

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

**ТЕКТОНИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
РИФТОВЫХ ЗОН**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1978

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ**

**RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS**



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

TECTONICS
AND SEISMICITY
OF CONTINENTAL
RIFT ZONES



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1978



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ТЕКТОНИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
РИФТОВЫХ ЗОН

2343



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1978



В книге приведены новейшие материалы по геологическому строению и геофизическим полям континентальных рифтовых зон и теоретические выводы по континентальному рифтогенезу. Особое внимание уделено разломной тектонике рифтовых зон, в частности развитию трансформных разломов, анализу полей напряжений и сейсмичности. Рассмотрено формирование астеносферных линз в мантии и оценена их роль в геодинамике земной коры и развитии континентальных рифтовых зон. На примере Байкальской рифтовой зоны рассмотрены структурные взаимоотношения и сейсмотектоника областей сочленения рифтовых зон с сопредельным обрамлением, а также собственно геологическая предыстория Байкальского рифта, геохимические критерии ювенильности современных гидротерм и некоторые другие вопросы. В большинстве статей материал изложен с особым акцентом на корреляцию тектоники с сейсмичностью.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Н.А. ЛОГАЧЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателя книга посвящена обсуждению одной из интереснейших проблем геодинамики – взаимосвязи тектоники и сейсмичности. Разработка этой большой проблемы ведется преимущественно на материалах тектоники активных в настоящее время зон земного шара – окраинных дуг Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса Евразии и рифтовых систем. Среди последних особое место занимают континентальные рифтовые зоны. Они характеризуются высокой сейсмической активностью с преимущественно коровым расположением гипоцентров землетрясений, хорошо изученными механизмами очагов землетрясений, четкой тектонической обстановкой, в том числе разломной тектоникой, детально закартированными аномалиями различных геофизических полей и др. Для Байкальской рифтовой зоны, помимо этого, относительно подробно обследованы и палеосейсмодислокации. Этот богатый фактический материал служит неплохой базой для обсуждения вынесенной в заглавие книги проблемы. В данном издании она дискутируется на материалах континентальных рифтовых зон, преимущественно Байкальской. Частично это связано с тем, что Байкальская рифтовая зона изолирована от мировой рифтовой системы. Она наиболее полно изучена советскими геологами.

Новые геолого-геофизические данные и их комплексный анализ позволили выделить в Байкальской рифтовой зоне трансформные разломы и объяснить специфику ориентировки полей напряжений ее флангов. На основе изучения ряда палеосейсмотектонических структур дано обобщение их морфологических и генетических признаков для выработки критериев поисков следов досейсмостатистических землетрясений. Серьезное внимание уделяется геологическим методам анализа напряжений сжатия и растяжения в различных участках Байкальской рифтовой зоны. Наконец, анализируется ее тектоническая предыстория и доказывается унаследованность от древнего плана расположения области раздвижения прото-платформенных глыб.

Вторая часть статей сборника освещает тектоническое развитие других рифтовых или рифтоподобных структур, а также геологические процессы (нафтидогенез, гидротермальная деятельность) в их зонах .

Книгу заключает теоретическая статья, посвященная формированию астеносферных линз в мантии и их роли в геодинамике земной коры и развитии континентальных рифтовых зон.

В книге приведены новейшие материалы по геологическому строению и геофизическим полям континентальных рифтовых зон и теоретические выводы по континентальному рифтогенезу. Особое внимание уделено разломной тектонике рифтовых зон, в частности развитию трансформных разломов, анализу полей напряжений и сейсмичности. Рассмотрено формирование астеносферных линз в мантии и оценена их роль в геодинамике земной коры и развитии континентальных рифтовых зон. На примере Байкальской рифтовой зоны рассмотрены структурные взаимоотношения и сеймотектоника областей сочленения рифтовых зон с сопредельным обрамлением, а также собственно геологическая предыстория Байкальского рифта, геохимические критерии ювенильности современных гидротерм и некоторые другие вопросы. В большинстве статей материал изложен с особым акцентом на корреляцию тектоники с сейсмичностью.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Н.А. ЛОГАЧЕВ

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЕЕ ФЛАНГОВ

Байкальская рифтовая зона простирается от Дархатской впадины (Северная Монголия) на западе до Токкинской (Становое нагорье) на востоке. Длина зоны превышает 2000 км, ширина — около 150–200 км. В пределах рассматриваемой территории общий рисунок рифтовых впадин в плане образует J-образную линию. Она начинается широтным отрезком к западу от Дархатской впадины, протягивается на восток до меридиана оз. Хубсугул, там изгибается до меридионального направления, а затем в районе Мондинской впадины вновь приобретает широтное простирание, которое на юге Байкала сменяется на северо-восточное, а позже в районе Верхне-Ангарской впадины снова на широтное. В своей центральной части Байкальская рифтовая зона примыкает к краевому шву Сибирской платформы, а на флангах отходит от него, "подчиняясь" простиранию крупных разломов докайнозойского этапа заложения.

Байкальская рифтовая зона располагается на гетерохронном складчатом фундаменте, завершившем развитие в байкальском или каледонском геотектонических циклах. Породы, слагающие фундамент рифтовой зоны, по константам прочности и другим физико-механическим свойствам не отличаются существенно друг от друга. Однородную структуру фундамента нарушают зоны древних разломов, предопределяя пространственное положение главнейших рифтовых впадин.

По глубинному строению земной коры и верхней мантии Байкальская рифтовая зона несколько отличается от сопредельных областей: Сибирской платформы и Забайкалья. На юге Сибирской платформы полная мощность земной коры колеблется в пределах 37–40 км (Крылов и др., 1976), а поверхность мантии сложена породами с "нормальным" значением скорости. Мощность коры в области рифта оценивается в 36–37 км. Однако под рифтовой зоной в верхней мантии установлено аномально низкое значение скорости упругих волн, которое свидетельствует о разуплотнении вещества и указывает на вероятную связь процессов рифтогенеза с аномальным состоянием вещества верхней мантии. В "аномальное состояние" вовлечена огромная грушевидная область верхней мантии (Рогожина, 1975), проекция которой на поверхность Земли значительно шире границ рифтовой зоны, устанавливаемых по геологическим данным. Максимально близко к поверхности Земли "аномальная" мантия приближается под Байкальской рифтовой зоной, в частности под ее центральной частью. Поэтому смело можно утверждать, что энергетическим источником развивающейся в кайнозое внутриконтинентальной Байкальской рифтовой зоны являются процессы (конвекция) в разуплотненной верхней мантии. Ее растекание обеспечивает растяжение коры. Конкретное направление векторов растяжения наиболее удобно проследить по анализу механизма очагов землетрясений (Мишарина и др., 1975).

В целом для Байкальской рифтовой зоны характерна следующая схема напряженного состояния: основное, алгебраически максимальное напряжение субгоризонтально и ориентировано в направлении с северо-запада на юго-восток; алгебраи-

чески среднее и минимальное напряжения не имеют столь выдержанной ориентировки. На юго-западном фланге ось алгебраически минимального напряжения (сжатие) ориентирована в направлении с северо-востока на юго-запад субгоризонтально. На северо-восточном фланге оси алгебраически минимальных напряжений располагаются субвертикально или в направлении с северо-востока на юго-запад. Причем характерно, что четкость картины и тенденция к субгоризонтальному расположению оси алгебраически минимальных напряжений увеличивается у наиболее сильных землетрясений с $M > 5 \frac{1}{2}$.

Таким образом, если положение главных осей напряжений сжатия и растяжения в Байкальской рифтовой зоне рассматривать не по отношению к орографическим элементам, как это делают сейсмологи (Мишарина, 1967), а к генерализованному простиранию рифтовой зоны, то хорошо выявляется закономерность и постоянство для всей зоны в ориентировке оси максимального растяжения в направлении с северо-запада на юго-восток и изменение положения (вращение) двух других осей при переходе от центральной части зоны к флангам. При этом ось сжатия σ_3 от вертикального положения в центральной части рифтовой зоны стремится на флангах к субгоризонтальному с простиранием северо-восток — юго-запад. Таким образом, как справедливо отмечают Л.А. Мишарина и др. (1975), "однотипность поля напряжений, особенно высокая в центральной части Байкальской рифтовой зоны, ослабевает на ее флангах" (с. 21). При едином для всей рифтовой зоны механизме образования следует допустить различную степень тектонического развития ее флангов. Поскольку структурный план континентальных рифтовых зон контролирует сетка разломов, рассмотрим тектонические особенности флангов Байкальской рифтовой зоны, особенно с точки зрения специфики разломной тектоники.

Среди многочисленной по морфогенетической классификации гаммы разрывов Байкальской рифтовой зоны значительное место занимают дизъюнктивы с горизонтальной компонентой смещения. Ее направление — левостороннее или правостороннее — определяется угловыми соотношениями между ориентировкой горизонтальных растягивающих напряжений в земной коре и простиранием дорифтовых (докайнозойских) глубинных и региональных разломов (Шерман, 1971). Сдвиговая составляющая наиболее отчетливо выражена у разломов субширотной ориентировки, расположенных на дистальных окончаниях рифтовой зоны (Шерман, 1975). Более тщательное изучение отдельных фрагментов этих разломов и общий анализ парагенезов геолого-геоморфологических структур и сейсмической обстановки позволили уточнить некоторые представления о тектоническом развитии флангов рифтовой зоны и их связи с "обычными" разломами.

Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны контролируется сложной серией субширотных разломов (рис. 1). Они образуют подвижный ослабленный пояс земной коры шириной до первых десятков километров. Наиболее представительные из разломов этого фланга — Северо-Муйский, Южно-Муйский, Кодарский, Токкинский и др. Для характеристики Северо-Муйского и Южно-Муйского разломов были сделаны детальные геологические разрезы.

Северо-Муйский разлом представляет собой крупную субширотную дизъюнктивную зону с длительной докайнозойской историей развития. Ее длина превышает 200 км, мощность полосы дробления — около 1 км. Южная граница этой древней зоны обновлена в кайнозое сбросо-сдвиговым смещением, проходящим по южному подножию Северо-Муйского хребта. Оно представлено тремя уступами, хорошо выраженными геоморфологически. Сдвиговая компонента картируется по смещению докайнозойских пегматитовых жил и дайковых тел основного и ультраосновного составов. Проведенный анализ тектонической трещиноватости подтвердил активные в кайнозое левосторонние сбросо-сдвиговые смещения. Петля р. Витим при врезании ее в Северо-Муйский хребет и резкое изменение наклона русла, вызвавшее появление хорошо известного Парамского порога. — следствие еще не закончившихся сдвиго-сбросовых движений по Северо-Муйскому разлому. На смещение русла р. Витим, обязанное левостороннему сдвигу с амплитудой около 15 км, обратил внимание и В.В. Ламакин (1968).

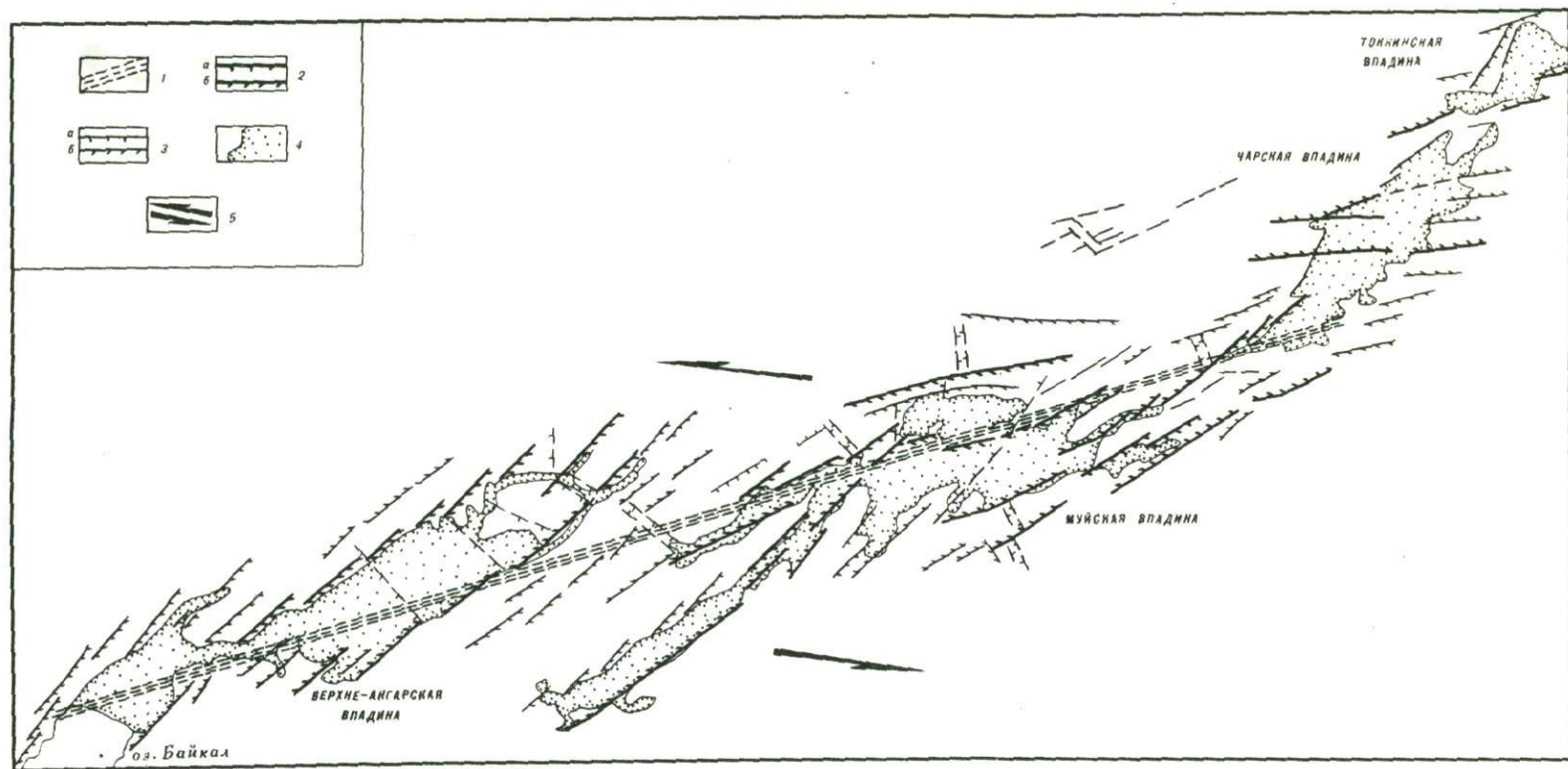


Рис. 1. Строение Муйско-Чарского трансформного разлома

1 – ось трансформного разлома; 2 – генеральные глубинные сбросы (а) и сбросо-сдвиги (б); 3 – региональные сбросы (а) и сбросо-сдвиги (б); 4 – кайнозойские впадины, 5 – направление движения блоков

По анализу аналогичного комплекса геологических признаков Южно-Муйский разлом также классифицируется как левосторонний сбросо-сдвиг. Характерно, что следы самой юной активизации разлома фиксируются вдоль северной границы его полосы дробления, т.е. по подножию Южно-Муйского хребта. Иными словами, у ограничивающих Муйскую впадину разломов следы обновления четче проявлены у примыкающих к впадине блоков и усиливаются при приближении к центру впадины.

Авторами были проанализированы более мелкие по масштабу региональные и локальные разломы Муйской впадины и, главным образом, ее горного обрамления. Наиболее хорошо выдержаны по направлению и постоянству морфогенетической принадлежности дизъюнктивы субширотного и северо-восточного простираний. Первые представляют собой левосторонние сбросо-сдвиги и сдвиги, вторые — правосторонние сбросо-сдвиги и сбросы. Менее строгую закономерность в стабильности морфогенетической классификации имеют разломы северо-западного простирания. Заметим, что вся современная гидросеть района со всеми своими осложнениями контролируется дизъюнктивами названных трех направлений.

По общему анализу интенсивности дизъюнктивных структур, которая увеличивается к центру впадин, оценке геологической ситуации, характеристике аномалий магнитного поля, расположению внутривпадинных поднятий и некоторым другим признакам (анализ характера накопления осадков и их мощностей) есть основания наметить крупный глубинный разлом, проходящий от среднего течения р. Муякан через центр Муйской впадины на Сьюльбанскую перемычку и далее в Чарскую впадину (рис. 2 см. вкладку в конце книги).

Такая интерпретация фактов вероятна, поскольку следы недавних сдвиговых подвижек хорошо картируются на продолжении этой структуры. Левосторонние сдвиги зафиксированы на Кодарском, Токкинском (Николаев и др., 1975; Сейсмо-тектоника..., 1968) и других разломах, продолжающих в восточном направлении описываемую зону. Фрагментарно разлом хорошо картируется по аэровизуальным наблюдениям и дистанционным снимкам, начиная от Верхне-Ангарской впадины до Токкинской. Разлом, который можно назвать Муйско-Чарским, характеризует осевую часть очень крупной — возможно, континентального масштаба — зоны дробления, по отношению к которой Северо- и Южно-Муйский разломы — параллельные оперяющие структуры. Характеризуемый субширотный подвижный пояс продолжается на восток, сливается с зоной Станового глубинного разлома, для которого уже не характерна столь высокая степень кайнозойской активизации, и сдвиговая компонента резко затухает. О подвижности и смещении разграничиваемых ослабленным поясом блоков свидетельствует и группа региональных признаков. Прежде всего, поясом контролируются крупные кайнозойские впадины. Их рифтовая природа осложняется спецификой ориентировки поля напряжений, определяемого по механизму очагов землетрясений. К латеральным границам пояса тяготеют небольшие впадины и antecedentные долины крупных рек, имеющие северо-восточное простирание и использующие типичные региональные разломы раздвиго-сдвигового типа. По простиранию пояс сопровождается небольшими хребты меридионального и северо-западного направлений. Их образование связано с собственно кайнозойским этапом развития (Нагорья Прибайкалья..., 1974) и, возможно, отражает "сморщивание" верхних горизонтов коры в зонах сжатия, возникающих при левосторонних сдвиговых смещениях. Это подтверждается и анализом других элементов современного рельефа: смещением русел рек, разновозрастных и генетически родственных поверхностей выравнивания, отдельных фрагментов крупных депрессий, частично заходящих в ослабленный пояс.

Дешифрирование снимков из космоса уточняет границы пояса, детали его ограничений, внутреннее строение (см. рис. 2, Б). Отчетливо фиксируется повышенная раздробленность коры, ориентировка региональных трещин отрыва и разломов раздвигового типа. В этой части Байкальской рифтовой зоны по основным морфотектоническим структурам заметно резкое отличие северного и южного блоков, разграничиваемых поясом. На концах пояса четко видны результаты трансформации сдвиговых смещений. Южный блок с запада ограничивается Северо-

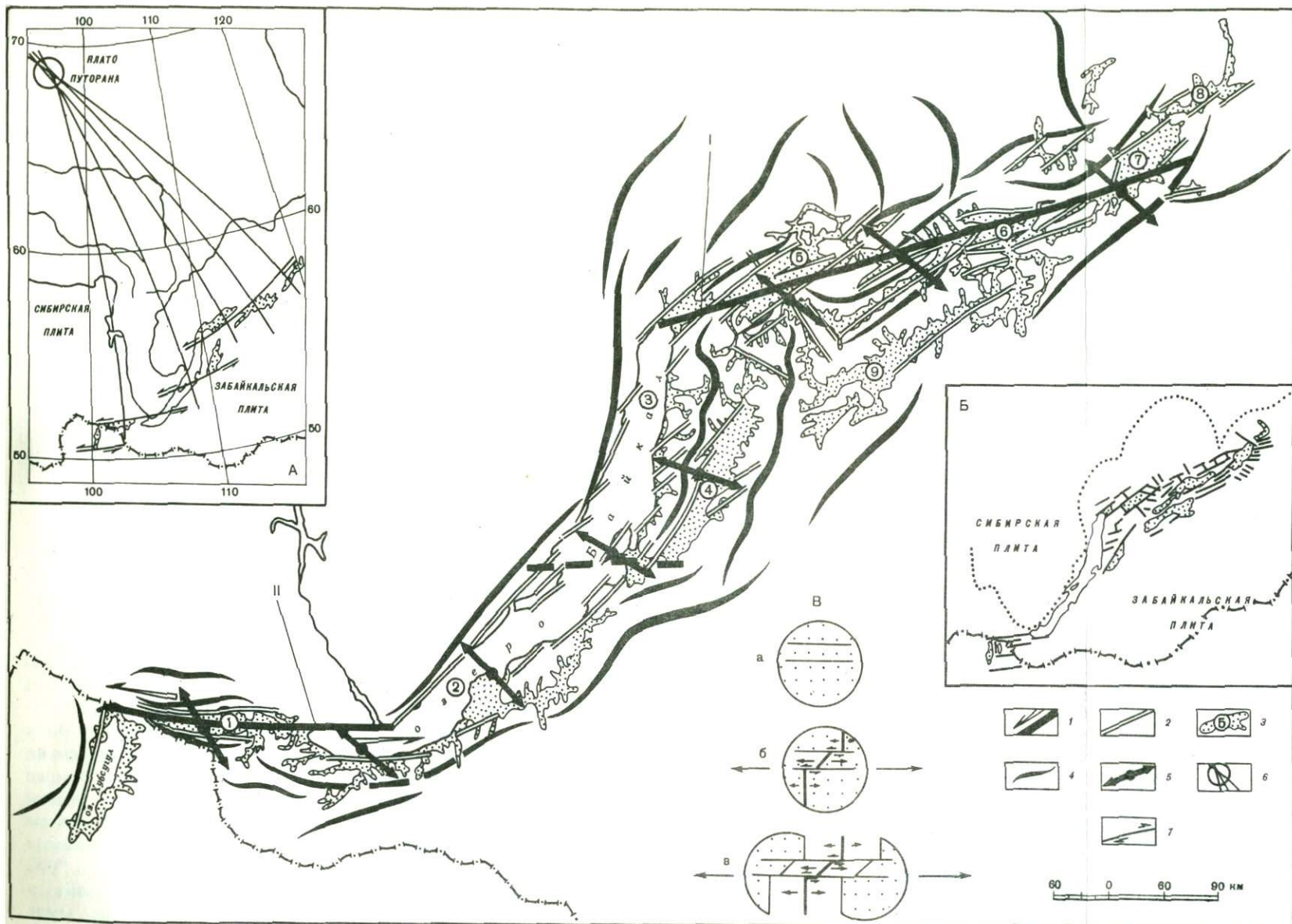


Рис. 2. Схема главных неструктурных элементов Байкальской рифтовой зоны

1 – трансформные разломы (I – Муйско-Чарский, II – Тункинский) и направления смещения блоков; 2 – основные глубинные и региональные разломы, активизированные в кайнозое; 3 – рифтовые впадины (цифры на схеме: 1 – Тункинская, 2 – Южно-Байкальская, 3 – Северо-Байкальская, 4 – Баргузинская, 5 – Верхне-Ангарская, 6 – Муйская, 7 – Чарская, 8 – Токкинская, 9 – Цица-Баунтовская); 4 – оси горных сооружений; 5 – векторы

главных растягивающих напряжений; 6 – полюс вращения; 7 – трансформные разломы

На врезках показано: А – сопоставление простираения трансформных разломов Байкальской рифтовой зоны с полюсом вращения (коническая проекция); Б – структура Байкальской рифтовой зоны по данным дешифрирования космоснимка; В – схема, иллюстрирующая три стадии разделения континента на две части при рифтообразовании

Байкальской рифтовой впадиной, а на востоке он упирается в диагонально расположенные отроги Каларского хребта. Северный блок на западе ограничивается Северо-Байкальским хребтом и сминает его, а на востоке он растягивает Чарскую и Токкинскую впадины.

