиболее распространенным типом осадочных бассейнов являются так называемые пострифтовые прогибы, возникновение которых может быть связано с термическим утонением литосферы. Наряду с пострифтовыми прогибами в пределах платформенных областей существуют прогибы изометричной формы, происхождение которых на сегодня остается во многих отношениях загадочным.

Можно выделить два главных аспекта проблемы происхождения платформенных осадочных бассейнов изометричной формы: 1) что является причиной, вызвавшей формирование прогиба; 2) является ли изометричная форма бассейна случайной, т.е. возникшей вследствие наложения ряда процессов, или она предопределена тем же механизмом, который вызвал появление и самого бассейна.

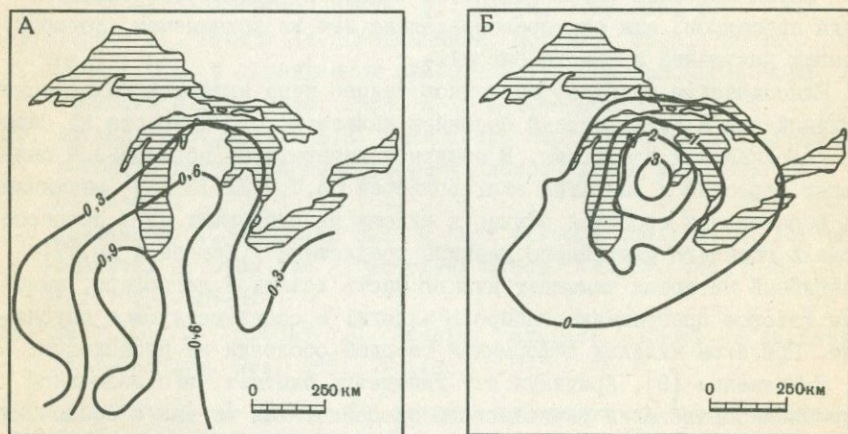
Классическим примером бассейнов такого типа являются Мичиганский, Иллинойский и Уиллстонский бассейны палеозойского возраста на Северо-Американской платформе. В обширной литературе, посвященной описанию строения и развития этих областей [5,7,9,II,I3,I4], механизм их образования сводится обычно к одному из следующих двух процессов. Модель горячего мантийного диапира предложена У.Хексби и др. [7]. Мантийный материал замещает нижнюю часть холодной литосферы, вызывая фазовое превращение габбро в эглогит и соответствующее опускание. При этом никаких деформаций твердой оболочки не происходит.

Д.Маккензи [9], критикуя эту гипотезу, считает, что возможной причиной образования Мичиганского бассейна, так же как и осадочных бассейнов Северного и Эгейского морей и бассейнов на пассивных континентальных окраинах, является термическое утонение литосферы. Однако, как подчеркнули Д.Теркотт и К.Энжевин [15], главный вывод, который может быть сделан из анализа предшествующих публикаций, заключается в том, что гипотеза Д.Маккензи в данном случае так же не может быть использована.

Важным фактором, указывающим на нереальность разогрева мантии как первопричины прогибания литосферы, является отсутствие прояв-

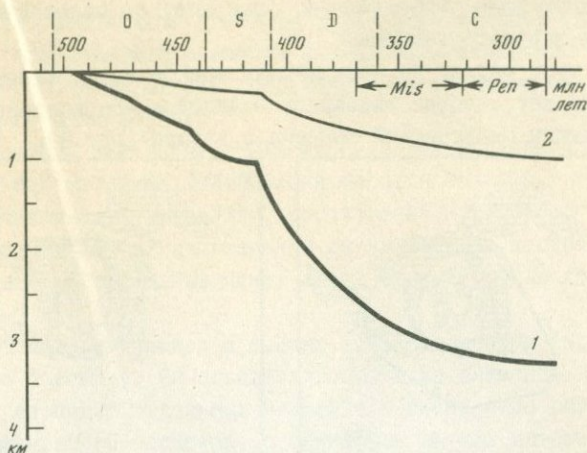
лений магматической активности в Мичиганском, Иллинойском и Уиллстонском осадочных бассейнах. Подчеркнем, что современная изученность геологии Мичиганского бассейна такова, что она не дает оснований считать возможным появление в дальнейшем данных в пользу термической природы возникновения прогиба. Таким образом, исключается два механизма, наиболее часто используемые для объяснения вертикальных движений в платформенных областях, и мы приходим к выводу о необходимости поиска иных причин образования изометричных осадочных бассейнов.

Рассмотрим очень кратко основные черты геологической истории Мичиганского бассейна как сложившегося тектонотипа осадочных бассейнов изометричной формы. Этот бассейн почти правильной округлой формы диаметром около 700 км начал развиваться со среднего ордовика (462 млн лет [5, II]). Хотя ниже ордовикских отложений известны образования кембрия (рис. I), большинство исследователей рассматривает средний ордовик как время начала формирования современной структуры бассейна. Действительно, карта изопахит кембрийских отложений выявляет существование единого прогиба северо-восточного простирания, объединяющего контуры современных Мичиганского и Иллинойского бассейнов.



Р и с. I. Карта изопахит кембрийских (А) и палеозойских (ордовик-нижний карбон) (Б) отложений Мичиганского бассейна [II]

Общий тренд скорости осадконакопления выявляет два основных этапа (рис. 2): ордовик-силур и девон-карбон. Однако необходимо отметить, что резкое изменение скорости осадконакопления на рубеже



Р и с. 2. Эпейрогеническая кривая прогибания центральной части Мичиганского бассейна по данным [5]

1 - кривая глубин залегания доордовикского основания, 2 - палеотектоническая составляющая с учетом поправки на тяжесть осадков, вычисленной по стандартной схеме Эри

400 млн лет не может быть связано с тектоническим фактором, ибо формация Салина (417-400 млн лет) сложена, главным образом, эвапоритами. Отложения ордовика, силура и девона представлены преимущественно карбонатными фациями, а каменноугольные отложения (миссисипий) - песчано-глинистыми породами. Важно отметить, что на кривых погружения не отмечается характерного для термических моделей экспоненциального уменьшения скорости погружения как функции времени (см. рис. 2).

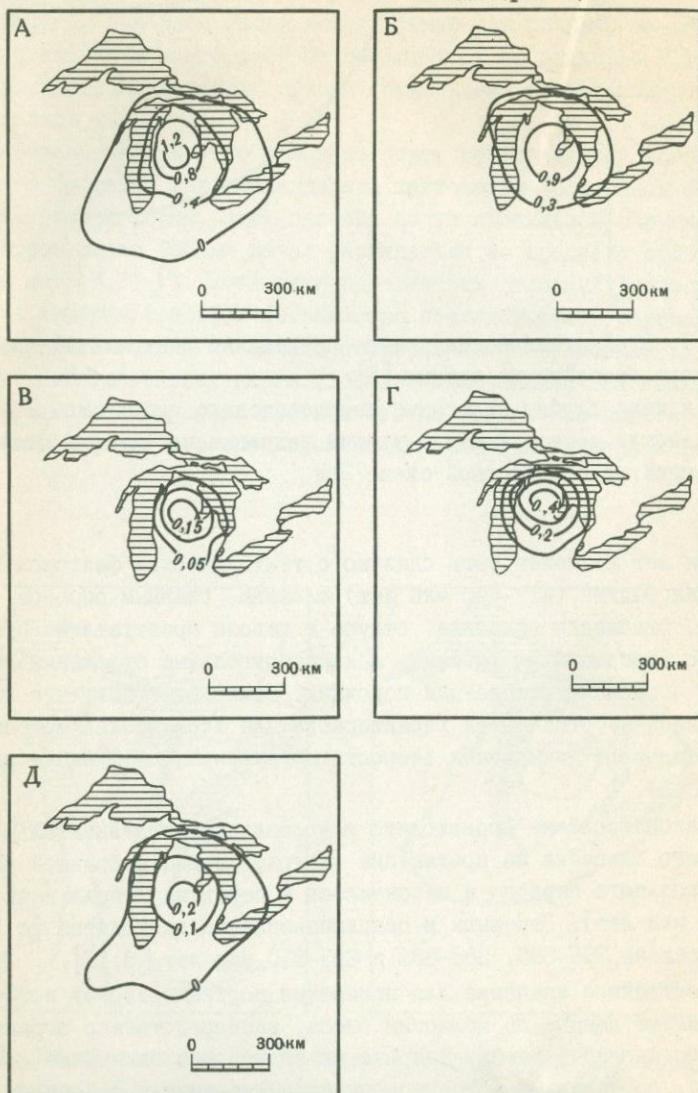
Осадконакопление происходило в условиях эпиконтинентального мелководного бассейна на протяжении силура, девона и большей части каменноугольного периода и закончилось к середине пенсильвания (около 300 млн лет). Перерывы в осадконакоплении приходятся на интервалы времени 396-390, 388-383 и 325-310 млн лет [5, 11].

Существенное значение для понимания посткембрийской истории развития имеют данные по областям сноса, непосредственно ограничивающим Мичиганский бассейн. Впервые на это обратил внимание А.И. Леворсен [2], составивший палеогеологические карты для района оз. Мичиган. По этим данным выявляются два этапа, в течение которых образовалась современная конфигурация и структура Мичиганского бассейна.

Первый этап относится к среднему и позднему ордовику, когда возникло восточное, северо-восточное и юго-юго-западное ограничения бассейна; с этим этапом связано формирование несогласия, отделяю-

шего формацию Блек Ривер (464–454 млн лет) от отложений нижнего ордовика и верхнего кембрия.

Второй этап падает на предпенсильванское время (честерский век, 335–320 млн лет), когда заложился Иллинойско-Висконсинский свод, ограничивающий Мичиганский бассейн с запада (рис.3).



Р и с. 3. Карты изопакит Мичиганского бассейна для различных временных интервалов, выявляющие смещение во времени и пространстве областей максимального осадконакопления

А – ордовик; Б – силур; В,Г – девон: В – формация Буа Бланк, Г – формация Детройт Ривер; Д – пенсильваний [7]

И, наконец, необходимо отметить роль более молодых (послеюрских) деформаций, обусловивших развитие Индиано-Цинцинатского свода. С развитием этого свода связано окончательное обособление Мичиганского бассейна от Иллинойского.

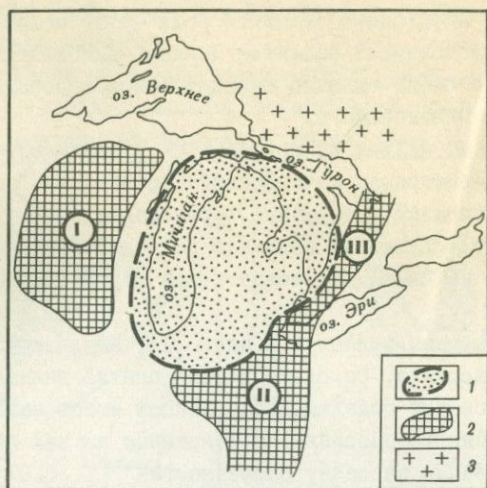
Таким образом, нельзя не согласиться с заключением А.И.Леворсена, который рассматривал Мичиганский бассейн как "... остаточную замкнутую синклинальную впадину, образование которой обусловлено, главным образом, случайным взаимным расположением нескольких ограничивающих ее, не связанных между собой структурных поднятий" [2, с.123-124].