Таким образом, основные геологические структуры на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны независимо от времени заложения испытывают существенное влияние кайнозойской активизации. Впадины, горные хребты и особенно разломы группируются в системы, закономерно ориентирующиеся по отношению к левостороннему движению масс. С этим хорошо согласуется ориентировка в очагах коровых землетрясений описываемого фланга.

Аналогичная ситуация отмечается и для юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 2). Собственно Тункинский разлом образует здесь одну из крупных структурных зон, предопределяющую геологические процессы и геоморфологические очертания местности. Геологическая история развития и кинематика движений его крыльев восстановлены по анализу комплекса структурных и геоморфологических признаков и подробно описаны (Шерман и др., 1973). Тункинский разлом протягивается по северному борту Тункинской группы впадин более чем на 200 км и состоит из отдельных кулис 25–30-километровой длины. Ширина тектонической зоны дробления разлома неодинакова и в среднем составляет 0,9 км. Зона разлома выражена в рельефе эскарпами, постепенно исчезающими к междувпадинным перемычкам. При анализе аэрофотоснимков и аэровизуальных наблюдениях довольно хорошо заметны многочисленные изгибы русел постоянных и временных водотоков, часть которых в зоне Тункинского разлома сложно искривлены по типу двойной сигмоиды. По большинству смещений русел сдвиг классифицируется как левосторонний. Изучение диаграмм трещиноватости и их анализ по упомянутой выше методике подтвердили левосторонний сдвиго-сбросовый характер движения по Тункинскому разлому. В многочисленных наблюдаемых в обнажениях макросмещениях по региональным трещинам, параллельным Тункинскому разлому, всегда отмечались левосторонние сдвиговые или сбросо-сдвиговые подвижки с амплитудой от долей сантиметра до десятков сантиметров.

О кайнозойских подвижках, их воздействии на трещиноватость горных пород и об их согласованности с полями напряжений, фиксируемыми по анализу механизма очагов землетрясений, может свидетельствовать следующий пример. В западной части зона Тункинского разлома затрагивает Мондинские конгломераты неогенового возраста. Конгломераты сцементированы плотным песчаным материалом и разбиты двумя отчетливо выраженными системами сколовых тектонических трещин (Шерман и др., 1973). Система (рис. 3) с азимутом падения $335-340^{\circ}$, $\angle 90^{\circ}$ на плоскостях имеет заметные субгоризонтальные штрихи скольжения с азимутом падения 245° , $\angle 5-10^{\circ}$. В отдельных местах трещины системы срезают и смещают гальку на 0,5–1,0 см по типу левостороннего сбросо-сдвига с опусканием юго-восточного блока. Вторая система — с азимутом падения $235-245^{\circ}$, $\angle 90^{\circ}$ — развита также хорошо, но без заметных штрихов скольжения. Очень несложные построения с учетом вектора смещения по первой системе трещин позволяют вычислить положение оси S максимального сжатия, которая ориентирована на северо-восток $10-20^{\circ}$ с погружением на юго-запад $5-10^{\circ}$. Ось максимального растяжения ориентирована на юго-восток $100-110^{\circ}$ с погружением на юго-восток $5-10^{\circ}$. Нетрудно заметить, что обе главные оси — растяжения и сжатия — располагаются субгоризонтально и диагонально по отношению к основным структурам, в частности к наиболее крупному здесь Тункинскому разлому. Полученные векторы направлений осей сжатия и растяжения не противоречат данным сейсмологов об ориентировке напряжений в очагах землетрясений в этом районе. Их ориентировка в районе Тункинской и Мондинской рифтовых впадин, контролируемых Тункинским разломом, не является типично рифтовой. Здесь, как и на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, главные напряжения субгоризонтальны и ориентированы с севера-запада на юго-восток (Мишина и др., 1975), т.е. диагонально к главным морфоструктурным элементам.

Таким образом, факты свидетельствуют о том, что в течение кайнозойского этапа для Тункинского разлома характерны левосторонние сдвиговые смещения. Разлом играет роль подвижного пояса, соединяющего Южно-Байкальскую котловину и оз. Хубсугул – типичные рифтовые впадины. Сдвиговые движения на его концах трансформируются в сдвиго-раздвиги, ограничивающие названные впадины. Это объясняет кажущееся затухание амплитуды горизонтального смещения на широтном продолжении Тункинского разлома в западном и восточном направлениях.

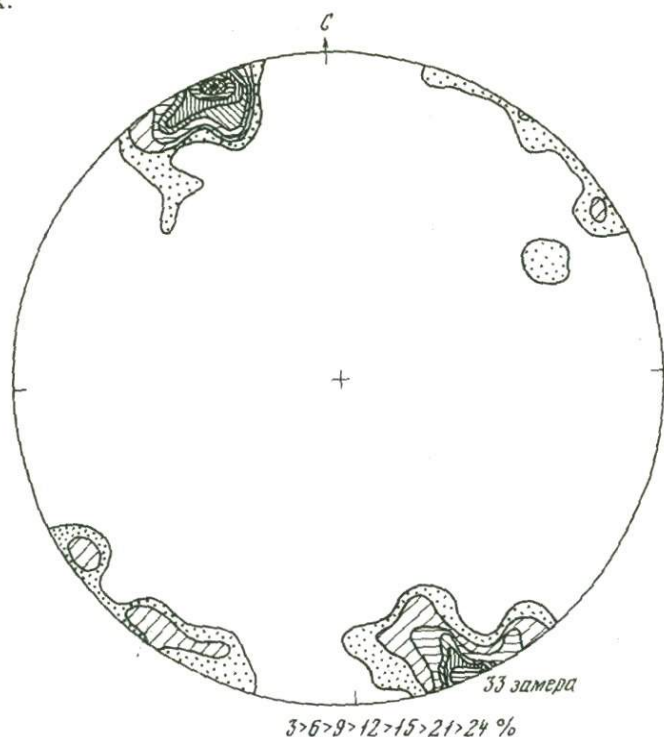


Рис. 3. Диаграмма трещиноватости в конгломератах четвертичного возраста (Мондинская впадина, юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны)

Изолинии проведены через 3–6–9–12–15–21–24%

Изложенные геолого-геоморфологические факты и сейсмологические материалы не позволяют относить субширотные звенья Байкальской рифтовой зоны – юго-западное Тункинское и северо-восточное Муйско-Чарское – к структурам, контролируемым истинными сдвигами или сбросо-сдвигами. Они отвечают основным признакам трансформных разломов в понимании Дж. Уилсона (Wilson, 1965), в том числе и интегрированному понятию "разлом", которое означает систему нескольких, тесно связанных между собой разломов. Принимая во внимание направление смещений и строение зон трансформации, Тункинский трансформный разлом можно классифицировать как левосторонний тип рифт–рифт, а Муйско-Чарский – как левосторонний типа рифт – горная дуга.

Итак, фланги Байкальской рифтовой зоны совпадают с границами внутриконтинентальных блоков литосферы (плиты Сибирской платформы и Забайкалья), смещающихся из-за процессов рифтогенеза в северо-западном и юго-восточном направлениях соответственно (рис. 4). Общая амплитуда смещения оценивается ориентировочно для Муйско-Чарского трансформного разлома в 15 км, Тункинского – 1,5 км. Формирование трансформных разломов и пространственно связанных с ними суходольных впадин, вероятно, происходило синхронно. Поэтому возраст активизации зон разломов будет соответствовать возрасту осадочного наполнения этих депрессий. Время кайнозойской активизации Тункинского раз-

лома, определенное на основании изучения кайнозойских отложений (Логачев, 1958, 1968), может восходить к началу миоцена. Сложнее обстоит дело с возрастом впадин, располагающихся на Муйско-Чарском трансформном разломе. До настоящего времени здесь не пробурено ни одной глубокой скважины. Поэтому датировать возраст этих структур можно лишь косвенно на основании статистической обработки геолого-геофизических данных. Результаты такого анализа показывают, что возможный возраст зарождения Верхне-Ангарской депрессии примерно соответствует возрасту Тункинской впадины, зарождение Муйской — поздний миоцен, Чарской — ранний плиоцен.

Таким образом, возраст активизации Тункинского и Муйско-Чарского разломов как трансформных можно определить как миоценовый. Время же заложения собственно Байкальской рифтовой впадины датируется эоценом — олигоценем. Такой разрыв во времени, вероятно, объясняется пластичными свойствами земной коры на ранней стадии рифтообразования и незначительным отставанием развития трансформных разломов от раздвижения собственно центральной части Байкальской рифтовой зоны, занятой акваторией Байкала. С этих позиций можно объяснить некоторые геолого-геофизические особенности флангов Байкальской рифтовой зоны, которые до сих пор казались неповторимыми, своеобразными.

Сложный S-образный структурный план Байкальской рифтовой зоны, отмечавшийся неоднократно (Флоренсов, 1970; Флоренсов, Логачев, 1975), предопределяется древними докайнозойскими разломами, вовлеченными в кайнозойскую активизацию на границах крупных плит, т.е. в зонах трансформных разломов. Их развитие послужило причиной, нарушившей прямолинейность распространения рифтогенных структурных форм.

Вторая особенность флангов — чрезвычайно широкое распространение локальных сдвигов. Они особенно развиты на межвпадинных перемычках и дробят коренные породы на блоки — параллелограммы самых различных размеров, стороны которых образованы региональными трещинами северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний. При этом локальные сдвиги северо-восточного и субширотного направлений развиты наиболее отчетливо и часто (особенно первые) образуют достаточно протяженные зоны горизонтального скольжения.

Третья особенность флангов — частое нарушение асимметрии, известной для впадин байкальского типа (Флоренсов, 1970). Типичная асимметрия характерна для впадин оз. Байкал и Баргузинской. Она хорошо выражена и у Тункинской впадины — главной на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Эта тенденция не сохраняется в Муяканской, Муйской, Чарской и Токкинской впадинах. В структурном отношении они представляют собой практически симметричные грабены.

Четвертая особенность флангов — определенная закономерность в расположении впадин разной величины: наиболее крупные впадины располагаются в центре фланга, примерно на равном удалении от его концов. Так, на юго-западном фланге своеобразным центром является Тункинская впадина — наиболее глубокая, самая протяженная и широкая, а на северо-восточном — Муйская впадина.

Наконец, следует отметить еще одну серьезную характерную черту флангов — относительно активную вулканическую деятельность. На юго-западном фланге вулканические аппараты располагаются широким ореолом, распространяясь от центра Тункинской впадины на запад — в Мондинскую. Преимущественно же они тяготеют к южным "плечам" обрамления. На северо-восточном фланге вулканическая деятельность сконцентрирована главным образом в хребтах Удокан и Калар — южном горном обрамлении Чарской впадины. Следы вулканической деятельности на земной поверхности в центральной части Байкальской рифтовой зоны пока не закартированы в таком объеме. Несомненно, что трансформные разломы, как структуры, "секущие" полный разрез земной коры и заходящие в верхнюю мантию, играют существенную роль в качестве структурного фактора контроля вулканизма. Смещение центров вулканизма на северо-восточном фланге к югу от "оси" трансформного разлома, скорее всего, отражает крутое падение зоны дробления на юг в сторону Забайкальской плиты.

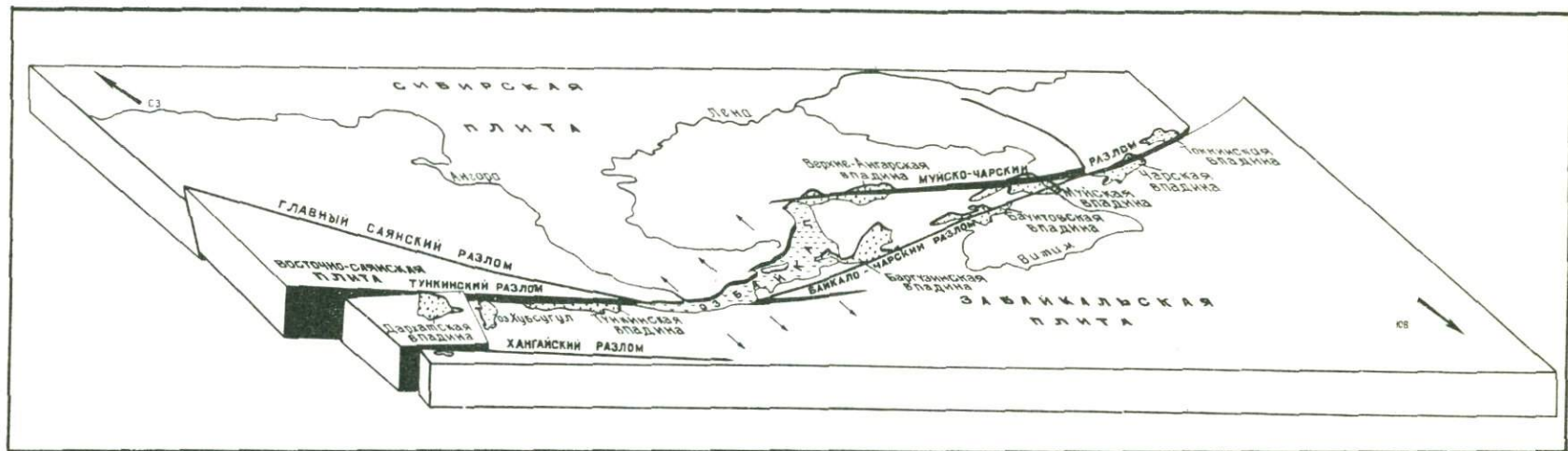


Рис. 4. Трансформные разломы в структуре Байкальской рифтовой зоны (блок-диаграмма)

Один из обязательных критериев рифтовых зон (вместе с повышенной сейсмической активностью) — фиксируемая по механизму очагов землетрясений субгоризонтальная и перпендикулярная основным структурам ориентировка растягивающих напряжений. На флангах Байкальской рифтовой зоны, как уже отмечалось, они располагаются под острым углом к кайнозойским структурам, хотя и сохраняют общее северо-запад — юго-восточное региональное растяжение. Нептичная рифтовая ориентировка напряжений в очагах землетрясений на дистальных окончаниях Байкальской рифтовой зоны оставалась загадкой для сейсмологов, во всяком случае пока никак ими не объяснялась. В то же время эти факты хорошо согласуются с данными Л. Сайкса (Sykes, 1967) и Б. Айзекса (Isacks et al., 1968) об ориентировке главных напряжений в очагах землетрясений в зонах трансформных разломов. Они с сейсмологических позиций подтверждают правомерность выделений на флангах Байкальской рифтовой зоны трансформных разломов, наличие которых, в свою очередь, объясняет причины вращения двух других главных осей напряжений.

Важная характеристика сейсмической активности — распределение очагов крупных землетрясений (рис. 5). В Байкальской рифтовой зоне самые крупные землетрясения ($M \geq 6\frac{1}{2}$) тяготеют к ее флангам, причем наиболее сейсмически активный среди них — северо-восточный. Очевидно, что различие в магнитудах и относительно повышенная частота сильных землетрясений связаны с зоной контакта блоков коры, перемещающихся один относительно другого вдоль зоны трансформного разлома. По степени сейсмической сотрясаемости фланги Байкальской рифтовой зоны не уступают ее центральной части. Заметим также, что сейсмическая активность на флангах пространственно ограничена или участком трассы разлома, заключенным между двумя рифтовыми впадинами (Тункинский трансформный разлом), или рифтовой впадиной и гребнем хребта (Муйско-Чарский трансформный разлом).

Характерная особенность флангов — несколько увеличенная мощность коры. Если под акваторией Байкала в Южно-Байкальской впадине кора утоняется до 35 км (Крылов и др., 1976), то на флангах ее мощность превышает 40 км. Хотя тенденция утонения коры под рифтовой зоной будто бы и не нарушается, ее реализация на флангах выглядит наименее убедительно. Относительно увеличенная мощность коры, и следовательно ее прочность, в сочетании с косо ориентировкой растягивающих напряжений объясняют дополнительные причины зарождения на флангах наиболее сильных землетрясений.

Наблюдаемая вдоль флангов сейсмическая активность приурочена к верхним 35 км земной коры, и главным образом к интервалу 5–12 км (Голенецкий и др., 1972). Поэтому в этих районах на глубинах около 35 км, а скорее всего еще ближе к поверхности, должна существовать зона пластических деформаций, для которой не характерна высокая сейсмическая активность. Ослабление сейсмической активности с глубиной соответствует увеличению пластической компоненты относительно упругой и согласуется с расчетными данными (Шерман, 1977).

Взгляд на фланги Байкальской рифтовой зоны, как на трансформные разломы, естественно, должен согласовываться и с некоторыми общеглобальными тектоническими построениями. В частности, для ряда других районов мира определены единые центры вращения (полюса раскрытия), движение блоков вокруг которых и вызывает образование конкретной группы трансформных разломов (Morgan, 1968).

Определение полюса раскрытия для Байкальской рифтовой зоны показало, что ее раздвижение и смещения на флангах по трансформным разломам обеспечиваются относительным движением ограничивающих рифтовую зону плит вокруг центра, расположенного в пределах Путоранского свода (см. рис. 2). Интересно отметить, что полюс раскрытия для Байкальской рифтовой зоны совпадает с аналогичным полюсом для Восточно-Африканской рифтовой системы, определенным тем же способом. Возможность использования концепции глобальной геометрии (Morgan, 1968; Le Pichon, 1968) в Байкальской рифтовой зоне — еще одно доказательство соответствия классификации субширотных подвижных поясов на ее

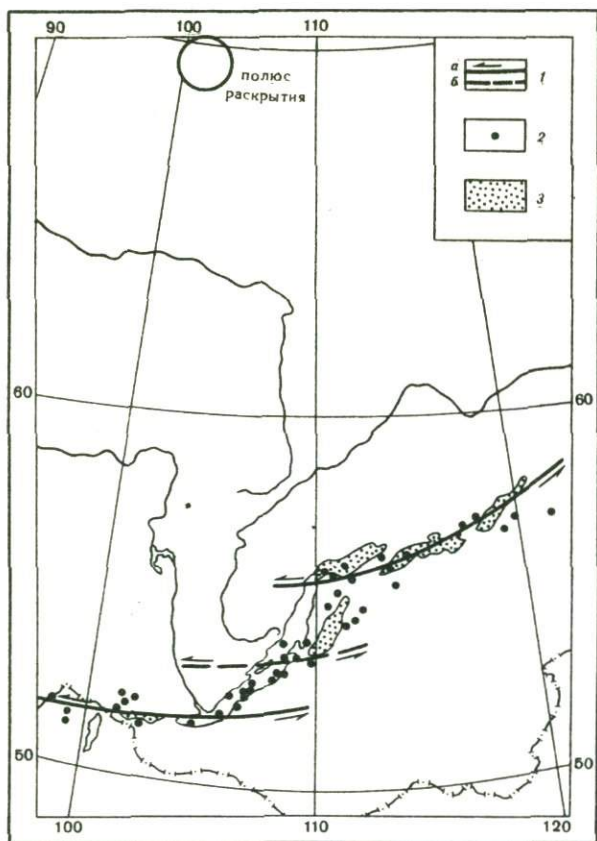


Рис. 5. Размещение эпицентров крупных землетрясений в Байкальской рифтовой зоне

1 – трансформные разломы: установленные (а), предполагаемые (б); 2 – эпицентры землетрясений; 3 – кайнозойские впадины

флангах – Муйско-Чарского и Тункинского – как трансформных разломов. Наконец, анализ палеомагнитных, палеоклиматических и собственно геологических данных, проведенный П.Н. Кропоткиным (1972; Kropotkin, 1971), свидетельствует о вероятном в течение юры, мела и кайнозоя смещении на восток Китайской платформы с припаянными к ней Монголией и Забайкальем, сопровождавшемся возникновением широтных левосторонних сдвигов. Изложению близки представления П. Молнара и П. Тапонье (Molnar, Tapponnier, 1975), Ш. Даз и Дж. Филсона (Das, Filson, 1975) и др., базирующиеся на других, главным образом

сейсмологических данных. Таким образом, левосторонние движения по трансформным разломам в Байкальской рифтовой зоне увязываются с более широкими геотектоническими построениями.

Итак, Байкальская рифтовая зона по структурному строению принципиально не отличается от других континентальных (Казьмин, 1976; Милановский, 1976; Freund, 1974) и океанических (Sykes, 1967; Isacks et al., 1968; и др.) рифтовых зон, для которых наличие трансформных разломов не оспаривается. Однако взаимодействие блоков литосферы во внутриконтинентальных рифтовых зонах значительно сложнее, проявляется не столь отчетливо и устанавливается труднее. Может быть, это – одна из причин, не позволивших до самого последнего времени, пока не были закартированы крупные сдвиги, выделять в континентальных рифтовых зонах трансформные разломы.

Новое представление о структуре флангов Байкальской рифтовой зоны не решает всех вопросов. Более того, оно требует дополнительной проработки на новом уровне ряда проблем. К их числу, прежде всего, необходимо отнести: 1) изучение горизонтальных движений земной коры методами высокоточной геодезической съемки и оценку скорости горизонтальных перемещений; 2) изучение микроземлетрясений для понимания характера медленных движений земной коры и ее деформации; 3) дифференцированный анализ полей напряжений для землетрясений разной магнитуды и глубины очага, определение плоскостей скольжения в очагах сейсмическими методами и оценку амплитуд смещения по активным разломам с использованием сейсмического момента; 4) повторный детальный анализ магнитного, гравитационного и теплового полей; 5) корреляцию скорости неотектонических движений, градиентов рельефа и карт плотности активных разломов с сейсмичностью для выработки критериев прогноза землетрясений; 6) изучение амплитуд смещений в палеосейсмодислокациях и анализ палеомагнитуд землетрясений.

Являясь границами активно развивающегося раздела двух крупных континентальных блоков, трансформные разломы определяют контуры областей с различным дальнейшим геологическим развитием. Они дают ключ к пониманию сложной геологической структуры территорий, закончивших свое активное геологическое развитие, и возможность предсказать на геологически обозримое время тенденцию геологического развития примыкающего к ним региона. Последнее важно при геотектоническом районировании. Изучение трансформных разломов континентальной земной коры — задача ближайшего будущего.

АБСТРАКТ

The faults of the Baikal Rift Zone are subject to an analysis. A considerable distribution of left-side shifts merits consideration. The analysis of geomorphological forms and physical fields is followed by a conclusion about the occurrence of transformational faults at the flanks of the Baikal Rift Zone. Seismicity of the flanks and orientation of the tension vectors at earthquake foci agree well with the character of movements of the lithosphere blocks separating transformational faults.

ЛИТЕРАТУРА

- Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Букина К.И., Перевалова Г.И., Третьяк Э.А., Фомина Е.В., Анисимова Л.В., Леонтьева Л.Р., Солоненко Н.В., Масальский О.К. Обзор сейсмичности Прибайкалья за 1968 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., "Наука", 1972, с. 107–123.
- Казьмин В.Г. Типы трансформных разломов и условия их образования. — В кн.: Разломы земной коры. М., Междувед. тектон. ком., 1976, с. 28–30.
- Кропоткин П.Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972, с. 51–68.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Пузырев Н.Н., Селезнев В.С. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне. — В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск, ИГ и Г СО АН СССР, 1976, с. 45–62.
- Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М., "Наука", 1968.
- Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 4, с. 18–29.
- Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 72–101.
- Милюновский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., "Недра", 1976.
- Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., "Наука", 1967.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 9–21.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. Под ред. Н.А. Логачева. М., "Наука", 1974.
- Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д. Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской зоны. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 120–130.
- Рогожина В.А. О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и примыкающими к ней территориями. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, Междувед. геофиз. ком., 1975, с. 64–66.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
- Флоренсов Н.А. Рифты Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя Мантия, № 7. М., "Наука", 1970, с. 146–150.
- Флоренсов Н.А., Логачев Н.А. К проблеме Байкальского рифта. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 70–80.
- Шерман С.И. Основные этапы развития и механизм образования Байкальской рифтовой зоны. Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР, Иркутск, 1971, т. 68, с. 40–56.
- Шерман С.И. Динамика развития разломов Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, Междувед. геофиз. ком., 1975, с. 36–37.
- Шерман С.И. Физические закономерности формирования разломов земной коры. Новосибирск, "Наука", 1977.

- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Das S.H., Filson J.* On the tectonics of Asia. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, N 2, p. 241–253.
- Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults. – *Tectonophysics*, 1974, v. 21, N 1/2, p. 93–134.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics. – *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 5855–5899.
- Kropotkin P.N.* Eurasia as a composite continent. – *Tectonophysics*, 1971, v. 12, N 3, p. 261–266.
- Le Pichon X.* Sea floor spreading and continental drift. – *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 12, p. 3661–3697.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. – *Science*, 1975, v. 189, N 8, p. 419–426.
- Morgan J.W.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks. – *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 6, p. 1959–1982.
- Sykes L.R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic Ridges. – *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, p. 2131–2153.
- Wilson G.T.* A new class of faults and their bearing of continental drift. – *Nature*, 1965, N 4995, p. 343–347.

Р.А. Курушин

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СТАНОВОГО НАГОРЬЯ¹

В основе палеосейсмогеологического метода оценки максимального уровня сейсмической опасности территории лежит представление о том, что сильные коровые землетрясения есть следствие быстрых движений земной коры по разломам. Чем значительней эти движения и вовлекаемые в них участки литосферы, тем больше интенсивность землетрясения. По достижении некоторого (по-видимому, вполне, определенного для данной тектонической зоны) энергетического уровня подвижки по разломам начинают проявляться на поверхности Земли в виде комплекса различного рода сейсмодислокаций, обычно сначала поверхностных (вторичных, экзокинетических), а затем и тектонических (первичных, эндогенных). Последние образуют на земной поверхности закономерную совокупность, отражающую характер и интенсивность движений земной коры по разлому, и, как показывает опыт, могут довольно длительное время сопротивляться разрушительным силам денудации.

Такие сохранившиеся на земной поверхности плейстосейстовые (практически эпицентральные) области досейсмостатистических для данной территории землетрясений получили название палеосейсмогенных структур. Они, как это все более выясняется в последнее время, являются характерным и широко распространенным сейсмотектоническим элементом высокосейсмичных областей Земли (Сейсмогенные структуры., 1973; Tocher, 1960; Allen *et al.*, 1965; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Plafker *et al.*, 1971).

Палеосейсмогенные структуры представляют обычно линейную систему деформаций земной поверхности, среди которых доминируют первичные (тектонические) дислокации. Морфология их прямо зависит от типа движений земной коры при землетрясении или в конечном итоге от обуславливающего его поля тектонических напряжений. Масштаб и характер тектонических деформаций дают, как правило, прямую информацию о силе землетрясения, сопровождавшего их формирование.

К настоящему времени в рифтовой зоне Станового нагорья обнаружено более двух десятков палеосейсмогенных структур различных по типу, масштабу и времени формирования. В табл. 1 включены сейсмотектонические структуры, изученные с различной степенью детальности в процессе экспедиционных сейсмогеологических исследований в 1962–1965 и 1967 гг. В таблице приведены примерные характеристики трех структур, выявленных по аэрофотоснимкам (главным образом после 1967 г.) и не обследованных автором наземно. По многим признакам их сейсмотектонический генезис не вызывает сомнений.

¹ Часть северо-восточной ветви Байкальской рифтовой зоны, заключенная между 111° и $118,5^{\circ}$ в.д., в которую входят полностью или частично Верхне-Ангарская, Муйская и Чарская впадины и разделяющие их горные перемычки.

Палеосейсмотектонические структуры

№ п.п.	Структура	Координаты центра		Длина, км	Максимальная амплитуда смещения, м	
		с.ш.	в.д.		вертикаль- ная	горизонталь- ная
1	Огней	56,40°	111,91°	2,4	4	—
2	Янчуанская	56,17°	112,59°	13	4	—
3	Ковоктинская	56,12°	113,05°	28	7	—
4	Олня	55,76°	113,32°	29	5–6	Л6–7
5	Таксимская	56,42°	114,95°	15	21	—
6	Парамская	56,63°	115,43°	21	18–20	?
7	Усмун	56,17°	115,50°	24	10–15	?
8	Намаракитская	56,17°	116,83°	18	10	—
9	Баронка	56,45°	117,05°	8	4,5	Л10–12
10	Сюльбанская	56,61°	117,22°	3,5	6–8	—
11	Довачан	56,36°	117,38°	42	50–70	Л10–15
12	Верхне-Сакукан- ская	56,75°	117,78°	5	2–5	—
13	Средне-Сакукан- ская	56,86°	117,94°	2,5	3,5	Л8–12
14	Нижне-Ингамакит- ская	56,56°	118,29°	1	1,5	?
15	Чина-Вакатская	56,49°	118,50°	43	50	—
16	Верхне-Янчуан- ская	56,15°	112,87°	9	2,5–3	?
17	Муяканская	56,15°	113,80°	26 (?)	6	—
18	Амнунда	55,92°	114,03°	4,5 (?)	?	—

* Лет: А – десятки, АВ – последние десятки – первые сотни, Б – сотни, БВ – последние сотни – первая тысяча, В – первые тысячи.

** В скобках – количество эпицентров представительных ($K \geq 8$) землетрясений за 1962–1971 гг. в радиусе класса точности b (10 км).

Перемещения крыльев разрывов в палеосейсмотектонических структурах и их амплитуды

Наиболее уверенно выявляемые на местности вертикальные (направленные по падению разрыва) смещения крыльев, как правило, очень неустойчивы по простиранию сейсмотектонических структур. Четко улавливаемой закономерности колебаний амплитуд в зависимости от рельефа или геологического строения участка не отмечается. В отдельных структурах можно подметить преобладание больших значений амплитуд вертикальных смещений на рыхлых грунтах, чем на коренных породах, или на рыхлых же грунтах, но явно меньшей мощности. Напрашивающееся

Станового нагорья (111–118°, 5 в.д.)

Простира- ние	Характер движе- ния по разлому	Предпола- гаемая маг- нитуда (M) землетря- сения	Возраст*	Современ- ная сейсмо- активность, A_{10}^{**}	Примечание
Широтное	Сброс (?)	$6\frac{1}{2}-7$	АБ	0,05 (1)	
СВ 65°	"	$7-7\frac{1}{2}$	А	0,4 (48)	
СВ 60°	"	$7\frac{1}{2}-8$	Б	0,15 (20)	
СВ 60°	Сбросо-сдвиг	$7\frac{1}{2}-8$	БВ	0,15 (18)	Требуется дополнительного изучения. Осложнена грави- тационно-сейсмоструктурными деформациями
СВ 60°	Сброс	$7-7\frac{1}{2}$	Б	0,05 (3)	
Широтное	Сбросо-сдвиг	$7\frac{1}{2}$	БВ	$< 0,02$ (2)	Полигенетическая
"	Сдвига (?) -сброс	$7\frac{1}{2}$	АВ	0,06 (3)	Уточнена по аэрофотоснимкам. Требуется дополнительного изуче- ния
СВ 75°	Сброс	$7\frac{1}{2}$	БВ	0,4 (85)	
Широтное	Сбросо-сдвиг	$7\frac{1}{2}$	АБ	0,15 (16)	
СВ 70°	Сброс (?)	$6\frac{1}{2}-7$	АБ	0,15 (10)	
СВ 65° и В 90°	Сбросо-сдвиг и сбросы	~ 8	В-АБ	1,0 (115)	Полигенетическая. Указана суммарная длина разрывов на площади $25 \times (3 \div 10)$ км
СВ 70°	Сброс	7	АБ	0,15 (4)	
СВ 30°	Сбросо-сдвиг	$7\frac{1}{2}$	Б	0,06 (3)	
Широтное	Сдвиг (?) с шарнирным сбросом	$6\frac{1}{2}-7$	А	0,15 (6)	
"	Сброс	8	В-АБ	0,2 (29)	Осложнена гравитационно- сейсмоструктурным смеще- нием
"	Сдвиг (?) с шарнирным сбросом	$7\frac{1}{2}$ (?)	Б (?)	0,3 (29)	Выявлена по аэрофотоснимкам. Требуется уточнений
СВ 65°	Сброс (?)	$7\frac{1}{2}$ (?)	БВ (?)	0,9 (157)	Требуется изучения. Выявлена по аэрофотоснимкам
СВ 65°	Сброс (?)	$6\frac{1}{2}-7$ (?)	(?)	0,5 (60)	То же

объяснение этому "приращением" амплитуд в результате вторичных поверхностных эффектов – дифференцированных оседаний рыхлых грунтов, вызванных сотрясениями при землетрясении, в условиях почти повсеместного развития вечной мерзлоты – малоприемлемо. Тем более, что в других структурах в аналогичных условиях такой зависимости не отмечается.

Максимальные амплитуды вертикальных смещений, указанные в табл. 1, наблюдаются обычно на очень коротких отрезках дислокаций и редко более чем в одной-двух точках структуры. Без сомнения, они не отражают истинного (значительно меньшего) вертикального смещения в целом по структуре, и характеризовать по ним какие-то средние или преимущественные значения амплитуд затруднительно,

так как неизвестно, какими причинами вызваны их колебания — первичными или последующей денудацией. Скорее всего, имели место и те, и другие. Кроме того, максимальные амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений — наиболее удобный параметр для сейсмогеологического сравнения интенсивности землетрясений, вызванных этими смещениями, так как именно такие амплитуды указываются, как правило, при описании современных сейсмических катастроф (Рихтер, 1963; Davison, 1936).

В большинстве палеосеймотектонических структур относительное опускание на всем протяжении испытывает одно и то же, преимущественно подгорное, крыло разрывов. Нередко наблюдаются субпараллельные нарушения с вертикальным смещением, обращенные фронтом друг к другу и создающие небольшие грабены, но и в таких случаях нагорный разрыв имеет заметно большую амплитуду смещения, чем противоположный. В некоторых структурах (Нижне-Ингамакитская, Верхне-Янчуканская) отмечается смена знака вертикального смещения по простиранию. Как известно, такие шарнирные сбросы могут служить одним из признаков сдвиговых нарушений.

О горизонтальных (сдвиговых) смещениях в большинстве случаев можно судить только по ряду косвенных признаков (общее строение зоны дислокаций и морфология составляющих ее элементов, рисунок сохранившихся оперяющих нарушений) или по весьма расплывчатым смещениям мезоформ рельефа без привлечения количественных характеристик сдвига. Положение усугубляется тем, что большинство структур расположено в зонах интенсивной аккумуляции рыхлого обломочного материала (зона подгорного шлейфа), либо в мощном чехле склоновых отложений. В этих условиях прослеживание палеодислокаций в коренных породах без трудоемких горнопроходческих работ практически невозможно. Следовательно, обнаружение зеркал скольжения и смещений геологических контуров, надежно идентифицирующихся во времени с палеосейсмодислокациями, и определение по ним кинематики движений представляет редчайший случай.

Амплитуды сдвигов, за исключением одной, замерены ориентировочно по смещению в плане мезоформ рельефа. Их большие значения объясняются, вероятно, тем, что сдвиги с меньшими амплитудами смещений долго не сохраняются в рельефе и уже не могут быть выявлены прямыми замерами. Все без исключения сеймотектонические сдвиги (и охарактеризованные на месте, и предполагаемые) имеют левостороннее смещение крыльев. Намечается преимущественная приуроченность сдвигов к структурам и разрывам широтного простирания.

Повсеместно и значительно более отчетливой, чем сдвиги, в структурах Станового нагорья проявлены раздвиговые смещения крыльев дислокации, т.е. горизонтальные смещения, направленные в противоположные стороны и перпендикулярно к простиранию нарушений. Раздвиговая составляющая движения играет существенную, если не главную, роль в структурах и в разрывах северо-восточного простирания. Ее поверхностное выражение — зияющие трещины отрыва (тектонические рвы), грабены и другие структуры растяжения, сопровождающие сбросы, но наблюдающиеся и без заметного вертикального смещения крыльев.

Не исключено, что в некоторых случаях раздвиговые смещения представляют собой поверхностную трансформацию в рыхлых отложениях нормальных сбросовых подвижек по относительно пологим плоскостям разрывов на глубине, как это наблюдалось, например, в плейстоценовой области землетрясения 1915 г. в долине Плезант, Калифорния (Page, 1935). Однако такой механизм формирования зияющих разрывов для палеосеймотектонических структур Станового нагорья в целом нехарактерен. В некоторых структурах раздвижение крыльев дислокаций отмечалось в коренных кристаллических породах (структуры Довачан, Таксимская, Верхне-Сакуканская и др.). Когда удавалось наблюдать морфологию сместителя разлома, с которым генетически связана структура, он имел крутое, близкое к вертикали, падение в сторону опущенного крыла.

Сравнивая максимальные амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений по дислокациям палеосейсмогенных структур с наблюдавшимися в плейстоценовых областях современных землетрясений, нетрудно заметить, что некото-

рые структуры по этим характеристикам в 2 раза и более превосходят максимальные значения, запечатленные в исторической летописи. Как показали сейсмогеологические исследования, во всех таких случаях мы имеем суммарный эффект нескольких подвижек за большой промежуток времени. Яркая иллюстрация этого — Намаракитская палеосейсмогенная структура, где сбросовая составляющая была наращена при Муйском землетрясении в среднем на 1–1,5 м и составляет сейчас максимально 10–15 м.

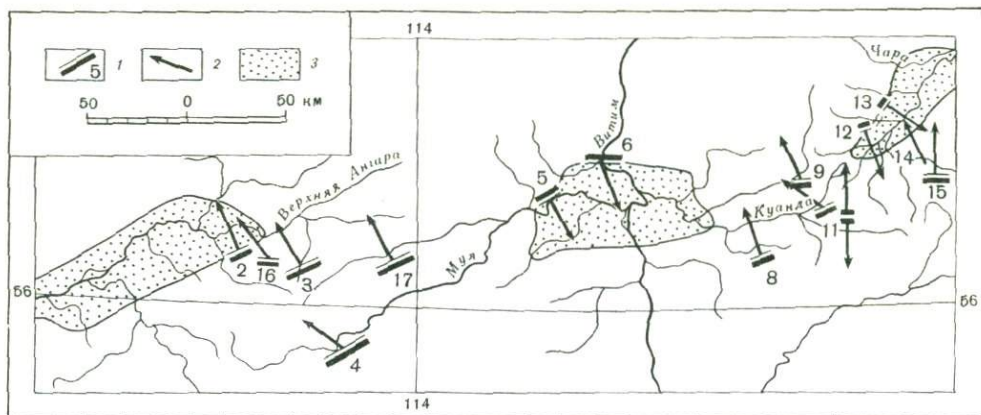
**Движения по разломам,
приводящие к формированию палеосеймотектонических структур,
и вероятные поля тектонических напряжений, их обуславливающие**

Все без исключения палеосеймотектонические структуры Станового нагорья генетически связаны с реально существующими в земной коре и отлично выраженными в рельефе неотектоническими или обновленными в неоген-четвертичное время разломами. Однако из всего многообразия разрывных нарушений, определяющих сложную, преимущественно блоковую структуру рифтовой зоны, сейсмогенным обновлениям подвергаются только те из них, которые участвуют или участвовали в формировании крупных и малых форм рифтовых впадин. К таким нарушениям относятся разломы (зоны разломов) северо-восточного и субширотного простираний. Палеосейсмогенные структуры по разломам северо-западного и субмеридионального направлений в Становом нагорье неизвестны, так же как они отсутствуют и в остальной части Байкальской рифтовой зоны (Хромовских, 1965; Сейсмо-тектоника . . . , 1968).

В соответствии с морфологией, пространственным положением и смещениями крыльев разрывных дислокаций в палеосеймотектонических структурах Станового нагорья выявляются две взаимосвязанные составляющие общего сложного движения по разломам — вертикальная и горизонтальная. Вертикальная составляющая вызывает смещение сопряженных по разлому блоков коры по падению смесителей, горизонтальная — по простиранию и вкрест их простирания. Последний вектор движения определяет раздвиговый тип смещений по разлому и тем самым способствует образованию нормальных сбросов и обратных сбросов, или подбросов (Белюсов, 1971), исключая формирование взбросов и надвигов. Действительно, таких структур, характеризующих обстановку сжатия, в рифтовой зоне нагорья автором не обнаружено.

Горизонтальная составляющая движения, направленная по простиранию сместителя разлома, выявляется не во всех сеймотектонических структурах, но там, где она присутствует, однозначно устанавливается левосторонний сдвиг. Роль сдвигов в палеоструктурах Станового нагорья и их соотношение со сбросами еще недостаточно изучены (слишком мало фактических данных). Геологические наблюдения и инструментальные исследования современных землетрясений показывают, что горизонтальная составляющая движений подчинена вертикальной (Солоненко и др., 1969).