К близким выводам пришел и Ф.Кинг [1], анализируя карты изопахит Мичиганского бассейна. Он справедливо обратил внимание на то, что "...рисунок изопахит отдельных комплексов имеет мало общего с очертаниями современного бассейна, а некоторые из них вообще не обнаруживают свойственным бассейну особенностей" [1, с.67]. Новые данные подтверждают заключение Ф.Кинга. Как видно из рис.3, контуры бассейна в эпоху отложения формаций Буа Бланк и Детройт Ривер (390-385 и 383-368 млн лет), действительно отличаются от очертаний бассейна по карте суммарных мощностей осадков [5].

Из сказанного следует, что в случае Мичиганского бассейна, мы сталкиваемся с примером, когда развитие прогиба является следствием погружения литосферы под тяжестью осадков, сносившихся с прилегающих областей (рис.4). Их взаимное расположение было таким, что конфигурация Мичиганского бассейна в современной структуре Северо-Американской платформы оказалась близкой к изометричной.

Исходя из условия изостатического равновесия [3] при суммарной мощности отложений 3,5 км (без кембрийских и нижнеордовикских) для развития осадочного бассейна необходимо наличие относительного понижения в рельефе амплитудой около 1 км. Эта оценка справедлива, если изостатическое равновесие устанавливается путем движения жестких блоков земной коры по разломам. В случае Мичиганского бассейна нет оснований для принятия такого механизма установления изостатического равновесия.

При анализе истории погружения крупных осадочных бассейнов часто используется другая модель - упругой плиты, прогибающейся под тяжестью внешней нагрузки [7, II и др.]. Возможно, что такая модель применима для описания состояния равновесия молодых вулканических построек, возраст которых не превосходит 10^6 - 10^7 лет, хотя, как известно, и для этих структур необходимо учитывать процесс вязкой релаксации. Для описания процесса погружения литосферы под тяжестью осадочных пород при скорости осадконакопления не более 1 см за 1000 лет и продолжительности процесса формирования бассейна порядка 10^8 лет использование модели упругого изгиба так же не представляется правомерным. Действительно, многочисленные данные лабора-



Р и с. 4. Схема, иллюстрирующая положение Мичиганского осадочного бассейна и прилегающих областей поднятия. Составлена с использованием данных [1,2]

I — контуры Мичиганского бассейна; 2 — области поднятия: I — Висконсинский свод, II — Цинцинатский свод, III — свод Финдлей и Альгонский; 3 — выходы докембрийского основания

торных и натуральных наблюдений показывают, что в процессах большой длительности при малых скоростях нагружения деформация материала литосферы и особенно нижних слоев земной коры и верхней мантии происходит в режиме пластического течения (см. например [10,16]). Поэтому при изучении процесса образования осадочных бассейнов мичиганского типа более естественным представляется использование модели вязкого материала.

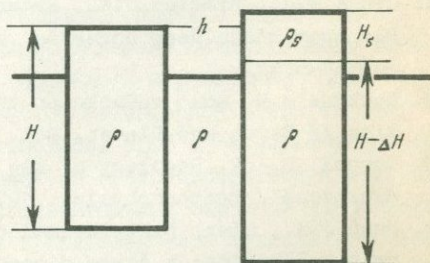
Численный анализ процесса погружения Мичиганского бассейна был проведен нами с использованием модели [4], в которой два слоя земной коры, верхняя мантия и астеносфера аппроксимировались четырьмя слоями линейно-вязкой жидкости. Перемещение материала в слоях модели было связано в данном случае с перераспределением поверхностной нагрузки, происходящим в результате денудации и осадконакопления. При заданных характерных для Мичиганского бассейна скоростях осадконакопления и длительности процесса формирования осадочных толщ получено, что при эффективной вязкости земной коры 10^{23} и даже 10^{24} Па·с изостатическая компенсация веса осадков происходит не только за счет погружения земной коры, но и путем уменьшения ее мощности под осадочным бассейном за счет перемещения материала земной коры из-под области нагружения. При эффективной вязкости земной коры 10^{23} Па·с за счет вязкой релаксации может быть скомпенсировано до 30% мощности осадочного бассейна.

Рассмотрим простую схему изостатической компенсации с учетом уменьшения мощности земной коры. Пусть блок земной коры мощностью H и средней плотностью ρ (рис.5) находится в состоянии изостатического равновесия (предполагается, что компенсация осуществляется на уровне границы М). После появления дополнительной нагрузки H_s с плотностью ρ_s , разница гипсометрических отметок кровли блока до и после возникновения нагрузки будет равна:

$$h = H_s \frac{\rho_M \rho_s}{\rho_M} - \Delta H \frac{\rho_M - \rho}{\rho_M},$$

где ρ_M - плотность пород верхней мантии, ΔH - уменьшение мощности земной коры под осадочным бассейном за счет вязкой релаксации.

Для Мичиганского бассейна $H_s = 3,5$ км, $\rho_s = 2,6$ г/см³, $\rho_M = 3,2$ г/см³, $\rho = 2,8$ г/см³ и $\Delta H = 1$ км (т.е. $\sim 0,3 \cdot H_s$), тогда $h = 0,5$ км. Таким образом, суммарное за период с ордовика до конца карбона относительное понижение, сформировавшееся на фоне растущих по его краям поднятий, должно было иметь амплитуду порядка 500 м. Важно отметить, что согласно данным об эвстатических колебаниях формирование Мичиганского бассейна происходило в период длительного подъема уровня Мирового океана, когда была затоплена значительная часть площади континентов. Основные перерывы в осадконакоплении также хорошо коррелируют с понижениями уровня океана в периоды циклов второго порядка.