Согласно теории деформации горных пород (Данилович, 1953; Anderson, 1951) нормальные сбросы формируются в условиях такого поля тектонических напряжений, при котором ось алгебраически максимального главного напряжения (максимального из растягивающих или минимального из сжимающих) ориентирована горизонтально и перпендикулярно плоскости разрыва. При этом ось алгебраически минимального напряжения будет занимать вертикальное положение. Формирование сдвигов обусловлено тектоническим полем, где обе оси главных напряжений располагаются горизонтально и в первом приближении под углом 45° к плоскости разрыва. Следовательно, для сеймотектонических структур Станового нагорья, отражающих вертикальные (сбросовые) и горизонтальные (левосторонние сдвиговые) движения и в обстановке растяжения земной коры, положение осей максимального растягивающего напряжения фиксируется в пространстве достаточно жестко (см. рисунок). Между деформациями чисто сбросового и чисто сдвигового типов их ориентировка в горизонтальной плоскости может колебаться в преде-



Вероятное положение осей максимальных растягивающих напряжений при формировании палеосейсмогенных структур Станового нагорья

1 – условное изображение совокупности сейсмотектонических нарушений, составляющих структуру (цифра соответствует порядковому номеру структуры в табл. 1); 2 – направление субгоризонтальной оси максимального растягивающего напряжения; 3 – зрелые рифтовые впадины. Длина небольших структур несколько преувеличена, жирная линия – ее поднятое крыло. Падение плоскости сместителя крутое, в сторону опущенного крыла. Структуры 14 и 16 не имеют однозначного вертикального перемещения крыльев. В структуре 11 показаны два характерных разрыва, из которых восточный – грабен

лах не более 45° . Именно это главное напряжение можно считать, по терминологии А.А. Трескова (Сейсмотектоника..., 1968), господствующим тектоническим напряжением, т.е. определяющим структурно-тектонические особенности рифтовой зоны в течение длительного (в геологическом масштабе) отрезка времени.

Как видно из представленного рисунка, господствующее тектоническое напряжение (растяжение) во время формирования палеосейсмогенных структур располагалось в субгоризонтальной плоскости при ориентировке главным образом с северо-запада на юго-восток. Установить положение в пространстве оси алгебраически минимального напряжения (сейсмологи определяют его как напряжение сжатия) гораздо труднее. По-видимому, она должна быть ориентирована в северо-восточных румбах и значительно (?) приближаться к вертикали.

Итак, анализ видимых на поверхности сейсмотектонических деформаций земной коры показывает, что породившие их сравнительно локальные поля тектонических напряжений однородны во всей рассматриваемой полосе рифтовых структур и характеризуются резко выраженным близгоризонтальным положением осей растягивающих напряжений, направленных поперек активных в кайнозое сейсмогенерирующих разломов, и менее выраженным продольным сжатием. Этот вывод полностью согласуется с данными сейсмологических исследований механизма очагов современных землетрясений (Мишарина, 1972) и наблюдениями в плейстоценовой области Муйского землетрясения. Таким образом, правомерно говорить о полной унаследованности современных сейсмических движений земной коры от подобных движений предшествующего (голоценового) этапа.

Интенсивность землетрясений, сопровождавших формирование палеосейсмогенных структур

К настоящему времени известно около 100 землетрясений, генетически связанных с образованием тектонических разрывов на поверхности (речь идет, естественно, только о материковых областях). Если исключить из них все сомнительные случаи, вызванные главным образом трудностью разграничения вторичных дислокаций от тектонических, и землетрясения, не имеющие магнитудной характеристики, то станет очевидным, что вскрытие разломов (образование систем тектонических дислокаций) сопровождается землетрясениями вполне определенного и очень высокого энергетического диапазона. Для Байкальской рифтовой зоны нижний предел

Примерная шкала параметров сейсмодислокаций
для территории Байкальской рифтовой зоны

Интенсивность землетрясения		Длина разрыва, км	Масштабы деформаций	
По шкале, M	По шкале балльности, I		Вертикальное смещение, м	Горизонтальное смещение, м
6 1/2–7	IX	До 4–5	До 1	?
7–7 3/4	X	До 30	До 5	1–2
> 7 3/4	XI–XII	> 30	> 5	> 2

Примечание: соотношение M и I , – по Солоненко (Сейсмотектоника . . . , 1968).

магнитуд (M) землетрясений, сопровождающихся разломообразованием, равен примерно 6 1/2 (Солоненко, 1962; Живая тектоника . . . , 1966). При обычном для сильных землетрясений этой территории положении очагов в верхней части земной коры это соответствует интенсивности землетрясения на поверхности примерно IX баллов.

Анализируя характеристики известных землетрясений, нетрудно заметить, что масштаб видимых на поверхности тектонических деформаций земной коры зависит в общем случае от силы (магнитуды) землетрясения. Таким образом, представляется возможным определять интенсивность палеоземлетрясения, сопровождавшего формирование сейсмогенной структуры, по масштабу видимых на поверхности остаточных деформаций. Первостепенное значение при этом имеют только первичные тектонические дислокации; вторичные же деформации и явления, сопутствующие землетрясению, носят вспомогательный, хотя в некоторых случаях и существенный характер. На таких принципах и была создана (Солоненко, 1962) эталонная шкала для определения интенсивности землетрясений по масштабам остаточных деформаций грунтов, в основу которой положены результаты сейсмогеологического изучения сильных и катастрофических землетрясений Монголо-Байкальского сейсмического пояса. Основные ориентировочные положения этой шкалы применительно к Байкальской рифтовой зоне представлены в табл. 2.

Изучение палеосейсмотектонических структур Станового нагорья позволило выявить следующие их основные признаки.

1. Пространственная локализация в сравнительно узкой полосе рифтовой зоны и отсутствие на крыльях Станового поднятия в удалении от его оси. Структуры располагаются в целом равномерно по простиранию рифтовой зоны.

2. Тесная генетическая связь или с крупными линейными зонами, разграничивающими положительные и отрицательные морфоструктуры, или с оперяющими (сопутствующими) их разрывами.

3. Закономерное (как правило, линейное) сочетание тектонических дислокаций, причем общая длина зоны сейсмогенных нарушений в десятки и сотни раз превышает ее ширину. Амплитуды однократных смещений по разлому примерно на три-четыре порядка меньше общей протяженности структуры.

4. Возраст — не старше первых (одной-двух) тысяч лет. Структуры более древние в физико-географической обстановке Станового нагорья, как правило, не сохраняются или представляют суммарный результат быстрых (сейсмических) движений земной коры, среди которых выделить смещения, вызванные отдельными палеоземлетрясениями, в большинстве случаев невозможно.

5. Как правило, тесная ассоциация с поверхностными экзогравитационными деформациями типа обвалов, оползней, осыпей, срывов и т.д. Однако обнаружение только этих нарушений, каких бы масштабов они ни были и в какой бы геологической обстановке не проявлялись, не может, по нашему мнению, служить указанием на место эпицентральной области и интенсивность палеоземлетрясения.

АБСТРАКТ

A description and generalization of the main morphological and genetic characters of some paleoseismotectonic structures of the territory is given on the basis of their study. These characters may be utilized for searching the traces of pre-seismostatic earthquakes in the regions of a similar pattern of tectonic stresses.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Структурная геология. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Данилович В.Н.* Основы теории деформации геологических тел. Иркутск, Кн. изд-во, 1953.
- Живал тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья.* Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1966.
- Мишарина Л.А.* Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., "Наука", 1972, с. 161—171.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963. Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. Материалы конференции. М., ВНИИГеофизика, 1973.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
- Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58—74.
- Солоненко В.П., Курушин Р.А., Павлов О.В., Хилько С.Д., Хромовских В.С., Шмотов А.П.* Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры (Труды III Международного симпозиума по современным проблемам земной коры). М., "Наука", 1969, с. 377—384.
- Хромовских В.С.* Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965.
- Allen C.R., Amand P.S., Richter C.F., Nordquist J.M.* Relationship between seismicity and geology in the Southern California region. — Bull. Seismol. Soc. Amer. 1965, v. 55, N 4, p. 752—798.
- Anderson E.M.* Dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. London, 1951.
- Davison C.* Great Earthquakes. London, 1936.
- Page B.M.* Basin range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada. — J. Geol., 1935, v. 43, N 7, p. 690—707.
- Plafker G., Erickson G.E., Concha J.F.* Geological aspects effects in the Peru earthquake of May 31, 1970. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, v. 61, N 3, p. 543—578.
- Tchalenko Y.S., Ambraseys N.N.* Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, N 1, p. 41—60.
- Tocher D.* The Alaska earthquake of July 10, 1958: Movement on the Fairweather fault and field investigations of southern epicentral region. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, v. 50, N 2, p. 267—292.

О СОЧЕТАНИИ НАПРЯЖЕНИЙ РАСТЯЖЕНИЯ И СЖАТИЯ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ

Считается общепринятым мнение о том, что рифтовые зоны Земли, в том числе и Байкальская, формируются в условиях растяжения земной коры. Оно подтверждается при геологических исследованиях, фиксирующих широкое распространение активных разрывов сбросового и сбросо-сдвигового типов, а также при анализе механизмов землетрясений. Однако в последние годы при более углубленных и детальнейших исследованиях в Байкальской рифтовой зоне поступают сведения, указывающие на существование в ее пределах не только тектонических напряжений растяжения, но и сжатия (см. рисунок). Серьезным поводом к этому послужило выявление на юго-западном фланге Байкальского рифта геологических признаков, указывающих на активизацию в рифтогенный период надвигов и взбросов широтного и северо-западного простираний (Ружич и др., 1972). Активное развитие надвигов в период формирования рифтовых структур доказывается по смещению позднемiocен-плиоценовых базальтовых даек (их абсолютный возраст 9–10 млн. лет), расположенных в древних надвиговых зонах Тункинского хребта, сопряженного с одноименной рифтовой впадиной. Суммарная величина смещений только в небольшом видимом участке достигала 50 м, а в целом по зоне надвигов она значительно больше. Примеры деформаций даек активизированными надвигами зафиксированы в четырех местах на южном и северном склонах Тункинского хребта. В самой Тункинской впадине следы интенсивнейших деформаций базальтовых покровов и даек в условиях тангенциального сжатия выявлены на Еловском отроге – внутривпадинной перемычке в месте ее сочленения с южным склоном Тункинского хребта. В большинстве случаев при изучении надвиговых зон ось сжатия имела простирание с северо-северо-востока на юго-юго-запад, т.е. была ориентирована нормально к оси растяжения. Геологические признаки сжатия отмечались вблизи западной окраины монгольского участка Байкальской рифтовой зоны. На западе зоны Ханхухейского (Хангайского) глубинного сейсмоактивного разлома участниками Советско-Монгольской геологической экспедиции отмечено надвижение юрских толщ на кайнозойские рыхлые отложения (Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974). Еще западнее в четвертичное время проявились сдвиговые и надвиговые подвижки по разломам (Булганский, Барунхурайский), трассируемым по южному склону хр. Монгольский Алтай. На северном побережье оз. Хиргис-Нур прослежен надвиг юрских пород на плиоценовые озерные осадки (Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974).

Из вышесказанного следует, что на юго-западном фланге рифта наряду с горизонтальными растягивающими тектоническими усилиями действуют и сжимающие, ориентированные в северо-восточном направлении. В смежных районах Северной Монголии геологическими методами устанавливается, что горизонтальное сжатие в меридиональном направлении проявляется уже как основной тип поля напряжений.

На северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны после многолетних геологических исследований также выявляются прямые и косвенные признаки тангенциального сжатия в новейшее время. Предположительно можно говорить о новейшей активности надвигов и взбросов, расположенных на хр. Кодар и в север-

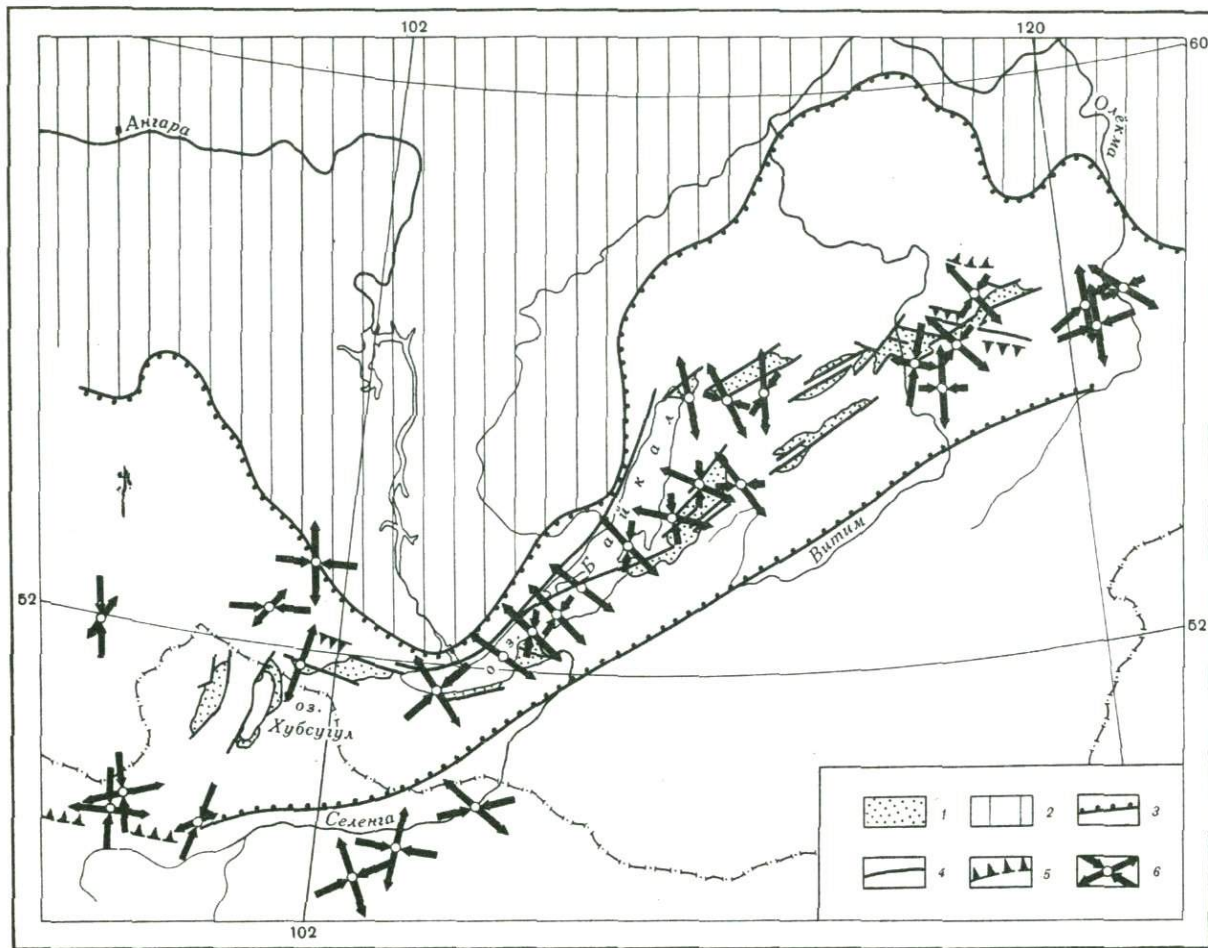


Схема распределения современных напряжений в земной коре Байкальской рифтовой зоны и смежных районов

1 – впадины Байкальской рифтовой зоны; 2 – Сибирская платформа; 3 – границы Саяно-Байкальской складчатой области и прилегающих районов платформ, вовлеченных в новейший орогенез. Разрывные нарушения, активные в период рифтогенеза: 4 – сбросы; 5 – взбросы и надвиги (пунктирной линией показаны надвиги с предположительной новейшей активизацией); 6 – оси напряжений сжатия и растяжения в очагах землетрясений, по данным Л.А. Мишариной (1967, 1975)

ном горном обрамлении Чарской впадины, где они затрагивают терригенно-осадочные отложения юрско-мелового возраста. Однако геоморфологическая выраженность надвиговых зон и приуроченность к ним минерализованных термальных источников лишь косвенно указывают на возможную активность их в период рифтогенеза. Более обоснованными в этом отношении следует считать данные об активизации надвиговой зоны в районе Верхне-Сюльбанской тектонической впадины на юго-западной окраине Кодарского хребта. А.И. Музис впервые сообщил о том, что надвигом северо-западного простирания (азимут падения сместителя $200-220^{\circ}$) в устье р. Кукугунды, правого притока р. Сюльбан, затронуты нижнечетвертичные терригенные осадки.

При детальном изучении указанного нами места эти сведения полностью подтвердились. На обнажении высотой в $10-12$ м у самого уреза воды на фронтальной части мощной многосотметровой надвиговой зоны однозначно фиксируются запрокинутые к юго-западу тонкие пласти нижнечетвертичных темно-серых аргиллитов и алевролитов с закатынными в них обломками катаклазированных гранитов докембрия, слагающих аллохтон. При изучении надвига были отмечены характерные признаки, свидетельствующие о древнем заложении этой надвиговой зоны и ее неоднократной активизации — такие, как blastomilitization, будинирование и разрывы даек кислого и основного составов, следы процессов окварцевания, пиритизации, серицитизации, хлоритизации и катаклаза.

Важно отметить, что проявление активного тангенциального сжатия в посленижнечетвертичное время отмечено в 15 км севернее от места, где нами на южной окраине Верхне-Сюльбанской впадины зафиксированы разрывы растяжения с азимутом простирания $20-30^{\circ}$, затрагивающие верхний ярус морен свреднечетвертичного оледенения. Этот факт тесного соседства столь разнотипных по генезису структур во многом аналогичен отмеченному в Тункинском хребте. Он указывает на то, что тектонические структуры, развивающиеся в условиях тангенциального сжатия земной коры, располагаются на периферии рифтовой зоны, а в отдельных местах и в пределах рифтогенного геодинамического поля.

На Удоканском хребте, в бассейне среднего течения р. Калар при проведении геолого-съёмочных работ геологами Читинского геологического управления отмечались признаки возможного надвигания докембрийских образований на молодые базальты. Однако неоднозначность толкования имеющей там место геологической ситуации не позволяет нам привлекать для анализа эти данные. Тем не менее развитие тектонических структур сжатия в пределах фланговых участков рифтовой зоны или на их границе представляется достаточно убедительным, несмотря на необходимость дополнительного расширения аргументации по этому вопросу.

В центральной части рифтовой зоны Прибайкалья геологическими методами при изучении молодых движений по активным разломам фиксируются подвижки сбросового, реже сбросо-сдвигового типов. Прямые и косвенные данные, однозначно указывающие на проявление активности надвигов в неоген-четвертичное время, неизвестны. Есть сведения о взбросо-надвигах, затрагивающих юрские угленосные толщи в истоках р. Ангары и в нижнем течении р. Селенги (Ангарский и Посольский надвиги). Однако их активность в кайнозое не установлена.

Сравнивая сейсмологические данные (Мишарина, 1967) по Байкальской рифтовой зоне, нетрудно заметить значительное сходство в картине распределения напряжений сжатия и растяжения в очагах землетрясений с той, которая восстанавливается по геологическим данным на юго-западном фланге. При этом характерно увеличение числа землетрясений, в очагах которых оси напряжений сжатия приобретают горизонтальное или близкое к нему положение, как это имеет место в районе Мондинской впадины. Такие же явления отмечаются и на северо-восточном фланге рифта, особенно восточнее Чарской впадины. Анализ расположения осей главных напряжений дает основание считать, что здесь в очагах изученных землетрясений происходит разрядка напряжений по разрывам преимущественно сбросового, сдвигового и взбросо-надвигового типов. Учитывая сейсмологические данные, можно прийти к заключению, что активизация надвигов

субширотного и северо-западного простираний в современном поле напряжений Станового нагорья вполне реальна.

В отличие от флангов, центральная часть Байкальского рифта, включая самую крупную озерную впадину, а также впадины Баргузинскую, Нижне- и Верхне-Ангарскую, имеет устойчивый, сравнительно однотипный характер геодинамического поля. В нем, как правило, оси напряжений растяжения в очагах землетрясений горизонтальны, а оси напряжений сжатия занимают чаще всего вертикальное или близкое к нему положение. Основной тип подвижек в очагах — сбросы.

Таким образом, на основании вышеприведенных сведений складываются представления о неоднородном поле тектонических напряжений, действующих в пределах Байкальской рифтовой зоны. В региональном плане оно может быть разделено на три основных участка — центральный и два фланговых (Ружич, 1972). Оси горизонтальных растягивающих усилий, ориентированных нормально к простиранию новейших рифтовых структур, совместно с вектором сжатия, направленным чаще всего вертикально, — типичные элементы механизма очагов в центральной части Байкальского рифта. В отличие от него, на фланговых участках проявляются комбинации разнотипных механизмов очагов. Если рассматривать особенности геодинамического поля более детально, то, несомненно, его неоднородность и сложность проявятся еще ярче. Однако в настоящее время информация о более подробном распределении напряжений имеется лишь для отдельных небольших участков рифтовой зоны, что ограничивает пока возможности ее изучения с большей детализацией.

К сожалению, из-за недостатка данных нам трудно судить о характере распределения напряжений в очаговых зонах землетрясений других континентальных рифтов. Имеющиеся в нашем распоряжении немногочисленные материалы по Восточно-Африканской рифтовой зоне (Maacha, Molnar, 1972) указывают на большое сходство механизмов землетрясений с Прибайкальскими и характерное распределение их типов в различных участках рифтовой зоны.

Для сопоставления с внутренним полем обратимся к рассмотрению современного поля напряжений, окружающего Байкальскую рифтовую зону. В регионах, прилегающих к юго-западному флангу, — Центральной и Северной Монголии, Западной Туве, Восточному Саяну (Мишарина, 1967), а также на более удаленных от него — Горной Шории (Гзовский и др., 1973) — отмечаются ориентировки главных нормальных напряжений в земной коре, существенным образом отличающиеся от типично рифтовых (см. рисунок). Наиболее существенно то, что оси напряжений сжатия в большинстве случаев субгоризонтальны при произвольной ориентировке двух других осей напряжений.

Центральная часть Байкальского рифта соприкасается с одной стороны с практически асейсмичной Сибирской платформой, а с другой — к ней примыкает Забайкалье с умеренной сейсмичностью, где в механизме редких землетрясений выявляется субгоризонтальная ориентировка вектора сжатия, направленного поперек рифтовой зоны. В работах некоторых исследователей приводились сведения об активности надвигов в Забайкалье в неоген-четвертичный период (Уфимцев, 1969). Все это позволяет говорить о том, что в латеральном направлении распространение рифтогенных напряжений в Центральном Прибайкалье ограничено пределами рифтовой зоны.

Об особенностях поля напряжений в областях, прилегающих к северо-восточному флангу, можно судить по механизму очагов землетрясений, эпицентры которых располагаются к востоку от Чарской впадины вдоль зоны Станового разлома, а также в районе Верхоянского хребта и в ближайших к восточному окончанию рифта эпицентральных областях недавних 9–10-балльных землетрясений. В них проявляется тип напряжений, существенным образом отличающийся от рифтогенного, но более сходный с Монгольским. В Приверхоянье напряжения в сейсмоактивных зонах, по данным Б.М. Козьмина (1975), характеризуются устойчивым горизонтальным или близким к нему положением осей сжатия при разнообразной, часто вертикальной ориентировке осей растяжения.

Приведенные данные достаточны для заключения о том, что в регионах, окружающих Байкальскую рифтовую зону, в земной коре действуют тектонические напряже-

ния иного типа, существенно отличающиеся от рифтовых. Вектор сжатия в этом региональном поле имеет сравнительно устойчивое горизонтальное или близкое к нему положение при субмеридиональном и северо-восточном азимутах простирания, тогда как оси растягивающих усилий отличаются беспорядочной ориентировкой.

После знакомства с работами Н. Хаста и Т. Нильсона (1967), П.Н. Кропоткина (1973) и других исследователей, отмечавших глобальное распространение в земной коре тангенциального сжатия, возникает предположение, что окружающее Байкальский рифт региональное поле напряжений является составной частью планетарного геодинамического поля. Таким образом, рифтогенное поле напряжений Прибайкалья достаточно компактно, оно имеет конечные размеры и заключено внутри планетарного поля.

Вполне вероятно, что на современном этапе развития изолированность Байкальского рифта от мировой рифтовой системы лишь кажущаяся, примерно такая же, как изолированность отдельной кулисообразной трещины в зоне развивающегося крупного разлома. Поэтому не исключено, что Байкальский рифт имеет глубоко скрытую геодинамическую связь с океанической рифтовой системой, не нашедшую еще отражения ни в поверхностной структуре, ни в фиксируемом исследователями силовом поле.

Сосуществование двух генетически разнородных и разнотипных полей напряжений должно неизбежно приводить к их динамическому взаимодействию, что довольно четко проявляется на фланговых участках Байкальского рифта в сложном сочетании разнотипных напряжений сжатия и растяжения. Н.А. Флоренсов (1970) уже высказывал мысль о влиянии Центрально-Азиатского поля на напряженное состояние в юго-западной оконечности Байкальского рифта, где, как известно, типично рифтовый характер напряжений наблюдается в комбинации с напряжениями иного типа. Полученные в последние годы новые геологические, тектонофизические и геофизические данные подтверждают справедливость этого высказывания и убеждают в том, что взаимодействие полей напряжений имеет место в других участках рифта.

При сопоставлении особенностей напряженного состояния земной коры в Байкальской рифтовой зоне с картиной распределения напряжений в окрестностях дислокаций, изученных на моделях поляризационно-оптическим методом, намечается определенное сходство (Гзовский, 1975). Суть его в том, что и на модели, и в реальных условиях, несмотря на различие в масштабах примерно на семь порядков, удается наблюдать аналогичную картину распределения напряжений на различных участках дислокации: в центре, на ее окончаниях или в смежных пространствах. Как в рифтовой зоне, так и на моделях на окончаниях активно развивающейся дислокации и в участках на ее продолжении отмечается наиболее высокая концентрация неустойчивых, преимущественно сжимающих напряжений. Зато в участках, прилегающих к ее центральной части, располагается область пониженных, сравнительно устойчивых напряжений, среди которых преобладают растягивающие (Соболев, Шамина, 1975; Шамина и др., 1975). Поскольку в Байкальском рифте высокая сейсмическая активность и сложное поле напряжений располагаются на флангах рифта и на замыканиях впадин, то аналоги в картине распределения тектонических напряжений с результатами экспериментов будет еще явственнее. Следовательно, с позиций геодинамики, рифтогенез представляется узко локализованным интенсивным растрескиванием земной коры под действием эндогенных растягивающих усилий. Тогда сходство динамических явлений, сопровождающих процессы разрушения на моделях и в реальной геологической среде, находит естественное объяснение. В этой связи результаты лабораторного изучения процессов разрушения материалов с определенными поправками можно использовать для расшифровки динамики формирования рифтогенных зон Земли.

Имеющиеся к настоящему времени геологические и геофизические сведения, несмотря на их неполноту, в комплексе со сложившимися в тектонофизике представлениями о деформации и растрескивании геологической среды достаточны, чтобы считать наблюдаемую в Байкальской рифтовой зоне сложную картину распределения главных нормальных напряжений сжатия и растяжения вполне закономерной.

ABSTRACT

Geological investigations and analysis of the seismic and geological data reveal that certain portions of the Baikal Rift exhibit stresses of different types occurring in the Earth's crust. Unlike the central part of the Baikal Rift, where the field of tensional horizontal stresses is relatively uniform, the flanks, particularly, the south-western one, are notable for a wide occurrence of both tensional and tangential stresses.

Proceeding from the assumption that the rift zone is a result of the local break-up of the earth's crust, and that the pattern of distribution of stresses in such a zone resembles that of the theoretical model, a conclusion is made that the combinations of different stresses observed at the Baikal Rift flanks obey a certain regularity.

ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., "Наука", 1975.
- Гзовский М.В., Турчанинов И.Л., Марков Г.А., Батугин С.А., Влох Н.П., Френзе Ю.К., Чабдарова Ю.И., Казиков Д.М. Напряженное состояние земной коры по данным измерений в горных выработках и тектонофизического анализа. — В кн.: Напряженное состояние земной коры. М., "Наука", 1973, с. 32–49.
- Козьмин Б.М. Главные напряжения в очагах землетрясений северо-востока СССР. — В кн.: Новые данные по геологии Якутии. Якутск, 1975, с. 117–125.
- Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. — В кн.: Напряженное состояние земной коры. М., "Наука", 1973, с. 21–31.
- Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовой зонах. М., "Наука", 1967.
- Мишарина Л.А. Механизм очагов слабых землетрясений Удоканского района. — В кн.: Сейсмо-тектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 54–63.
- Ружич В.В. О динамике тектонического развития Прибайкалья в кайнозой. — Геол. и геофиз., 1972, № 4, с. 122–126.
- Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. — ДАН СССР, 1972, т. 205, № 4, с. 960–961.
- Соболев Г.А., Шамина О.Г. Современное состояние лабораторных исследований процессов разрушения применительно к физике землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., "Наука", 1975, с. 68–80.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. Под ред. А.Л. Яншина, М., "Наука", 1974.
- Уфимцев Г.Ф. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий в Центральном Забайкалье. — Геотектоника, 1969, № 5, с. 115–120.
- Флоренсов Н.А. Рифты Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970, с. 146–150.
- Хаст Н., Нильсон Т. Напряжение в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. — В кн.: Проблемы инженерной геологии, вып. 4. М., "Мир", 1967, с. 13–21.
- Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А., Копничев Ю.Ф. Ультразвуковое прозвучивание области подготовки односторонней макротрещины. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., "Наука", 1975, с. 90–118.
- Maasha N., Moclnar P. Earthquake fault parameters and tectonics in Africa. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 29, p. 5731–5743.

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СУБСТРАТА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН И ПРЕДОПРЕДЕЛЕННОСТЬ РИФТОГЕНЕЗА

В ряду проблем рифтогенеза особое место занимает проблема связи континентальных рифтов и палеорифтов со структурами фундамента, на котором они заложены. Вопросы унаследованности рифтовых структур рассматривались в работах Ф. Дикси (1959), В.В. Белоусова (1974), Р. Мак-Коннела (McConnel, 1972, 1974), В.Е. Хаина (1969), Г. Иллиеса, И.С. Мюллера (Illies, Mueller, 1970), автора (Божко, 1970, 1971) и других исследователей. В статье на основании анализа литературного материала, а также проведенных в Западном Прибайкалье, на побережье Гвинейского залива и в Танзании работ делается попытка наметить общие характерные особенности рифтового субстрата и подойти к выявлению унаследованности материкового рифтогенеза. При этом рассматриваются эпиплатформенные рифтовые зоны. По мнению автора, лишь эти структуры, будучи планетарными по своему масштабу, возникшие в условиях растяжения и сопровождающегося определенным типом осадков и вулканизма, наиболее отвечают понятию рифтов.

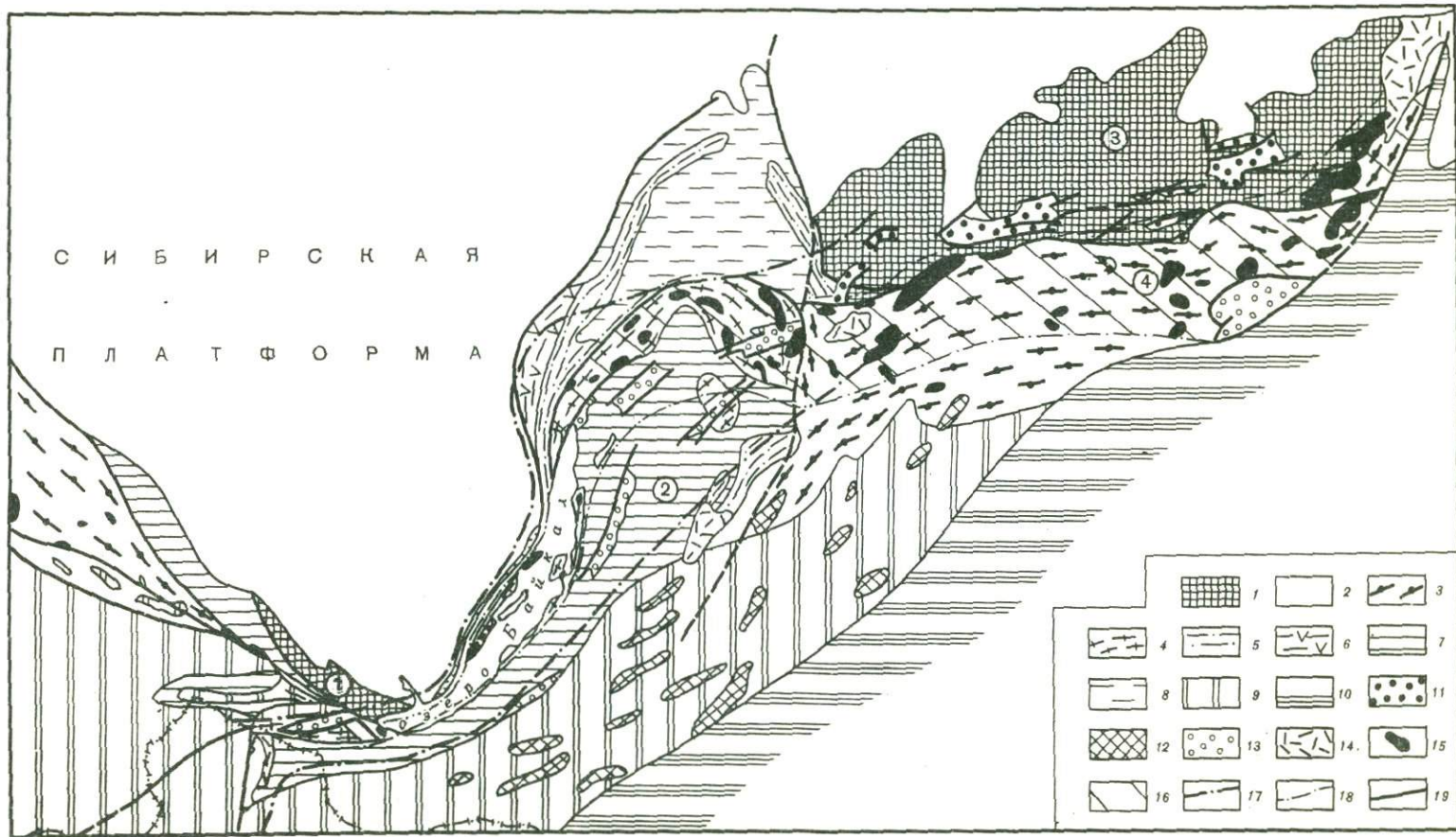
Общий взгляд на строение ложа континентальных рифтов позволяет заключить, что в подавляющем большинстве случаев они расположены на докембрийском фундаменте. Подмечено также, что рифтовые зоны закладываются не произвольно к структуре докембрия, а приурочены к мобильным зонам, "избегая" кратонов добайкальской, преимущественно архейской консолидации, локализуясь в их краевых частях. Более детальный дальнейший анализ позволяет выявить следующие существенные и структурно-геологические особенности субстрата континентальных рифтов:

- 1) отчетливо выраженный мафический профиль с развитием в ряде мест протофиолитовой ассоциации, свойственной океаническому фундаменту;
- 2) повсеместная переработка более поздними тектоно-термальными процессами, радиометрическое "омоложение";
- 3) присутствие глубокометаморфизованных образований гранулитовой и амфиболитовой фаций, чарнокитов, анортозитов;
- 4) полициклический характер развития с обязательным участием байкальского тектогенеза в виде геосинклиального режима или тектоно-термальной переработки;
- 5) практическое отсутствие плитного этапа с широким развитием автономной активизации в фанерозое;
- 6) глубокая эродированность за счет чрезвычайно интенсивного эрозионного среза, вызванного предрифтовым воздыманием, приводящая к вскрытию глубоких частей коры.

Эти черты фундамента наблюдаются совместно во всех конкретных рифтовых зонах материков.

Байкальская рифтовая зона расположена у края Сибирской платформы на докембрийских образованиях Байкальской складчатой области. При этом наиболее выраженные рифтовые впадины тяготеют к выступам основания байкалид, а точнее — к древнейшим частям разреза этого основания, испытавшим интенсивное

С И Б И Р С К А Я
 П Л А Т Ф О Р М А



	1		2		3
	4		5		6
	7		8		9
	10		11		12
	13		14		15
	16		17		18
	19				

байкальское омоложение. Так, Байкальская впадина почти со всех сторон непосредственно окаймляется архейско-раннепротерозойскими образованиями Байкальской глыбы — хамар-дабанской, ольхонской, святоносской сериями. Нами была детально изучена ольхонская серия, обнажающаяся в центральной части Западного Прибайкалья и на о. Ольхон. Она представлена метаморфическими образованиями существенно основного состава. Это главным образом амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы, а также кварциты и мраморы.

С.С. Матвеева (1975) на основании петрохимических и геохимических исследований показала сходство амфиболитов разреза ольхонской серии с океаническими базальтами. Весь разрез насыщен крупными и мелкими телами габброидов, пироксенитов, габбро-диоритов, серпентинизированных дунитов. Для большей части этих тел нами установлено вторичное залегание в виде протрузий и аллохтонных пластин, что в сочетании с ярко выраженным эвгеосинклинальным характером вмещающих толщ создает обстановку, весьма близкую к офиолитовой ассоциации (Божко, 1975).

Нами также установлено, что расположенные к северо-западу, в основном за приморским разломом, вулканогенно-осадочные толщи сарминской серии надстраивают разрез ольхонской серии, формируя с ними единый формационный ряд со сменой вулканизма от существенно основного до контрастного, заканчивающийся молассой акитканской серии (Божко, Демина, 1974). Учитывая то обстоятельство, что, по имеющимся данным, расположенные выше миегосинклинальные толщи рифея (байкальская серия) распространялись южнее их современных выходов, в область нынешней акватории Байкала, можно говорить, что породы ольхонской серии, слагающие ложе впадины, представляют собой "корни" докембрийского фундамента, вскрытого мощной эрозией. Об этом же говорят и данные по термодинамическим условиям метаморфизма пород, полученные Л.И. Деминой. Установлена метаморфическая зональность с распространением, в основном, пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, для образования которых необходимы температура до 700° и давление около 6 кбар.

С породами гранулитовой фации ассоциируют многочисленные тела эндербитов. К северо-востоку К.А. Клитин ранее выделил офиолитовый пояс и установил присутствие океанического фундамента (Клитин, Павлова, 1974). В настоящее время можно говорить о протяженном офиолитовом поясе, прослеживаемом от юго-западной окраины Байкала и далее на северо-восток до Алданского щита. Хорошо видна приуроченность к поясу пород протоофиолитовой ассоциации основных рифтовых структур. Последние образуют в плане дугу, которая повторяет изгиб древнего офиолитового пояса (рис. 1).

Пермский палеорифт — грабен Осло расположен на древнем докембрийском фундаменте, испытавшем дальсландскую регенерацию, выраженную в радиометрических датировках от 800 до 1100 млн. лет. Образование формации Консберг-Бамбле и гнейсы юго-восточной Норвегии — продукты глубокого регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций, среди которых существенное значение имеют метаэффузивы основного состава и амфиболиты. Весьма харак-

Рис. 1. Тектоническая схема Байкало-Станового рифтогенного пояса

1 — выступы архейских кратонов; 2 — чехол кратонов; 3 — области раннепротерозойской складчатости. Области Байкальской складчатости: 4 — фундамент байкалид, нижний формационный комплекс — протоофиолитовая ассоциация; 5 — фундамент байкалид, средний формационный комплекс — вулканогенно-осадочные серии с контрастным вулканизмом; 6 — фундамент байкалид, верхний формационный комплекс — серии с субсеквентным вулканизмом; 7 — байкальский комплекс внутренней зоны; 8 — байкальский комплекс внешней зоны; 9 — области раннекаледонской складчатости; 10 — области герцинской складчатости; 11 — мезозойские впадины южной окраины Алданского щита; 12 — забайкальские впадины; 13 — кайнозойские впадины; 14 — кайнозойские плато-базальты; 15 — основные и ультраосновные породы; 16 — зона тектоно-термальной активизации; 17 — контуры Байкальской рифтовой зоны; 18 — контуры Байкало-Станового протоофиолитового пояса; 19 — главные разрывы. Цифры на схеме: 1 — Шарыжалгайский выступ, 2 — Байкальская складчатая область, 3 — Алданский щит, 4 — Становая область

терно развитие в фундаменте по обе стороны от грабена гиперитов — габбровых тел, переходящих в нориты и амфиболиты. Отмечается присутствие чарнокитов. Грабен следует в основном простиранию докембрийских структур, пересекая на севере каледонские направления. Фундамент грабена испытал интенсивный предпермский пенеплен, и большая часть его современной поверхности, по мнению Т. Барта и П. Рейтан (1967), представляет собой глубокий (10—20 км) эрозионный срез "корней" складчатой докембрийской системы.

Рейнско-Ронские грабены приблизительно следуют простиранию докембрийских структур древних эродированных массивов — Шварцвальда, Вогез, Оденвальда, Центрального Французского массива, пересекая варисцийские и герцинские направления. Докембрий указанных массивов в значительной части доассинтский, весьма омоложенный и переработанный, сопоставляется с Молданубикумом, развитым на территории ФРГ, формируя так называемую Молданубскую зону поднятия. Эти глубокометаморфизованные образования возникли из мощного эвгеосинклинального комплекса вулканитов и осадков с широким развитием гипербазитов. Они в значительной степени эродированы.

Западно-Африканская рифтовая система, включающая палеорифты Бенуэ, Нигер, Хот и др., расположена в пределах Ливийско-Нигерийского докембрийского пояса (Хайн, 1969), где наряду с рифейскими образованиями (фарузий, гварский комплекс) в основном вскрыт глубокометаморфизованный комплекс архея и нижнего протерозоя, претерпевший глубокую тектоно-термальную переработку за счет панафриканской орогении (500—600 млн. лет): гранулито-чарнокитовая серия Ин-Уззал, Суггарий, комплекс основания Нигерии. Этот древний эродированный комплекс характеризуется ярко выраженным эвгеосинклинальным набором формаций с развитием основных и ультраосновных пород.

Африкано-Аравийская рифтовая система расположена на докембрийском субстрате Мозамбикско-Аравийского пояса, являющегося классическим примером зоны панафриканской (байкальской) орогении и тектоно-термальной переработки. Субмеридиональному направлению этого пояса следуют в основном рифты Восточной Африки, отклоняясь от него лишь за счет "облекания" древних кратонов архейской консолидации. Несмотря на повсеместное распространение молодых датировок, последними исследованиями в пределах этого полициклического пояса устанавливаются по крайней мере два комплекса.

Нижний, глубоко метаморфизованный, в условиях гранулитовой и амфибиолитовой фаций испытал основную складчатость и гранитизацию в конце карельского цикла. Он развит преимущественно к югу от Эфиопии и Кении и представлен различными гнейсами, амфиболитами, мраморами, основными кристаллическими сланцами, основными метавулканитами с многочисленными телами ультрабазитов, габброидов, анортозитов и характерным развитием чарнокитов. Ему соответствуют системы Убенди, Буганда, Рузизи, Карасук, группы Аруан, Ват, Турбо-Китале, Турока, Укамба, нижние части системы Усагара, комплекс основания Мозамбика, Судана и др.

Верхний комплекс, обычно несогласно залегающий на нижнем, развит преимущественно на побережье Красного моря и в Аравии, где ему соответствуют мощные вулканогенно-осадочные серии Докхан, Хамамат, Нафирдейб и др. Южнее он развит спорадически в виде кварцитов и сланцев серий Индо-Ад, Лоита, Паре-Усамбара, Умба-Мчинджи, Мафинги, Итиасо, Укинга и др. Эти серии соответствуют образованиям Мозамбийской (рифеской) геосинклинали, испытавшим байкальскую складчатость. А. Холмс высказал предположение, подтвержденное автором (Божко, 1970), что древний комплекс представляет собой "корни" мозамбийских геосинклинальных образований срезанных эрозией.