Р и с. 5.

Схема изостатической компенсации осадочной толщи с учетом уменьшения мощности коры

Нельзя отрицать и возможность возникновения первичной депрессии за счет импульсного воздействия. Есть основания считать, что к структурам такого типа относится Уиллстонский бассейн [12]. Для нас важно то, что и в этом случае развитие бассейна связано с погружением литосферы под действием веса осадочных толщ (математическая модель эволюции метеоритных кратеров рассмотрена ранее в работе [6]).

Итак, возвращаясь вновь к перечисленным в начале статьи основным аспектам проблемы, можно прийти к следующим выводам:

1. Платформенные осадочные бассейны мичиганского типа в течение длительного времени являлись областями пассивной аккумуляции, сформировавшимися по периферии поднятий земной коры.

2. Современная изометричная форма этих бассейнов определена тем,

что они занимают площадь ограниченную поднятиями примерно равной протяженности.

Л и т е р а т у р а

1. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
2. Леворсен А.И. Палеогеологические карты. М.: Гостоптехиздат, 1962. 152 с.
3. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 399 с.
4. 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. С.105-112.
5. Cercone K.R. Thermal history of Michigan basin //Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1984. Vol.68. P.130-136.
6. Gordin V.M., Dabizha A.I., Krass M.S., Mikhailov V.O., Myasnikov V.P. Geophysical and geomechanical aspects of the study of meteorite structures //Phys. Earth and Planet. Inter. 1979. Vol.20. P.1-11.
7. Haxby W.F., Turcotte D.L., Bird J.M. Thermal and mechanical evolution of Michigan basin //Tectonophysics. 1976. Vol.36. P.57-75.
8. Hinze W.J., Bradley J.W., Brown A.R. Gravimeter survey in the Michigan basin deep borehole //J. Geophys. Res. 1978. Vol.83. P.5864-5868.
9. Mackenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol.40. P.25-32.
10. Murrell S.A.F. Rheology of the lithosphere - experimental indications //Tectonophysics. 1976. Vol.36. P.5-24.
11. Nunn J.A., Sleep N.H. Thermal contraction and flexure of intracratonal basins: a three dimensional study of the Michigan basin //Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. Vol.76. P.587-635.
12. Sawatzky H.B. Astroblems in Williston basin //Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1975. Vol.59. P.694-710.
13. Sleep N.H., Nunn J.A., Chou L. Platform basins //Annu. Rev. Earth and Planet Sci. 1980. Vol.8. P.17-34.
14. Sleep N.H., Slöss L.L. A deep borehole in the Michigan basin //J. Geophys. Res. 1978. Vol.83. P.5815-5819.
15. Turcotte D.L., Angevine C.L. Thermal mechanisms of basin formation //Phil. Trans. Res. Soc. London. A. 1982. Vol.305. P.283-294.
16. Willett S.D., Chapman D.S., Neugebauer H.J. Mechanical response of the continental lithosphere to surface loading: effect of thermal regimes //Ann. geophys. 1984. Vol.2. P. 679-688.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ СОБЫТИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ
(НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

В.Н.Пучков

Структура подвижных (складчатых, покровно-складчатых, складчато-глыбовых) поясов обычно рассматривается сторонниками плейт-тектоники как суммарный результат тектонических событий, происходивших в зонах сочленения литосферных плит (эти события можно назвать окраинно-плитными, а сами зоны — межплитными). Такой подход в принципе справедлив, однако при внимательном рассмотрении истории подвижных поясов выясняется, что в развитии этих структур или отдельных их сегментов намечаются эпохи, когда окраинно-плитные процессы не проявлялись. Восстановление палеоструктур и изучение формаций, характеризующих эти эпохи, указывают на то, что тектонические движения и в этих случаях все-таки происходили, но они были внутриплитными, а значит, намного менее интенсивными и масштабными по сравнению с окраинно-плитными, и результаты их действия выявляются порой с большим трудом. Фанерозойская история развития Уральского подвижного пояса дает целый ряд иллюстраций к высказанному положению.

Как следует из [19], палеозойская история Урала начинается с формирования Уральского эпиконтинентального рифта, входившего в мировую рифтовую систему, развитие которой со временем привело к обособлению Восточно-Европейской литосферной плиты и образованию Уральской палеоокеанической впадины. Развитие океанического спрединга, происходившее с ордовика, привело к наращиванию "западно-уральского" края Восточно-Европейской литосферной плиты за счет новообразованной океанической литосферы. Край Восточно-Европейского континента, таким образом, удалился от края литосферной плиты, становясь долгоживущей пассивной континентальной окраиной [15]. Тектонические движения, происходившие в пределах этой окраины в течение ордовикско-раннекаменноугольного времени, являются типично внутриплитными. История этих движений изучена и описана нами достаточно подробно [5, 6, 14-16 и др.], и здесь мы обратили внимание лишь на самые главные особенности их проявления.

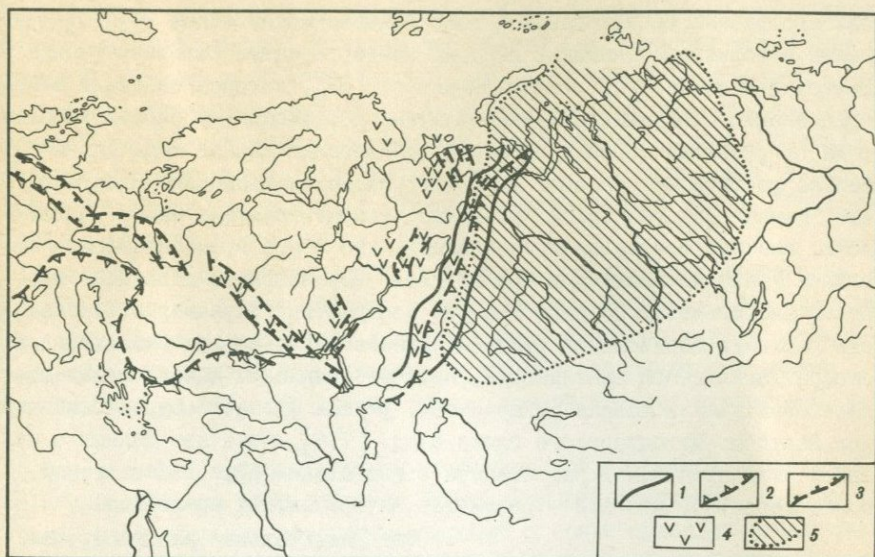
После периода поднятий, охвативших большую часть кембрия, рассматриваемая зона в течение ордовикско-каменноугольного времени испытывала почти непрерывные погружения, суммарная амплитуда которых к концу этого времени достигла 4-6 км. Механизм этого погружения определялся в первую очередь тем, что частично разрушенная, утоненная в результате рифтогенеза литосфера окраины континента испытывала постепенную изостатическую компенсацию, связанную с остыванием мантии [15]. Погружение осложнялось пульсирующими эпейрогеническими движениями, обусловившими формирование региональных стратиграфиче-

ских несогласий (достоверных угловых несогласий в послеордовикских отложениях западного склона Урала не наблюдалось). Считается [21], что скорость таких движений обычно по крайней мере на порядок меньше скорости движения литосферных плит (заметим, что при этом не учитывается влияние колебаний уровня Мирового океана). Интенсивность погружения возрастала в сторону океанической впадины, вследствие чего сформировались две структурно-фациальные зоны: Бельско-Елецкая (отвечающая шельфу) и Зилаиро-Лемвинская (континентальный склон и подножье).

Погружения в мелководной Бельско-Елецкой (в отличие от глубоководной Зилаиро-Лемвинской) компенсировались осадконакоплением, что позволяет здесь применить методiku палеотектонических исследований, включающую построение литолого-палеогеографических, палеологических и палеоструктурных карт. Результаты этих исследований [14, 20] показали однозначно, что в течение всего ордовикско-раннекаменноугольного времени на западном склоне Урала развивались очень пологие, простые структуры платформенной морфологии. В формировании этих структур реализовались специфические внутриплитные напряжения, по-видимому, не только вертикальные, но и горизонтальные сжимающие [8], однако интенсивность их вряд ли была велика (возможно, на порядок ниже окраинно-плитных). Имеются также косвенные данные, что в отдельные моменты своей ордовикско-каменноугольной истории западно-уральский континентальный край, как и вся Восточно-Европейская плита, составную часть которой он является, испытывал растягивающие напряжения. Такой вывод, в частности, следует из анализа структур и формаций, возникших в девонское время на Восточно-Европейской платформе и на территории западного склона Урала.

Как показано в частности Е.Е.Милановским [11], в восточных районах Восточно-Европейской платформы во второй половине девона и, главным образом, в раннефранское время возникло большое число сравнительно не крупных, преимущественно субмеридиональных грабенов (Кировский, Доно-Медведицкий, Тиманский, возможно, Печоро-Кожвинский, Колвинский и др.) (рис. I). Одновременно с ними возник (или был возрожден) гигантский Днепрово-Донецкий авлакоген. Добавим, что примерно в то же время в Западной Европе возрождаются условия энсиалической геосинклинали в Рено-Гершинской зоне. Все эти события сопровождались не только образованием соответствующих осадочных формаций, но и вспышкой сингенетичного базальтоидного вулканизма, как толеитового, так и щелочного. Площадное расположение этих структур и формаций не позволяет говорить о принадлежности их к линейной рифтовой системе, речь скорее может идти о рассеянном внутриплитном рифтогенезе.

В дислоцированных зонах западного склона Урала выявление девонских грабенов, естественно, затруднено, однако и здесь палеозойские



Р и с. 1. Области проявления на Урале девонских и триасовых внутри-плитных событий

1 - границы современного Урала; 2 - реликты края Евроамериканской литосферной плиты в среднем палеозое; 3 - границы рифтовых зон - авлакогенов и энсиалических геосинклиналей, возникших и возрожденных в девоне; 4 - проявления девонского рифтового вулканизма в пределах литосферной плиты; 5 - ареал распространения триасового траппового вулканизма, связанного с рассеянным рифтогенезом

отложения во многих местах содержат проявления девонского базальтоидного магматизма. В Бельско-Елешкой зоне преобладают субинтрузивные фации, что связано, возможно, с большой мощностью палеозойских осадков [3,4]. Как показано нами в последнее время, широким проявлением пользуются девонские базальтоиды (преимущественно вулканы) в Зилаиро-Лемвинской зоне [6]. Химизм этих вулкаников обладает специфическими особенностями, чего и следует ожидать, имея в виду присущие таким зонам особенности строения коры и мантии. Во всяком случае, проявления девонского магматизма на западном склоне Урала и на Восточно-Европейской платформе хорошо коррелируются и могут быть отнесены за счет рассредоточенного растяжения и ломки литосферной плиты, не приведших однако к ее распаду.