Из сказанного следует, что наиболее благоприятным субстратом для рифтовых зон является переработанный древний базальтовый фундамент. Рифтовый процесс проходит наиболее благоприятно при срезании коры до определенного уровня, фиксируемого появлением метаморфических образований, возникших в условиях термодинамического режима при значительных температурах и давлении. При этом необходима значительная тектоническая переработка, "расшатывание" коры, ибо

гранулит-чарнокитовые комплексы распространены и в пределах архейских кратонов, не возбужденных мантией. Вскрытие указанных уровней в рифтовых зонах осуществлялось неоднократно байкальскими движениями, а также режимом автономной активизации в фанерозое, тогда как кратоны в это время испытывали относительно спокойный плитный этап или поднятия.

Пространственно этот тип фундамента локализуется в виде линейно вытянутых планетарных поясов древнего заложения. Рифтовый процесс в них идет направленно и предопределенно по плану, заложенному в докембрии, не считаясь с простирающимися каледонских, герцинских и альпийских складчатых поясов. Это хорошо видно на примере Норгидо-Бразильского пояса. Г. Штилле (Stille, 1958) выделил под таким названием большой пояс тектоники ренотипного простираения, проводя его от Фолклендских островов до Лапландии, вдоль горной системы Бразилии, затем вдоль северо-западной границы Африки с Северной Атлантикой и далее по линии Средиземное море — оз. Мьеса. В настоящее время после выделения Ливийско-Нигерийского пояса последний может рассматриваться как продолжение меридиональной линии оз. Мьеса — Средиземное море в том же направлении. При этом перестает существовать и перерыв пояса, предполагаемый Г. Штилле в области Тетиса. Черты этого пояса прослеживаются в структурах Корсики, Сардинии, Сицилии. Как показали последние геолого-геофизические исследования Е.Д. Сулиды-Кондратьева и В.В. Козлова, в пределах Средиземного моря и северного побережья Африки устанавливается система глубинных разломов, поперечных по отношению к Тетису и связывающих структуры Ливийско-Нигерийского пояса с рейнскими структурами Западной Европы. Как мы видели, Норгидо-Нигерийский отрезок пояса представляет арену рифтогенеза и палеорифтогенеза. Продолжение Норгидо-Нигерийского пояса на юг следует проводить, как это и делал Г. Штилле, вдоль побережья Бразилии. Иными словами, Южно-Атлантический рифт до распада Гондваны находился на одной линии с Норгидо-Нигерийским поясом, составляя с ним единую трансконтинентальную рифтовую структуру (рис. 2). В связи с этим представляются логичными выводы Н.К. Гранта (Crant, 1971), который рассматривает Южную Атлантику, трог Бенуэ и Гвинейский залив как тройное соединение мелового возраста, предполагая при этом, что линия побережья Гвинейского залива служила трансформным разломом. Следует подчеркнуть, что строение фундамента восточной Бразилии, образующего Атлантический докембрийский чарнокитовый пояс, аналогично во всех отношениях "омоложенному" в байкальскую эпоху фундаменту Нигерии.

Общезвестна огромная протяженность Африкано-Аравийской рифтовой системы, расположенной на древнем Мозамбикском поясе. Следует при этом вспомнить, что Г. Штилле выделял восточный, Урало-Мозамбикский пояс ренотипной тектоники. Если принять мобилистские реконструкции, то Уральский океанический бассейн в палеозойское время занимал такое же положение по отношению к континентальному отрезку древнего Мозамбикского рифтогенного пояса Гондваны, какое занимает в настоящее время Южная Атлантика по отношению к Норгидо-Нигерийскому поясу, или герциниды Урала и Западной Сибири к Индийскому океану. То обстоятельство, что окраины континентов у Атлантического и Индийского океанов характеризуются указанным выше типом фундамента, позволяет в сумме с другими фактами предположить, что с рифтогенными поясами связано и раскрытие океанических бассейнов фанерозоя, причем этот процесс, вероятно, может проходить в этих зафиксированных планетарных структурах неоднократно, пульсационно чередуясь с закрытиями океанических бассейнов и длительными периодами автономной активизации.

Историко-геологическое изучение субстрата позволяет объяснить дистальные границы Байкальской рифтовой системы, относящейся многими исследователями к разряду "слепых", "изолированных". Как известно, на юго-западе в районе Хубсугульской впадины система как бы утыкается в какое-то препятствие. Таковым, по нашему мнению, является мощный фронт каледонид и герцинид, в который упирается докембрийский фундамент, так как складчатые эпигеосинклинальные пояса не являются тем ложем, на котором развивается рифтогенез. Вместе с тем несмотря

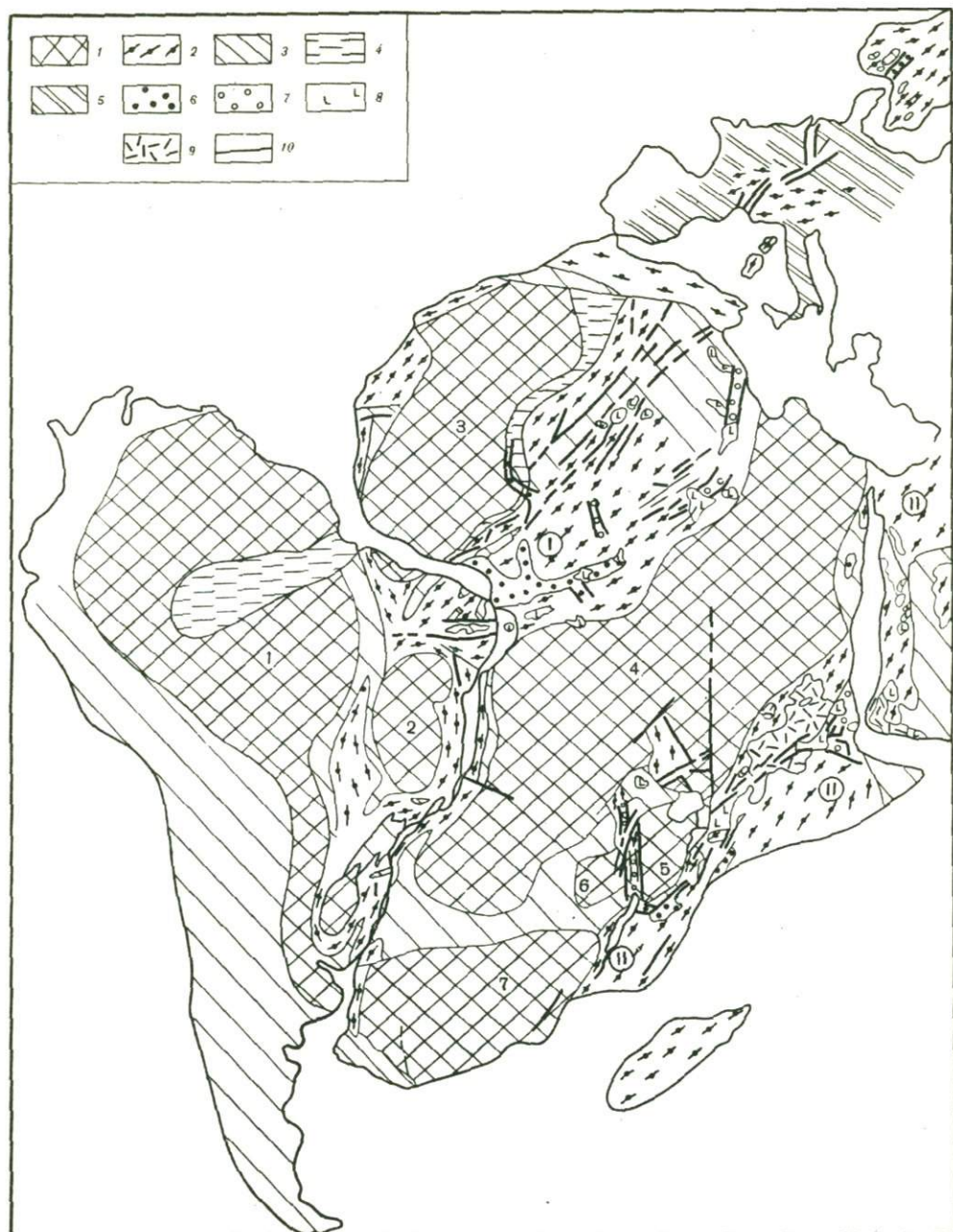


Рис. 2. Норгидо-Бразильский и Аравийско-Мозамбикский рифтогенные пояса докембрия

1 — области дорифейской консолидации; 2 — дорифейский переработанный и омоложенный базитовый фундамент; 3 — рифейско-складчатый комплекс; 4 — перекратоны и авлакогены; 5 — структурные простирания каледонид, герцинид, альпид; 6 — палеорифтовые впадины; 7 — рифтовые впадины; 8 — базальты; 9 — средние и кислые эффузивы; 10 — основные разломы. К р а т о н ы (цифры на схеме): 1 — Гуапаре, 2 — Сан-Франциско, 3 — Западно-Африканский, 4 — Центрально-Африканский, 5 — Танганьикский, 6 — Замбийский, 7 — Родезийский, I — Норгидо-Бразильский пояс, II — Аравийско-Мозамбикский пояс

на то, что рифтогенный пояс "подавляется" молодым орогенным режимом, его активность можно заметить в слабом проявлении структур байкальских направлений в горных сооружениях Центральной Азии, охваченных активизацией. В ее дальнейшем ходе, при вскрытии глубоких частей докембрийского фундамента не исключено возникновение рифтов на юго-западном продолжении Байкальской рифтовой зоны.

Но уже сейчас почти не вызывает сомнений развитие рифтовых структур на северо-восток, вдоль глубинных разломов и складчатых структур Станового хребта. Это стало особенно очевидным после исследований сейсмичности этого района, проведенных В.П. Солоненко и группой возглавляемых им сотрудников (Николаев и др., 1975). Такой процесс при анализе рифтового фундамента не является случайным. Рифтовая зона не развивается по жесткому массиву Алданского кратона, как это имеет место и в других рифтовых зонах Земли, а идет по его южному краю, по архейско-протерозойским образованиям Становика, обладающим всеми чертами фундамента рифтогенного пояса – мафическим профилем, развитием анортозитов, с чрезвычайно сильной тектоно-магматической переработкой. Рифтовый процесс, как и в Прибайкалье, идет вдоль зоны про-Станового офиолитового пояса, выделенного М.З. Глуховским (1975). Сама же зона Становика – Джугджура представляла собой область развития пород древнейшего базитового основания, впоследствии переработанного раннепротерозойской гранитизацией. Запнувшись окончательно в карельском цикле тектогенеза, эта зона испытывала, подобно Мозамбикскому поясу Африки, интенсивное байкальское омоложение, а возможно, и геосинклинальный режим. В мезозое активизация была весьма значительной и сопровождалась образованием рифтогенных впадин, заполненных молассоидами.

Таким образом, по своей истории развития и составу пород рассматриваемая зона имеет много общих черт с ложем Байкальской впадины.

Мы вправе, таким образом, говорить о Байкало-Становом докембрийском рифтовом поясе с развивающимся на нем процессом рифтогенеза. По строению и эволюции этот пояс весьма близок к Африкано-Аравийскому. Наиболее активные рифтовые процессы кайнозоя в данных поясах развиваются в зонах байкальской складчатости (Красномориды, Байкалиды), следуя в направлении более древних участков земной коры, испытавших рифтогенез Мозамбикского пояса, мезозойские палеорифты южной окраины Алданского щита).

Сказанное выше исключает существование "слепых", изолированных рифтов. Континентальный рифтогенез развивается в протяженных планетарных структурах, однако этот процесс проходит неравномерно и различные части пояса охватываются рифтогенезом в разное время.

Итак, рифтовый процесс определяется глубинными процессами, начавшимися еще в докембрии, и может рассматриваться как качественная стадия в сложном тектоническом развитии особых планетарных зон – рифтогенных поясов. Вместе с тем связь рифтовых структур со структурами фундамента не является непосредственной в том плане, что рифты строго следуют линеаментам докембрия. Эта связь генетическая, историческая и в то же время общая. Только в таком плане можно говорить об унаследовании рифтами древней структуры. Конечно, развиваясь в определенных поясах докембрия, поясах периодического возбуждения мантии, рифты следуют простирацию этих поясов, используют в первую очередь активные разломы древнего заложения. Но, возникая в качественно новых условиях на фоне взламывания коры, а не ее формирования, рифты могут и пересекать докембрийские направления в отдельных частных случаях, следуя ослабленным зонам, возникшим позднее.

Локализация материкового рифтогенеза и палеорифтогенеза в определенных специфических поясах земной коры предопределена, таким образом, еще в докембрии, а его проявление подготавливается всей историей геологического развития этих поясов.

А Б С Т Р А К Т

The work is concerned with the specific character of the Precambrian substratum of continental rifts and paleorifts localized in the form of planetary structural zones which preserve tectonic activity throughout the entire subsequent geological history. These zones (Precambrian riftogenic belts) predetermine the arising of rift formation processes on their sites.

An essentially basic composition of rocks composing the substratum of continental rifts and a wide occurrence of ophiolites suggest that the substratum was formed on the ancient oceanic crust. An assumption is made on a pulse character of the spreading along the axes of planetary riftogenic belts during the geological history.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Барт Т., Рейтан П.* Докембрий Норвегии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир", 1967, с. 47–98.
- Белоусов В.В.* Некоторые общие проблемы рифтообразования. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. III. М., "Наука", 1974, с. 254–270.
- Божко Н.А.* Мозамбикский пояс и некоторые особенности докембрийских активизированных зон Африки. — Геотектоника, 1970, № 6, с. 13–23.
- Божко Н.А.* Позднедокембрийское "омоложение" Африки и рифтообразование. — В кн.: Тезисы II конференции НИЛЗарубежгеологии по проблеме: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. М., 1971, с. 13–14.
- Божко Н.А.* Офиолиты центральной части Западного Прибайкалья. — ДАН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 421–424.
- Божко Н.А., Демича Л.И.* О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья. — Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разв., 1974, № 12, с. 106–120.
- Глуховский М.З.* Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 3–20.
- Дикси Ф.* Великие африканские разломы. М., ИЛ, 1959.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области. — ДАН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 413–416.
- Матвеева С.С.* Амфиболиты как индикатор типа земной коры в основании древних геосинклиналей (на примере Западного Прибайкалья). — ДАН СССР, 1975, № 3, с. 714–718.
- Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д.* Развитие Байкальской рифтовой зоны в северо-восточном направлении. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 120–130.
- Хашин В.Е.* Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 31–38.
- Хашин В.Е.* Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижной пояс и условия заложения западного Тетиса. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1340–1343.
- Grant N.K.* South Atlantic, Benue Trough and Gulf of Guinea triple junction. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, N 82, p. 2295–2298.
- Illies H., Mueller S.* Graben-problems-Schweizerbart sche. Stuttgart, Verlegbuchhandlung, 1970, S. 316.
- McConnell R.B.* The geological development of the Rift System of Eastern Africa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, p. 2549–2572.
- McConnell R.B.* Evolution of taphrogenic lineaments in continental platform. — Geol. Rundsch., 1974, Bd. 63, N 2, S. 389–430.
- Stille H.* Die assyntische tectonik im geologischen Erdbid. — Beih. Ged. Jahrb. (Hannover), 1958, Hg. 22.

О ТРАНСАЗИАТСКОМ РИФТОВОМ ПОСТПЛАТФОРМЕННОМ ПОЯСЕ НАЛИВКИНА

На огромных пространствах Азиатского континента, от Тянь-Шаня на западе до Станового хребта и Джугджура на востоке, через Алтай и Саяны протянулся пояс своеобразных глыбовых гор, впервые выделенный (в его западной и центральной части) Д.В. Наливкиным (1936) под названием Фергано-Саянского. В полном объеме он был обоснован В.И. Поповым (1972) под названием пояса Наливкина. Некоторые особенности строения этого пояса, а также доказательства его рифтовой природы рассмотрены авторами (Попов и др., 1974).

Пояс Наливкина на всем своем протяжении характеризуется совпадением важнейших геолого-геофизических признаков, чем доказывается генетическое тождество составляющих его структур. При этом для Байкальского звена пояса рифтовая природа может считаться установленной (Павловский, 1948; Сейсмотектоника., 1968), и, следовательно, если будет доказано единство признаков, это представление может быть принято для всего пояса.

Имеются высказывания о рифтовой (или горст-грабеновой) природе и других звеньев пояса, в частности представления Г.Ф. Лунгерсгаузена для Северо-Забайкальского свода, О.А. Раковец для Алтая, И.С. Щукина для Забайкалья и Джунгарии, Е.И. Паталахи для Северного Тянь-Шаня.

Рассмотренные ниже признаки распадаются на две группы: историко-геологические и структурно-геоморфологические, с одной стороны, и геофизические и геохимические, с другой.

Важнейший признак рассматриваемых горных сооружений – их образование в новейший тектонический этап на месте мезозойских и палеогеновых платформ. Горобразование не было подготовлено и обусловлено предшествующим геосинклинальным развитием и не сопровождалось кислым магматизмом. Пояс Наливкина сформировался на разновозрастных складчатых зонах герцинской, каледонской и байкальской консолидации, накладываясь на них и зачастую не согласуясь с их древними структурами. Своеобразие складчато-глыбовых поднятий Центральной и Восточной Азии, принадлежащих поясу Наливкина, впервые было отмечено В.А. Обручевым (Попов, 1963). Примечательные особенности – основу их генезиса – заставляли искать в явлениях сводообразования (Герасимов, 1943; Корешков, 1960), или аркогенеза (Павловский, 1948).

В отдельных звеньях пояса Наливкина новейший орогенез сопровождается базальтоидным вулканизмом, хорошо известным в районе Байкальского рифта. Юные базальтоиды, в том числе и хорошо сохранившиеся вулканические аппараты, были обнаружены А.В. Леоновым (1966) в Северном Тянь-Шане.

Структурно-геоморфологические признаки разнообразны, однако в главных чертах выдержаны на всем протяжении пояса. Главные из них – общее воздымание, реализуемое на отдельных участках в виде крупных вытянутых сводов, осложненных в осевой или крыльевых частях грабенами проседания рифтового типа.

Однако уже Э. Зюсс, установивший в 1891 г. Восточно-Африканский пояс грабенов, которые Грегори назвал рифтами, и другие исследователи отметили, что образование рифтовых грабенов – следствие возникновения и разрастания сводов, развивающихся в условиях горизонтального растяжения. Это приводит к разла-

мыванию свода и проседанию его осевой полосы по ограничивающим ее сбросам, вследствие чего образуется рифтовый грабен.

К числу грабенов в поясе Наливкина относятся впадины озер Байкал, Хубсугул, Алакуль, Эбинор и др., а также долины рек Мома, Хилок, Селенга, Текес, Пскем, Ангрон и др. К сложным грабенам, например, В.Г. Васильев относил продольные тектонические впадины и котловины Гобийского Тянь-Шаня. В качестве примеров крупнейших грабенов Алтая Н.И. Николаев (1962) называет Май-Копчагайский грабены озер Марка-Куль и Телецкое; И.С. Щукин (для Тянь-Шаня) — грабен среднего течения р. Или и т.д. "Грабенами в центральной части свода" называет И.В. Корешков (1960) впадину оз. Иссык-Куль и Каракульскую долину. Н.П. Костенко (1964, Прилож. 2) характеризует Кураминское поднятие Тянь-Шаня как складку большого радиуса с опущенными блоками в сводовой части.

В пределах пояса Наливкина широко распространен обращенный рельеф. Заложение рек происходило во внутрисводовых грабенах. Эта особенность отличает как локальные структуры, так и крупные своды и отмечена практически во всех звеньях этого рифтового пояса и во всех континентальных рифтовых зонах мира (Восточно-Африканская, Провинция хребтов и бассейнов, Скалистые горы Северной Америки и др.).

Новейшим структурам пояса Наливкина свойственна брахиформенная мозаичность строения. Все структурные особенности пояса свидетельствуют о необычайной свободе его развития и об отсутствии общего стесняющего влияния поперечного сжатия, за исключением отдельных, закономерно проявляющихся его зон. Наблюдается отсутствие сквозной линейности в расположении рифтовых сводов, впадин, разрывов. Структурные элементы пояса характеризуются кулисным расположением, вследствие чего разломы (за исключением поперечных) обычно ограничены пределами сводов. Заметно преобладание дизъюнктивных структур, образование которых можно объяснить растяжением. Сюда, помимо уже отмеченных рифтовых горстов и грабенов, разделяемых крутыми или вертикальными разломами, относятся своеобразные коленчатые разломы. К числу последних принадлежат, например, разломы Северо- и Южно-Ферганские, Предтяньшаньский в Синьцзяне и др. Все это даже отдаленным образом не напоминает строгую линейность и дугообразность строения, столь характерную для геосинклинальных поясов.

Геофизические признаки пояса Наливкина отмечаются почти для всех геофизических полей и сводятся к следующему.

1. В пределах пояса Наливкина на всем его протяжении выделяется единая зона повышенного теплового потока — свыше $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²с с отдельными аномалиями до $2-2,5 \cdot 10^{-6}$, соответствующими Байкальскому и Западно-Тяньшаньскому звеньям пояса (Геотермическая карта..., 1972; Таль-Вирский, 1972). К северу от пояса Наливкина уровень регионального теплового поля значительно снижается, хотя отдельные локальные аномалии теплового потока имеются и в этой области.