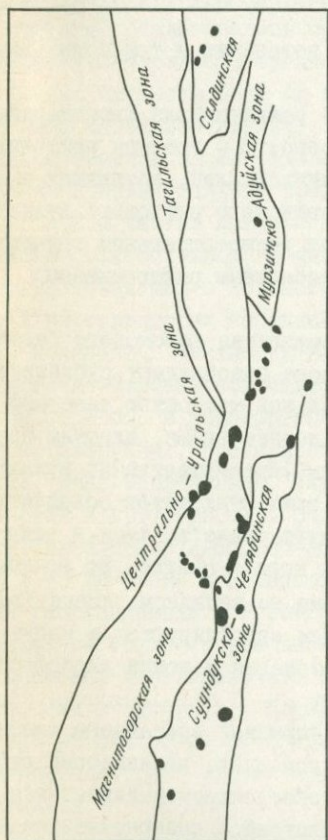
Большая часть силурийско-девонских формаций восточного склона Урала образовалась в окраинно-плитных условиях, вблизи зоны субдукции. Исключение составляют среднедевонские слоистые известняки Тагильской и Щучьинской зон (чехол зарождающейся субконтинентальной коры), маломощные кремнистые черносланцевые толщи верхнего силура и

нижнего девона Магнитогорской зоны (океанический чехол ?) [10], а также ордовикско-девонские карбонатно-терригенные отложения чехла Восточно-Мугоджарского микроконтинента [13], которые избежали непосредственного влияния окраинно-плитных деформаций. В раннем карбоне область развития новообразованной субконтинентальной коры значительно расширилась за счет Магнитогорского синклинория. Субдукция в этот момент истории Урала, возможно, вообще не имела места. Более того, имеются основания предполагать, что в это время на восточном склоне Урала проявились в сравнительно ограниченном масштабе, процессы рифтогенеза. Об этом говорит контрастный характер и особенности геохимии березовской свиты и нижнекаменноугольных базальтоидов севера Тагильского синклинория, наличие комплекса параллельных долеритовых даек в долине р. Карабутак, рвущих фаменско-турнейский чехол Восточно-Мугоджарского блока и др. [7,2]. Пока нет данных о связи этих проявлений рифтогенеза с глобальной рифтовой системой, более вероятно, что это - результат внутриплитных процессов.

Еще удивительнее распространение массивов среднекаменноугольной монцодиорит-гранитной формации Южного и Среднего Урала, размещенных в виде цепочек, свободно секущих структурные зоны Урала (рис.2) [17].

Не лишне напомнить, что указанные каменноугольные внутриплитные события предшествовали на Урале мощнейшему позднепалеозойскому орогенезу, шарьированию и складчатости - типичным межплитным процессам.

Постварисские, пред-древнекеймерийские события на Урале и в более восточных регионах имели внутриплитный характер. Начало



Р и с . 2 .

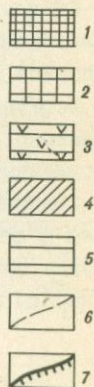
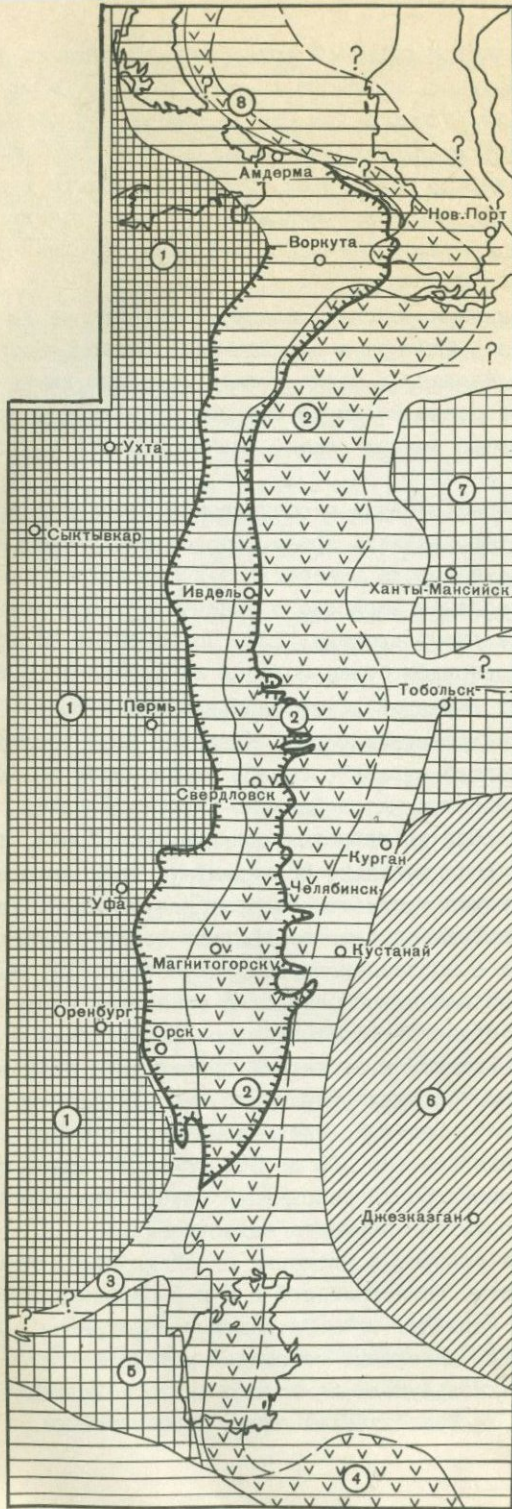
Расположение цепочек массивов монцодиорит-гранитной формации Среднего и Южного Урала относительно его структурных зон

этих событий определяется вспышкой триасового траппового вулканизма на огромной территории от западного склона Урала до Сибирской платформы и от Таймыра до Кузбасса (см. рис. 1), часто с формированием наложенных угленосных впадин, образование которых было вызвано внутриплитным рифтогенезом в обстановке "расредоточенного и разнонаправленного растяжения, вероятно связанного с "расползанием" утоняющейся литосферы над растущей обширной астеносферной линзой ("подушкой") в верхней части мантии" [11].

Последующие древнекиммерийские складчато-надвиговые дислокации, проявившиеся на Урале, Таймыре и в фундаменте Западно-Сибирской плиты, были более локализованы и могли носить характер внутриконтинентальной коллизионной зоны, каким-то образом связанной с древними киммеридами альпийского пояса, однако полной ясности в этом вопросе нет.

Определенный интерес в связи с обсуждаемой проблемой представляет и кайнозойский этап развития Урала. Горное сооружение Большого Урала, возникновение которого завершило в конце палеозоя-начале мезозоя процесс формирования варисского складчатого сооружения, было эродировано уже к меловому времени [12]. Современные же Уральские горы - результат в основном более молодых кайнозойских и в частности неотектонических движений с вертикальным размахом до 1-1,2 км [9], захвативших преимущественно лишь западные зоны уралид. Значительная часть складчатой страны осталась погребенной под мезозойско-кайнозойскими осадками чехла Западно-Сибирской плиты, мощностью до 1,5-2 км (рис. 3). Что же касается современного Урала, то горообразующие процессы в его пределах, по-видимому, продолжают и в настоящее время. Об этом в частности говорят результаты изучения современной геодинамики Урала путем специальных исследований напряженного состояния пород в подземных горных выработках [1]. Было установлено, что одной из важных особенностей механизма неотектонического развития Урала является горизонтальное сжатие земной коры, ориентированное субширотно, т.е. вкрест простирания зоны новейшего поднятия. Значения субширотных напряжений сжатия колеблются примерно от 40 до 500 кг/см². Наиболее интенсивны они на территории между Свердловском и Челябинском (от 200 до 500 кг/см²). Одной из причин наблюдаемой здесь концентрации напряжений может быть влияние Уфимского выступа платформы как элемента анизотропии.

Примерно о том же говорят и сведения о сейсмичности Урала [9]: установленные эпицентры землетрясений в 5 и 6 баллов концентрируются на Среднем Урале (правда, отчасти такая концентрация может быть связана с искажениями, вносимыми методикой установления эпицентров, поскольку при этом используются не только инструментальные методы, но и опросы жителей, а Урал заселен очень неравномерно).

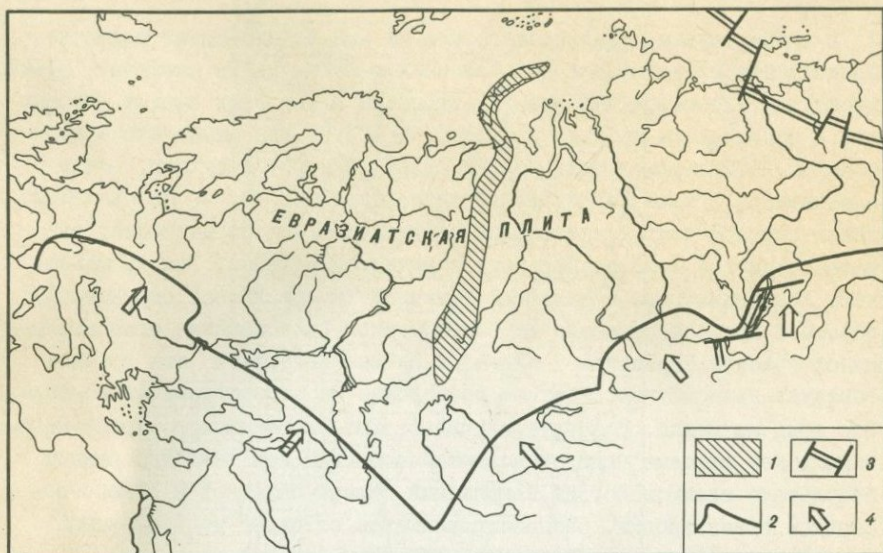


В любом случае, Уральские горы и их Пай-Хойско-Новоземельское продолжение представляют собой линейную зону, где в настоящее время происходят процессы деформации литосферы в условиях сжатия, вероятно, с обновлением древних разломов. При этом указанная субмеридиональная 2500-километровая зона к северу и к югу затухает, слепо оканчиваясь в теле Евразийской литосферной плиты, и не является таким образом частью глобальной системы плитных ограничений, где высвобождается большая часть тектонической энергии. Тем не менее, хотя Уральские горы и являются типичной внутриплитной структурой, обращает на себя внимание их закономерное расположение относительно южной границы Евразийской плиты: в районе Копетдага эта граница образует прямой угол; Урал же расположен на биссектрисе этого угла. Это вряд ли можно объяснить случайностью: скорее всего, Урало-Новоземельская система молодых поднятий возникла как зона деформации в результате взаимодействия напряжений северо-западной и северо-восточной ориентировки, распространяющихся от южной конвергентной (коллизийной) границы Евразийской плиты (рис.4).