2. Для пояса Наливкина характерна специфическая плотностная модель; весь рифтовый пояс Наливкина, так же как и рифтовый пояс Северной Америки, выражен региональным минимумом силы тяжести, который не удается объяснить только утолщением коры. Необходимо допустить общее относительное разуплотнение верхней мантии (Вольвовский и др., 1965). Аналогичное распределение аномалии силы тяжести наблюдается в рифтовой зоне Северо-Американского континента (Скалистые горы, Провинция хребтов и бассейнов). Характерно для пояса соответствие впадинам (Ферганской, Байкальской, Иссык-Кульской и др.) минимумов силы тяжести, что свидетельствует об изостатической неуравновешенности, во всяком случае на уровне поверхности Мохоровичича (Борисов, Федынский, 1964; Таль-Вирский, 1964). Обратная картина наблюдается в межгорных впадинах эпигеосинклинальных орогенов, где отмечаются максимумы силы тяжести (Паннонская, Рионо-Куруинская и др.).

3. Ниже поверхности Мохоровичича выделяется слой с пониженной скоростью распространения продольных волн. Как в Байкальском (Пузырев и др., 1974), так и в Тяньшаньском (Уломов, 1966) звеньях пояса отмечаются пониженные граничные скорости продольных волн по поверхности Мохоровичича (7,7–7,9 км/с).

Эти слои — едва ли не самый устойчивый признак континентальных и оксанических рифтовых зон.

4. Немногочисленные пока данные магнитно-теллурического и магнитно-вариационного зондирования свидетельствуют о приближении к поверхности Мохоровичича, во всяком случае в пределах отдельных звеньев рифтового пояса, мантийного вещества с аномально высокой проводимостью.

5. Пояс Наливкина в целом — единая зона высокой сейсмичности. Примечательны две особенности сейсмичности этой территории: во-первых, поле сейсмической активности имеет мозаичный характер; во-вторых, отсутствуют землетрясения с очагами в мантии. И первый, и второй признаки отличают сейсмичность рифтового пояса от сейсмичности расположенного южнее альпийского геосинклинального пояса. Для последнего характерна приуроченность чрезвычайно высокой сейсмической активности к отдельным линейно вытянутым зонам, например Памиро-Гиндукушской, причем глубина очагов достигает здесь 300 км. Отсутствие глубокофокусных землетрясений в рифтовом поясе может трактоваться в пользу пониженной вязкости подкорковых масс.

6. Данные о напряжениях в очагах землетрясений, сведенные для Прибайкалья В.П. Солоненко (СейсмоTECTоника..., 1968), а для Западного Тянь-Шаня — авторами (Попов и др., 1974), свидетельствуют о преобладании в рифтовом поясе поперечного растяжения.

Все сказанное свидетельствует о присутствии в пределах пояса Наливкина ниже поверхности Мохоровичича слоя, в котором плотность, скорость продольных волн, электрическое сопротивление и вязкость понижены, а температура относительно повышена.

По-видимому, вследствие отмеченных общих геофизических условий в пределах пояса Наливкина, равно как и в других рифтовых поясах Земли, верхняя часть литосферы испытывает общую тенденцию к расширению и воздыманию с проявлением горизонтальных растягивающих напряжений.

В числе геохимических признаков установлено, что в рифтовом поясе Наливкина широко распространены восходящие по разломам термальные воды, повсеместно содержащие радон, на севере пояса — азот, а на юге — сероводород. Распространены низкотемпературные гидротермальные травертины, халцедоновые, целестиновые и баритовые новообразования. Развита активные неоген-четвертичные низкотемпературные пневмато-гидротермальные металлогенические процессы, приносящие ртуть, свинец, цинк, серебро, рассеянные редкие элементы, иногда флюорит (Попов, Гольдштейн, 1968).

Приведенные признаки позволяют дать определение континентальным рифтовым областям, под которыми авторы понимают закономерные сообщества постплатформенных складчато-глыбовых поднятий и впадин, которые, в противоположность геосинклинальным областям сжатия, характеризуются поперечным растяжением земной коры, обусловленным термическим расширением, разуплотнением и понижением вязкости верхней мантии вплоть до частичного ее расплавления. Растяжение сопровождается общим сводовым поднятием с образованием в верхней части коры овалов и трещин проседания, а при наличии расплавов — извержением базальтовой и щелочно-базальтовой магмы.

По мнению авторов, рифтовые процессы в развитии земной коры по своему значению равнозначны геосинклинальным. Это мнение разделяет также К.В. Боголепов (1969).

Границы рифтовых областей выражены, как правило, краевыми разломами. Так, северная граница рифтового пояса Наливкина выражена краевым глубинным разломом (Галь-Вирский, 1964), по разные стороны которого наблюдается значительная (на порядок) разница в размахе новейших движений; с ним совпадает зона высоких градиентов убывания аномалий силы тяжести в сторону от рифтового пояса с относительной амплитудой более 100 мГл, а также зона некоторого утолщения земной коры, и главное — резкое изменение дифференцированности рельефа поверхности Мохоровичича. Однако и к северу от рифтового пояса, в пределах окраин платформ наблюдаются структуры, в той или иной мере сходные со структурами

пояса Наливкина. К ним относятся, например, поднятия Центральных Кызылкумов, Казахский щит, Енисейский кряж. Это дает основание для выделения перифриктового пояса, обрамляющего широкой полосой пояс Наливкина с севера. Рифтовые и перифриктового пояса растяжения противопоставляются геосинклинальным и перигеосинклинальным поясам сжатия.

Авторами предложена классификация описанных в литературе соподчиненных рифтовых структур: мелких, средних и крупных (Попов и др., 1974).

Первичная единица регионального районирования рифтовых областей — рифтовый свод, составляющий рифтовую триаду. Под последней понимается сочетание двух крыльев рифтового свода и осевой рифтовой впадины. Поэтому понимание рифтовых зон, например Байкальской, неправильно было бы ограничивать только рифтовой впадиной¹. Типичны также сопутствующие рифтовым сводам структуры оседания (Беспалов, 1965), также подтверждающие растяжение коры.

Рифтовые своды группируются в цепочки, вытянутые по простиранию. Несколько параллельных рифтовых цепочек образуют рифтовые пояса (например, Транс-азиатский), их звенья и ветви. Ширина рифтовых поясов достигает многих сотен — первых тысяч километров. Из рифтовых поясов слагаются рифтовые системы (например, Афро-Азиатская рифтовая система). Наконец все частные рифтовые системы, соединяясь, образуют мировую рифтовую систему.

Что касается соотношения рифтовых орогенных поясов с постгеосинклинальными орогенами, то они могут быть различными. Оба названных типа структур земной коры существуют то обособленно (как, например, Восточно-Африканский рифтовый пояс, Срединно-Атлантический хребет), то сопутствуют друг другу, взаимно соприкасаются (в Тихоокеанском кольце, отчасти в Азии) или пересекаются. Так, в районе Калифорнии Тихоокеанское геосинклинальное кольцо пересекается Восточно-Тихоокеанским рифтовым поясом. Средиземноморский геосинклинальный пояс пересекается рифтовым поясом Наливкина. В местах таких скрещений от рифтовых поясов на их продолжении сохраняются лишь параллельно эшелонированные рубцовые системы типа крупных сдвигов с горизонтальной амплитудой, измеряемой сотнями километров (сдвиги Сан-Андреас — 200 км, между Сихотэ-Алинем и Джугджуром — 300 км, между северной цепью Гималаев и хребтом Загрос — не менее 1000 км).

Допуская, что преобладающая часть неотектонических постгеосинклинальных структур Центральной, Средней и Северо-Восточной Азии возникла в условиях рифтогенеза, т.е. растяжения, авторы не считают, что подобным же образом возникли все неотектонические орогенные пояса Азии; напротив, часть их могла образоваться в условиях ослабленного растяжения или даже сжатия. При этом принимается следующая классификация неотектонических орогенных поясов Азии, в которой учтены представления Д.В. Наливкина (1936), наглядно показанные им на примере Средней Азии.

В Азии в направлении с юга на север устанавливается ряд сменяющих друг друга неотектонических орогенных поясов.

1. Средиземноморский альпийский эпигеосинклинальный пояс, характеризующийся общим сжатием (кроме расширяющихся магматогенных ядер роста коры). Южная и северная его границы приводятся соответственно по краевому шву Гималаев и Акбайтальскому, Ванчскому, Герирудскому и Предкопетдагскому разломам.

2. Средиземноморский альпийский пояс с обеих сторон окаймляется перигеосинклинальными поясами, в пределы которых от него резонансно распространяется поперечное сжатие: а) южным перигеосинклинальным, или Гималайско-Загросским, и б) северным, или Куньлуньским, Памиро-Алайским и Паропамизско-Копетдагским. Северная граница последнего проводится по предгорьям Куньлуна

¹ Границы Байкальской рифтовой зоны всеми изучавшими ее исследователями обосновывались и всегда проводились во много раз шире, чем располагаются от оси рифта непосредственные границы впадин. (Прим. отв. ред.).

и южному краю Ферганы, западная — по предгорьям Гиссарского хребта, южнее Мургабской впадины — по северному краю Предкопетдагского прогиба и у северного края Большого Балхана. В пределах пояса как дополнение к поперечному сжатию, перпендикулярно ему, возникает растяжение, а с ним — поперечные псевдорифтовые грабены, известные, в частности, в Гималаях и на их западных продолжениях, а также на западном продолжении Гиндукуша.

3. Севернее перигеосинклинального пояса располагается рифтовый пояс Наливкина (Попов, 1972; Попов и др., 1974). В западной части пояс охватывает, помимо Тянь-Шаня, Джунгарский Алатау и Тарбагатай, образуя в совокупности Тяньшаньское звено. Северо-восточнее, после режима этого пояса, связанного с вклиниванием в него с востока узкого Монголо-Охотского перигеосинклинального пояса сжатия, располагается Сибирское звено. Оно тянется от Алтая через Прибайкалье до Станового хребта и сопрягается далее с Хингайской (?), Верхоянской (?) и Момской рифтовыми зонами.

В пределах пояса Наливкина всюду преобладают продольные структуры, состоящие из вытянутых и соприкасающихся друг с другом рифтовых сводов, которые осложнены осевыми продольными рифтовыми и дополнительными грабенами, а также из разделяющих эти своды впадин. Трансазиатский рифтовый пояс пересекается своеобразными поперечными трансформными разломами юго-восток — северо-западного простирания (Кумбельский, Талассо-Ферганский и др.).

4. Севернее располагается перифрифтовый пояс, включающий Зерабулак-Зиаэтинские, Нуратинские, Центрально-Кызылкумские, Каратауские, Чу-Илийские низкотерра и разделяющие их впадины, а также Енисейский кряж в Сибирском звене.

В чем же заключается причина образования рифтовых орогенических поясов, в чем их отличие по генетической природе от постгеосинклинальных орогенов? Нам представляется, что в основе образования, как тех, так и других лежат глубинные физико-химические процессы, сопровождающиеся привнесением вещества и энергии и приводящие в конечном счете к расплавлению вещества твердой коры и верхней мантии Земли. Различие состоит в том, что рифтовые пояса растяжения возникают, по-видимому, при относительно более глубоком (по сравнению с геосинклинальными поясами сжатия) заложения их корней, приуроченных к верхней мантии. Этим можно объяснить господство в них базальтового магматизма, связанного с астеносферой.

Напротив, при образовании эпигеосинклинальных орогенных поясов господствует гранитоидный магматизм. Очаги гранитной магмы залегают в земной коре, начиная от гранитогнейсового фундамента до базальтовой оболочки, т.е. на гораздо меньших глубинах (от 16–18 до первых десятков километров).

Геологические явления и процессы, наблюдаемые в рифтовых и геосинклинальных областях, могут быть обоснованы как следствие из этой посылки.

ABSTRACT

The structural features of the Nalivkin Belt and the evidence suggesting its rift nature are discussed in the work. The Nalivkin Belt is notable for a uniform geological and physical characters which persist over its entire extent. This testifies to the genetic identity of the structures constituting the belt.

The discussed criteria provide the basis for a description of the continental rift regions. The authors believe that the importance of the rift processes in the development of the Earth's crust is similar to that of geosynclines.

The authors suggest that the formation of the rift orogenic belts is due to deep physico-chemical processes accompanied by the supply of substance and energy and resulting in melting of the substance of the rigid crust and upper mantle of the Earth.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов А.А., Федынский В.В.* Геохимическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964, с. 14–31.
- Беспалов В.Ф.* Альпийская тектоника Южного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, № 1, с. 17–22.
- Боголепов К.В.* Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования. — Геол. и геофиз., 1969, № 12, с. 78–88.
- Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Таль-Вирский Б.Б., Шрайбман В.И.* Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука", 1965, с. 133–139.
- Геотермическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000 (объяснительная записка). Под ред. Ф.А. Макаренко. М., "Наука", 1972.
- Герасимов И.П.* Происхождение рельефа Южного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1943, с. 4–40.
- Корешков И.В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Костенко Н.П.* Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964, с. 183–199.
- Леонов А.В.* Новейший вулканизм Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. Труды 2-го Всесоюз. вулк. совещ., 1964, т. II. М., "Наука", 1966, с. 17–32.
- Наливкин Д.В.* Палеогеография Средней Азии. — В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 35–86.
- Николаев Н.И.* Неотектоника и ее выражение в рельефе и структуре территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 196–234.
- Павловский Е.В.* Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири, Великого рифта и Аравии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 19–34.
- Попов В.И.* Развитие представлений о глыбовой складчатости. — В кн.: Идеи академика Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшем развитии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 162–175.
- Попов В.И.* О геонимии и ее значении для понимания геологии Средней Азии. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., "Недра", 1972, с. 5–20.
- Попов А.И., Гольдштейн Р.И.* Альпийский рудогенез и зональность водонапорных систем в покровных формациях Средней Азии. — Геол. рудн. месторожд., 1968, № 4, с. 69–77.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Горюнин А.Б.* О трансазийском неотектоническом рифтовом поясе Наливкина. — Узб. геол. ж., 1974, № 5–6, с. 8–16.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В.* Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 155–167.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под. ред. В.Л. Солоненко. М., "Наука", 1968.
- Таль-Вирский Б.Б.* Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964, с. 109–123.
- Таль-Вирский Б.Б.* Тектоника и геофизические поля нефтегазоносных областей центральной части Средней Азии. — Автореф. докт. дис. М., 1972.
- Уломов В.И.* Глубинное строение земной коры Юго-Востока Средней Азии. Ташкент, "Фан", 1966.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Байкальская рифтовая система характеризуется растягивающим геодинамическим полем, обширными сводовыми поднятиями южного горного обрамления Сибирской платформы, осложненными рифтовыми впадинами, высокой сейсмичностью и тепловым потоком (Флоренсов, 1968, 1970; Сейсмоктоника . . ., 1968; Шерман, 1971; Лысак, 1968). В глубинном строении тектоносферы Байкальской рифтовой системе отвечает растяжение и утонение литосферы и выступ разогретой и разуплотненной верхней мантии (Зорин, 1971). По существующим представлениям, все эти признаки могут быть присущи тепловой конвекционной ячейке в мантии, с которой логично связать развитие Байкальской рифтовой системы.

В геологической истории, предшествовавшей Байкальскому рифту, на фоне полициклического развития юга Восточной Сибири, выделяются эпохи тектонических активизаций негеосинклинального характера с растягивающим геодинамическим полем и длительным орогеническим развитием. Эпохи тектонических активизаций позволяют определить время заложения тепловой конвекционной ячейки и выделить в ее эволюции три мощных вспышки. Первая на грани 3100 млн. лет проявилась раздвижением протоплатформенных глыб сиалической земной коры. Вторая (1900—1600 млн. лет) сопровождалась вздутием земной коры, грабенообразованием и развитием в них вулcano-плутонических поясов. Третья (240—0 млн. лет) выражена мезозойско-кайнозойским сводообразованием и современным рифтогенезом.

Результаты исследований древнейших (более 3 млрд. лет) массивов Гренландии и Южной Африки (Fyfe, 1974) показывают, что в раннеархейскую (нуклеарную) стадию зоны плавления верхней мантии располагались непосредственно под тонкой легкопроницаемой корой; конвекционные ячейки были распространены сравнительно равномерно, а размер их составлял приблизительно 100 км. Над такой тепловой конвекционной ячейкой мог возникнуть крупный гранитогнейсовый купол или группа мелких куполов. По мере ослабления термального режима Земли размер конвекционных ячеек увеличивается и возникают первые глыбы сиалической коры. Вероятно, конец раннего архея был временем зарождения крупной тепловой конвекционной ячейки в верхней мантии под протоплатформенной глыбой сиалической коры Восточной Сибири, а ее развитие привело к вздутию и раскалыванию протоплатформенной глыбы, т. е. заложению первых глубинных разломов на грани раннего и позднего архея (3100 млн. лет). Продолжающаяся тепловая конвекция вверх и "растекание" в стороны привели к разобщению и дрейфу или сдвиговым смещениям Ангарской и Алданской глыб в условиях растягивающего силового поля субширотной ориентировки. Ангарская глыба сместилась к западу, а Алданская — к востоку.

Предлагаемый механизм раздвижения глыб вполне согласуется с современными представлениями о перемещении литосферных плит под воздействием вздутий мантии, подъема мантийного вещества и растекания его по астеносферному слою (Morgan, 1972). Амплитуда раздвижения по простейшим палинспастическим построениям составила 500—600 км (рис. 1).

Раздвижение глыб повлекло за собой дробление, обрушение и геосинклинальную проработку их краевых частей, а новообразованная тонкая базитовая кора области раздвижения послужила основой, на которой в верхнеархейское и раннепротерозойс-

кое время развивался эвгеосинклиальный режим, что привело к "обрастанию" Ангарской и Алданской глыб верхнеархейской и нижнепротерозойской складчатыми зонами.

Идея раздвижения Ангарской и Алданской протоплатформенных глыб не нова и в других вариантах высказывалась ранее (Трунов, Фролов, 1966; Клитин, 1973, 1974). Кстати, последние исследования допускают возможность дрейфа плит и в докембрии (Dewey, 1972; Chase, Gilmer, 1973).

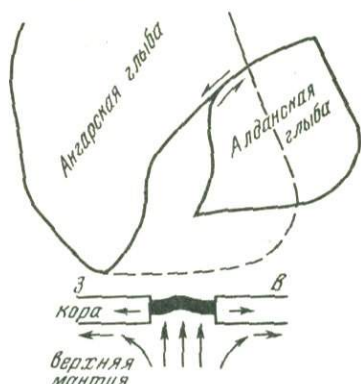


Рис. 1. Схема раздвижения Ангарской и Алданской глыб Сибирской платформы

Зона раздвижения глыб на северо-востоке переходит в левосторонний трансформный Алданский разлом. Черным на разрезе показан базитовая кора, стрелками — направление тепловой конвекции в мантии

Предположение о раннедокембрийском раздвижении протоплатформенных глыб обосновывается следующими факторами: 1) крупной структурной перестройкой на рубеже 3100 млн. лет и приспособлением простираний линейной складчатости верхнего архея к границам Ангарской и Алданской глыб, а также полным отсутствием реликтов архейского гнейсового фундамента во внутренних районах Байкальской складчатой области, где его, вероятно, вообще не было; 2) раннеархейским изотопным возрастом гнейсовых комплексов Ангарской и Алданской глыб, близкими петрохимическими характеристиками пород, родственными парагенетическими ассоциациями, одинаковыми фациями регионального метаморфизма, "овоидными" складчатыми формами и субмеридиальной ориентировкой магнитных аномалий; 3) последними данными в пользу базитового состава фундамента ранних геосинклиналей Байкальской складчатой области, полученными на основании формационного анализа муйской серии (Клитин, 1973, 1974); 4) системой сквозных глубинных разломов, отделяющих Алданскую глыбу от Ангарской, выявленных по геофизическим данным в фундаменте (Мокшанцев и др., 1968; Булина, Спижарский, 1970; Савинский, 1972), с которыми связан пояс ранне-среднепротерозойских складчатых сооружений, включающих массивы архея, а также Уринский рифейский авлакоген; 5) левосторонними сдвиговыми перемещениями по глубинным разломам краевого шва Сибирской платформы, которые были наиболее активны в периоды шарыжалгайской и ольхонской складчатостей и постепенно затухали в последующие эпохи протерозоя и раннего палеозоя (Наумов, 1974); 6) общим совпадением западного контура Алданской глыбы и юго-восточного Ангарской глыбы. Следует заметить, что все древние платформы на ранних стадиях развития имели сравнительно изометричные очертания, без крупных входящих заливов. Вероятно, Сибирская платформа не была исключением.

Раздвижение протоплатформенных глыб нарушило общий тепловой баланс конвекционной ячейки. В связи с быстрой потерей тепловой энергии конвекция ослабевает и происходит нормальное геосинклиальное развитие позднеархейской и раннепротерозойской эпох.

Большим своеобразием отличалась среднепротерозойская эпоха (1900–1600 млн. лет), представлявшая длительный период крупных поднятий в Байкальской складчатой зоне, запечатленных продолжительным перерывом в осадконакоплении и глубокой эрозией созданных ранее структур, отложениями вулканогенно-осадочных моласс межгорных прогибов и первых окраинных прогибов по периферии Сибирской платформы, в зоне ее краевого шва (Наумов,

1974), широким развитием формации кор выветривания, миеосинклинальным и платформенным типом осадконакопления и отсутствием типичных геосинклинальных условий. Это — эпоха активизации глубинных разломов и формирования вулканоплутонических поясов (Салоп, 1967; Бухаров, 1973; Наумов, 13; Наумов, 1974). Вся совокупность форм проявления среднепротерозойской активизации на юге Восточной Сибири указывает на растягивающее силовое поле в связи с новой вспышкой тепловой конвекции (рис. 2).