Итак, как показывает анализ, проведенный на примере Урала, в истории подвижного пояса значительную роль могут играть внутриплитные явления. Они значительно слабее окраинно-плитных и сильно ими зату-

Р и с. 3. Географическое положение Уральской складчатой области и ее взаимоотношения с другими складчатыми областями

1 - Русская платформа (включая Печорскую плиту); 2,3 - варисские складчатые области: 2 - палеоконтинентальные секторы (области развития доварисской, преимущественно докембрийской континентальной коры, переработанные варисской складчатостью), 3 - палеоокеанический сектор (область, где наряду с переработанными блоками доварисской континентальной коры широко развиты реликты ордовикской, силурийской и девонской океанической коры, превращенной в континентальную кору в течение варисской тектонической эпохи); 4 - каледонская складчатая область; 5 - блоки позднекембрийской континентальной коры, слабо переработанные позднейшей складчатостью; 6 - границы тектонических областей (пунктиром - предполагаемые); 7 - граница обнаженного Урала. Цифры на схеме: 1 - Русская (Восточно-Европейская) платформа, 2 - Уральская складчатая область, 3 - Южно-Эмбенская складчатая область, 4 - Южно-Тянь-Шаньская область, 5 - Северо-Устюртский срединный массив, 6 - Центрально-Казахстанская, Северо- и Срединно-Тянь-Шаньская складчатые области, 7 - Мансийский срединный массив, 8 - Пайхойско-Новоземельская складчатая область



Р и с. 4. Расположение Урало-Новоземельской системы кайнозойских возрожденных гор относительно южного ограничения Евразийской плиты

1 - Урало-Новоземельская система; 2 - конвергентный край Евразийской плиты, по [23]; 4 - направление сил сжатия, действующих на конвергентный край плиты

шевываются. Однако и они оставляют вещественные следы в виде формаций и структур; их можно и следует распознавать, тем более, что в них могут быть связаны те или иные особенности размещения полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Алейников А.Л., Беллавин О.В., Бугайло В.А. и др. Некоторые вопросы изучения геодинамики Урала // Строение и развитие земной коры и образование рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С.88-90.
2. Волков С.Н. Геологическое строение северной части Тагильского синклиория. М.: Недра, 1961. 143 с.
3. Голдин Б.А., Давыдов В.П., Мизин В.И. и др. Трапшвые формации севера Урала и Приуралья // Тр.УНЦ АН СССР. Свердловск: 1972. Вып.95. С.130-147.
4. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.
5. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
6. Иванов К.С., Пучков В.Н. Девонский базальтоидный магматизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала // Геология зоны сочленения Урала

- и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С.41-50.
7. Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т.274, № 2. С.387-391.
 8. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа: 1979. 63 с.
 9. Ломакин В.С., Силина И.К. Состояние и перспективы изучения сейсмичности Урала // Строение и развитие земной коры и образование рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С.91-96.
 10. Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.И. Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: 1984. 100 с.
 11. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983.
 12. Папулов Г.Н. Меловые отложения Урала. М.: Наука, 1974. 202 с.
 13. Пелевин И.А., Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии Балкымбайского грабена (Восточные Мугоджары) // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С.92-103.
 14. Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. М.: Наука, 1975. 204 с.
 15. Пучков В.Н. Баттальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 16. Пучков В.Н., Иванов К.С. Геология аллохтонных баттальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск: 1982. 61 с.
 17. Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.В. Тектонический контроль размещения гранитоидов на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии Урала. Свердловск: 1986. С.33-39.
 18. Сигов А.П. Кайнозойский тектогенез Урала: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1975. 34 с.
 19. Тектоника Урала. Объясн. зап. к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.
 20. Щербаков О.А. Реконструкции древних бассейнов седиментации в областях со сложной складчато-разрывной тектоникой - на примере карбона Западного Урала: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1981. 46 с.
 21. Castro A. The central Extremadura Batholith: geotectonic implications (European Hercynian belt) - an outline // Tectonophysics. 1985. Vol.120. P.57-68.
 22. Officer C.B., Drake C.L. Epeirogeny an a short geologic time scale // Tectonics. 1985. Vol.4, N 7. P.603-612.
 23. Zonenshain L.P., Savostin L.A., Baranov B.V. Boundaries of lithospheric plates in and around the USSR // Episodes. 1984. Vol.7, N 1. P.43.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие (В.Е.Хаин, В.Г.Николаев).....	3
Логачев Н.А., Зорин Ю.А. Геодинамика Монголо-Сибирской горной страны	5
Буш В.А., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Значение горизонтальных тектонических движений для внутриплитной тектоники (на приме- ре Корейского щита)	21
Апарин В.П., Абрамовский И.И., Капустин И.И. Горизонталь- ные перемещения и динамика формирования осадочного чехла Ев- ропейского материка в фанерозое	38
Куренков С.А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области	57
Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М., Аристов В.А., Бураков К.С., Диденков А.Н., Коптева В.В., Кошкин А.В., Симо- нов В.А., Тихонов Л.В. Повторный спрединг в офиолитах Алайско- го хребта (Южный Тянь-Шань)	71
Николаев В.Г. Внутриплитные и межплитные рифтовые структуры. .	103
Грачев А.Ф., Николайчик В.В. О природе быстрой фазы пост- рифтового опускания	119
Зорин Ю.А. Модель развития пострифтовых осадочных бассейнов. .	134
Кучай В.К. , Тычков С.А. О механизме образования молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты).....	142
Грачев А.Ф., Михайлов В.О. К проблеме происхождения внутри- плитных осадочных бассейнов изометрической формы	159
Пучков В.Н. Внутриплитные события в геологической истории подвижных поясов (на примере Урала).....	167

Научное издание

ВНУТРИПЛИТНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Редактор Л.П. Шеина. Художник Д.А. Шпаков
Художественный редактор И.Д. Нестерова

ИБ № 37612

Подписано к печати 17.05.88. Т-07418. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печл. 11,0. Усл.кр.-отт. 11,9. Уч.-издл. 12,3. Тираж 950 экз.
Тип. зак. 445. Цена 2 р. 50 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"
190034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

5036