Байкальская (позднедокембрийская) и каледонская эпохи вновь характеризуются геосинклинальным режимом с преобладанием сжимающих напряжений в силовом поле. Геосинклинальное развитие завершилось эпикаледонскими воздыманиями обширных территорий Байкальской складчатой области и прилегающих частей Сибирской платформы. Разумеется, длительный период континентального развития южной части Восточной Сибири, охватывающий почти весь палеозой, не может рассматриваться в качестве эпигеосинклинальной орогенической стадии, а является эпохой тектонических активизаций — предвестников новой вспышки в эволюции глубинной тепловой конвекционной ячейки. Более отчетливо возрастание тепловой конвекции и смена знака напряжений в силовом поле юга Восточной Сибири обнаружили в мезозое в связи с ростом обширного пояса сводовых поднятий и значительной активизацией магматических процессов (Павловский, 1948; Салоп, 1967; Боголепов, 1967). Дальнейшее усиление теплового потока привело к формированию Байкальской рифтовой системы (рис. 3).

Таким образом, в геологической истории, предшествовавшей Байкальскому рифту, наблюдается отчетливая последовательность в смене эпох геосинклинального развития со сжимающим геотектоническим силовым полем и эпох тектонических активизаций с растягивающим силовым полем. Основную причину этой смены мы видим в противоборстве эндогенного и планетарного геотектонических факторов. В качестве первого предполагается длительно развивающаяся тепловая конвекционная ячейка в верхней мантии.

В роли планетарного фактора выступает глобальное тангенциальное сжимающее поле в земной коре (Хаст, Нильсон, 1967; Кропоткин, 1971) и стремление Сибирской платформы к экваториальному или юго-западному дрейфу, как это представляют П.С. Воронов (1968) и С.М. Замараев с группой сотрудников (1975). Оба фактора действуют постоянно, но глубинный фактор развивается циклически в виде вспышек тепловой конвекции и ведущая роль в тектогенезе принадлежит ему. Продолжительность каждой вспышки равна нескольким сотням миллионов лет. Подобную длительность можно условно принять для периода раздвижения протоплатформенных глыб. Эпоха среднепротерозойской активизации продолжалась 300—400 млн. лет, а мезозойско-кайнозойская внегеосинклинальная активизация и рифтообразование начались приблизительно 240 млн. лет назад и активно продолжают в современную геологическую эпоху. Эти цифры близко соответствуют периоду жизни конвекционной ячейки, равному 200—300 млн. лет по определениям Г.Г. Хесса (1974). Промежутки времени между вспышками тепловой конвекции почти соизмеримы, и каждый из них включает по два полных тектоно-магматических цикла.

Последовательная миграция геосинклинального режима на юг не повлияла на неизменное положение в пространстве областей внегеосинклинальных активизаций. Это указывает на постоянство конвекционной ячейки, а ее вытянутые в северо-восточном направлении очертания свидетельствуют о структурной приуроченности к юго-восточной границе Сибирской платформы. Глубинные разломы краевого шва при этом явились мощными носителями тепловой конвекции в верхние горизонты земной коры. Следовательно, еще раз подтвердилась мысль С.В. Обручева о ведущей роли "великих краевых разломов" в геологическом развитии Восточной Сибири.

Позиция Байкальской рифтовой системы на юго-восточном обрамлении Сибирской платформы и приуроченность Байкальской впадины к структурной границе платформы объясняют как асимметрию последней, что впервые было отмечено Н.А. Флоренсовым (1954), так и поверхностную и глубинную асимметрию рифтовой системы в целом (Наумов, 1974). В Прибайкалье и частично на Южно-Алданском ограничении Сибирской платформы рифтогенные разломы и впадины насле-

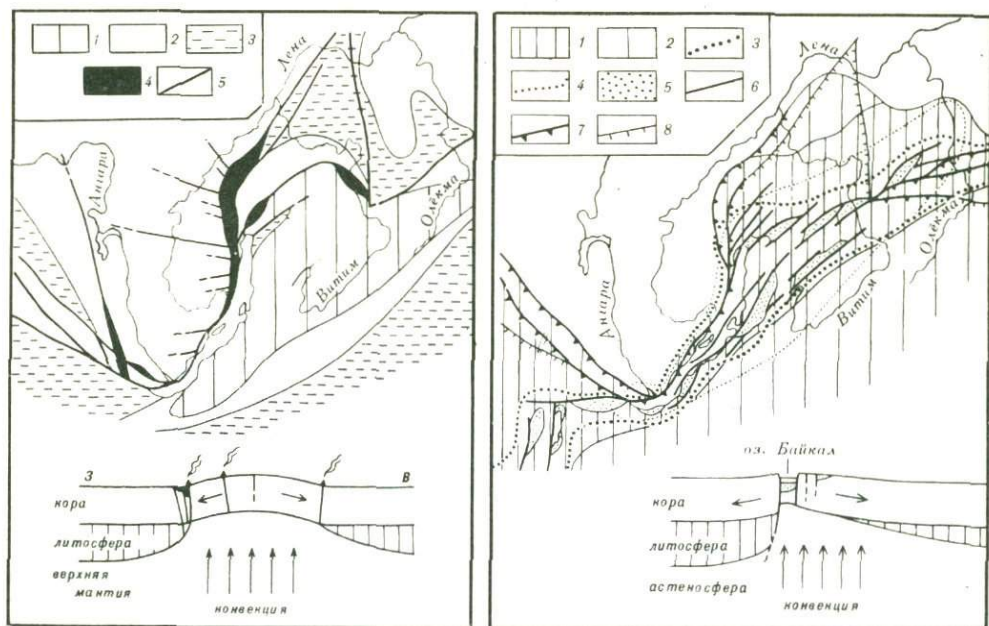


Рис. 2. Схема основных структурных элементов эпохи среднепротерозойской активизации
О б л а с т и: 1 – горообразования, 2 – слабых поднятий, 3 – прогибаний, 4 – распространения
вулканогенных формаций; 5 – активные разломы

Рис. 3. Схема основных структурных элементов эпохи кайнозойского рифтогенеза

1, 2 – зоны неотектонического поднятия: 1 – область горообразования до 3000 м, 2 – область горообразования до 2000 м; 3 – границы Байкальской рифтовой системы по геоморфологическим и сейсмогеологическим данным Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко и др.; 4 – границы зоны относительно разуплотненной мантии, по Зорину; 5 – рифтовые впадины байкальского типа; 6 – рифтогенные разломы, 7 – активизированные глубинные разломы краевых шовных зон Сибирской платформы; 8 – контуры Сибирской платформы, Бергштрихи направлены в сторону складчатого обрамления платформы

дуют направление древних структур. Но на значительных территориях вне этих регионов граница Байкальской рифтовой системы не согласуется с древними разновозрастными складчатыми зонами и совершенно не использует глубинных разломов Восточно-Саянского и Северо-Байкальского краевых швов, а также Муйского и других структурных швов. Вместе с тем Байкальская рифтовая система сохраняет древний план расположения области архейского раздвижения протоплатформенных глыб и зон наибольших проявлений внегеосинклинальных тектонических активизаций, т. е. пространственно соответствует долгоживущей тепловой конвекционной ячейке в мантии. С этих позиций причина рифтогенеза и расположение Байкальской рифтовой системы могут рассматриваться как унаследованные.

А B S T R A C T

Development of the Baikal Rift system is usually associated with the long-lived thermal convection current cell in the mantle. The epochs of tectonic activity characterized by a tensile geodynamic field due to the cyclic development of the convection cell were antecedent to the present pattern of the Baikal Rift. The first of the epochs occurred at the margin of 3,100 million of years and manifested itself in the separation of the Angara and Aldan protoplatform blocks of the Sial. The second epoch of tectonic activity (1,900–1,600 mil. years) was accompanied by a swell of the Earth's crust, graben formation and development of volcano-plutonic in them. The third epoch (240–0 mill. years) is represented by the Mesozoic-Cenozoic up-doming and current rift formation. Each epoch lasted se-

veral hundred millions of years. The intervals between the epochs are commensurable and each of them includes two tectono-magmatic cycles.

The Baikal Rift system inherited the ancient area pattern of separation of the protoplatform and zones of maxima of tectonic activity and corresponds to a configuration of the mantle thermal convection cell. The structural setting of the south-eastern margin of the Siberia Platform accounts for the asymmetry of both the Baikal depression first observed by N.A. Florensov, and the rift system as a whole.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголенов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.
- Булина Л.В., Спичарский Т.Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири, т. III. М., "Наука", 1970, с. 54–61.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., "Наука", 1968.
- Замараев С.М., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В., Сенько А.И., Васильев Е.П., Грабкин О.В. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
- Клигин К.А. Проблема "фундамента" Байкальской складчатой области. — В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 35–36.
- Клигин К.А. Байкальское обрамление Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука", 1974, с. 35–45.
- Кропоткин П.Н. Новое и старое в концепция глобальной тектоники. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971, с. 238–253.
- Лысак С.В. Некоторые данные о термальных водах и геотермике Прибайкалья. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 167–173.
- Межвилл А.А. Ленский структурный шов. — В кн.: Тектоника Сибири, т. VI. "Наука", 1970, с. 53–60.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А., Гусев Г.С. Деньгин Э.В., Штех Г.И. Глубинное строение восточной Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., "Наука", 1968.
- Наумов В.А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы (Северо-Байкальское нагорье). Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974.
- Павловский Е.В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25–38.
- Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра", 1972.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М., "Недра", 1967.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
- Трунов В.П., Фролов Б.М. К вопросу о геологической истории Байкальской горной области. — В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Сибирской платформы. Л., "Недра", 1966, с. 84–86. (Труды ВНИГРИ, вып. 247).
- Уилсон Дж. Т. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974, с. 58–67.
- Флоренсов Н.А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 670–685.
- Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 40–56.
- Флоренсов Н.А. Рифты Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970, с. 146–150.
- Хаст Н., Нильсон Т. Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. — В кн.: Проблемы инженерной геологии, вып. 4. М., "Мир", 1967, с. 3–21.
- Хесс Г.Г. История океанических бассейнов. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974, с. 9–26.
- Шерман С.И. Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. Иркутск, 1971, вып. 68, с. 40–56.
- Chase C.G., Gilmer T.H. Precambrian plate tectonics: the midcontinent gravity high. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 21, N 1, p. 70–78.
- Dewey J.F. Plate tectonics. — Sci. Amer., 1972, v. 226, p. 56–66.
- Fyfe W.S. Archaen tectonics. — Nature, 1974, v. 249, N 5455, p. 338.
- Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v., 56, N 2, p. 203–231.

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОПОДОБНЫЕ СИСТЕМЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

1. При внегеосинклинальной тектоно-магматической активизации в процессе дифференцированного глубокого погружения фундамента при сочетании разрывных (сдвига-сбросовых) и пластичных деформаций возникают линейно-вытянутые конседиментационные структуры. Они являются типичными, но далеко не единственными структурными элементами тектонически активных зон. Отрицательные структуры по морфологии и генезису соответствуют рифтогенным структурам или рифтам в широком понимании.

В развитии рифтогенных структурных сооружений можно видеть два направления: 1) образование рифтогенных структур в начальные этапы развития обширных областей опускания с дальнейшим их захоронением под плитным чехлом молодых платформ; 2) длительный дейтероорогенный рифтогенез с формированием "открытых" рифтовых систем.

Авторами рассматривается верхнемезозойский этап тектонической активизации Забайкалья и Монголии, представляющий пример второго направления (с элементами первого) развития рифтогенеза. Эта территория может служить тектонотипом для дальнейшей расшифровки основных закономерностей строения и развития палеорифтогенных структур и их сравнения со структурами "живых рифтов".

2. Геоморфологически выраженные протяженные впадины Забайкалья и Монголии группируются в две зоны: Забайкальскую и Восточно-Монгольскую (рис. 1). Они развились в основном на рифейско-раннепалеозойских геоантиклинально-аспидных структурах (Амантов, 1972), на которых в позднем палеозое—раннем мезозое сформировались вулканогенные пояса начального этапа тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1968). Заложение этих вулканогенных поясов произошло на западных флангах обрамления Монголо-Охотской терригенной геосинклинали еще в позднем карбоне. Миграция вулканизма во времени и пространстве происходила на северо-восток, следуя за отступавшими в этом же направлении прогибами. Особенности заложения вулканических поясов на мощной коре континентального типа отражены и в ряде магматических формаций, образующих сложные вулканоплутонические ассоциации с трахибазальт-андезит-липаритовыми лавами.

В Монголо-Забайкальском прогибе, расположенном между вулканогенными поясами, сформировались терригенные и терригенно-вулканогенные толщи позднетриасово-раннеюрского, средне-позднеюрского и позднеюрско-нижнемелового возраста. Верхнетриасовые и ниже-среднеюрские осадочные образования накапливались в разрозненных прогибах, в большинстве своем контролируемых разломами.

В Восточном Забайкалье послетриасовые терригенные и терригенно-вулканогенные толщи могут быть объединены в следующие формации, отечающие крупным осадочным циклам регионального масштаба (снизу вверх): а) Акатуевско-Онтагаинская мелкообломочная терригенная трансгрессивно-регрессивная формация нижней юры (включает акатуевскую и онтогаинскую свиты); б) Базановско-Бох-

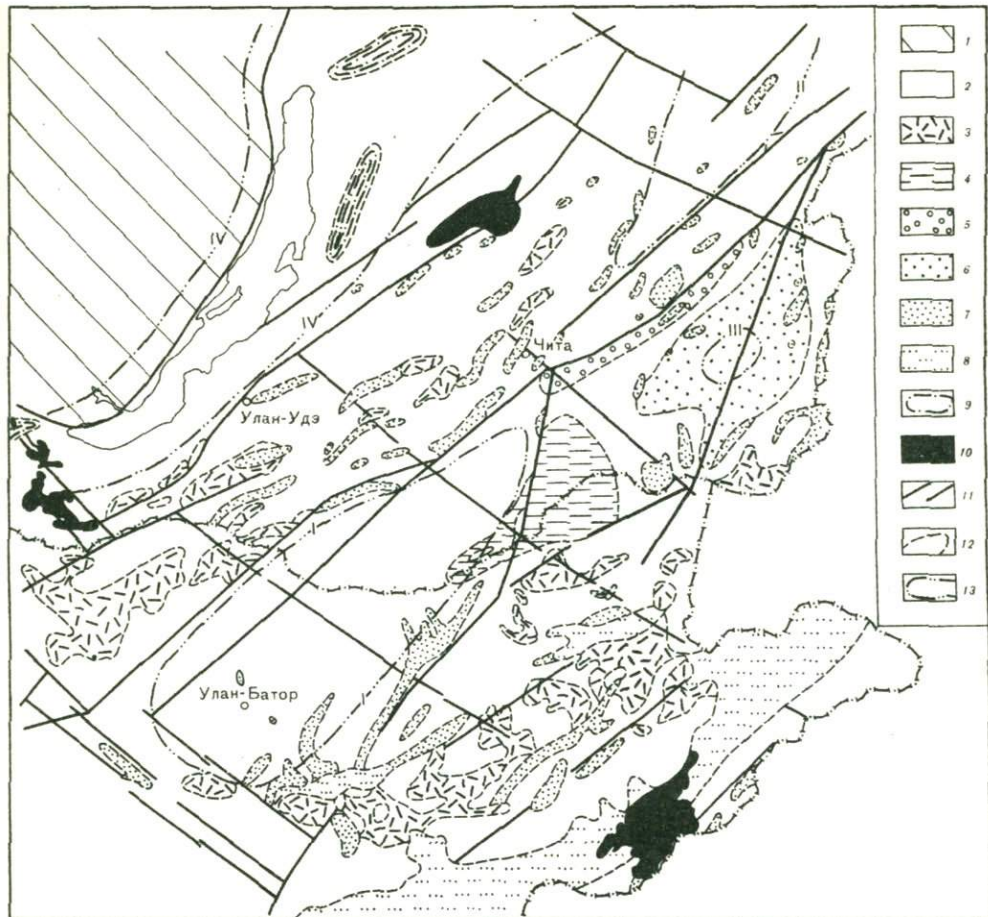


Рис. 1. Схема размещения верхнемезозойских рифтогенных прогибов и впадин Забайкалья и Восточной Монголии

1 - Сибирская платформа; 2 - домезозойское складчатое основание; 3 - вулканогенные прогибы, выполненные эффузивными образованиями перми, триаса, нижней и средней юры. Преимущественно терригенные прогибы: 4 - с ранне-, среднетриасовыми образованиями, 5 - с верхнетриасовыми - ниже-среднетриасовыми образованиями, 6 - с ниже-среднеюрскими образованиями; 7 - впадины забайкальского типа ($J_3 - K_1$); 8 - плитный чехол ($K_2 - N_1$); 9 - впадины байкальского типа (K_2); 10 - кайнозойские трахибазальты; 11 - разломы; 12 - геологические границы; 13 - границы сводовых поднятий. Римскими цифрами на схеме обозначены своды I порядка: I - Хэнтэй-Даурский, II - Северо-Даурский, III - Восточно-Забайкальский, IV - Байкальский

тинская молассовая (регрессивно-трансгрессивная формация) нижней юры (включает сивачинскую, базановскую, ононборзинскую и бохтинскую свиты); в) Верхнегазимурская грубообломочная молассоидная регрессивная формация средней юры (соответствует верхнегазимурской свите); г) вулканогенно-осадочная верхнеюрская (соответствует шадаронской серии).

Данный вертикальный формационный ряд непоказателен для геосинклинального типа развития и характеризует собой систему прогибов, развивавшихся внутри дейтероорогенной области. В самый начальный, раннеюрский этап развития Восточно-Забайкальский прогиб сходен с авлакогенами древних платформ, но уже в ранней юре этот прогиб приобретает типичные черты межгорного орогенного прогиба, в котором накапливались прибрежно-морские и внутриконтинентальные молассы. Таким образом, верхнемезозойским рифтогенным структурам Восточного Забайкалья предшествуют депрессионные структуры орогенного ряда, в какой-то мере также сходные с рифтогенными.

В поздней юре и раннем мелу в разобренных межгорных впадинах Забайкалья формировались континентальные, преимущественно осадочные (полигенная регрессивно-трансгрессивная угленосная молассоидная формация) и в меньшей мере эффузивно-туфогенные, толщи (грубообломочная и трахибазальтовая формации).

В целом для мезозойского этапа тектоно-магматической активизации Забайкалья характерна эволюция магматизма. В позднемезозойский этап его развития преобладают трахибазальтовые лавы, что указывает на более глубинные источники исходных магм, поднимающихся по глубинным разломам. Тектонические напряжения земной коры этого времени способствовали появлению линейных геоморфологически выраженных структур: сводов и впадин.

3. На рассматриваемой территории сводовыми структурами первого порядка являются Хэнтэй-Даурский, Байкальский и несколько слабее выраженные Северо-Даурский (Нерчугано-Олекминский) и Восточно-Забайкальский своды. Между ними обычно расположены линейные впадины.

Хэнтэй-Даурское сводовое поднятие хорошо выражено морфологически. Свод монолитен, несколько вытянут в северо-восточном направлении (около 800 км при ширине 200–300 км). Он характеризуется полем пониженных значений силы тяжести, при этом наибольшие их отрицательные величины совпадают с наиболее приподнятой частью свода.

Ю.А. Зорин и А.И. Сизиков (1965) считают, что Хэнтэй-Даурскому своду соответствует утолщение земной коры ("корень" горного поднятия). В проявлении унаследованности современных движений от позднемезозойских в зоне свода они склонны видеть действие изостатического механизма. Поднятия "разгружаются" денудацией более интенсивно, чем относительные опускания, и вследствие стремления к изостатическому равновесию воздымаются.

Д.И. Горжевский и Н.А. Фогельман с группой авторов (1970) полагают, что Северо-Даурский свод является продолжением Хэнтэй-Даурского, но отделяется от него Шилка-Ингодинской седловинной структурой. Для Северо-Даурского свода также характерны значительные абсолютные превышения (1900 м), монолитность и утолщение земной коры.

Шилка-Ингодинская седловинная структура, по данным Д.И. Горжевского и Н.А. Фогельман, характеризуется меньшей интенсивностью поднятия при более дробной блоковой расчлененности. Она представляет собой чередование линейно вытянутых в северо-восточном направлении поднятий и впадин, в свою очередь расчлененных поперечными разломами на более мелкие блоки.

Восточно-Забайкальский свод характеризуется продольной неоднородностью, сокращением в ядерной части свода гранитного слоя до 5–6 км и воздыманием раздела Конрада до глубины 15–16 км, а местами до 10 км. Такую неоднородность в строении земной коры под Восточно-Забайкальским сводом можно связать с большей, чем у Хэнтэй-Даурского сводового поднятия, блоково купольной дифференцированностью и большей длительностью и полнотой мезозойской внутрикоровой гранитизации.

4. Геоморфологически выраженные конседиментационные рифтоподобные впадины верхней юры–нижнего мела связаны с оживлением древних и заложением новых разломов в условиях растяжения земной коры. Впадины Забайкалья имеют различную морфологическую выраженность. Наиболее протяженные и глубокие впадины находятся в Хилокской зоне. Часто осадконакопление в них сопровождалось излиянием трахибазальтов (Хилок-Чикойская, Малетинская, Бадинская, Кижингинская и др.). Впадины Восточной Монголии имеют значительную протяженность (до 500 км при наибольшей ширине 10–20 км). Их пространственное положение контролируется глубинными разломами северо-восточного и реже северо-западного направлений. С началом опускания впадин (поздняя юра) связан трахибазальтовый магматизм. Примечательно, что протяженные и глубокие впадины Забайкалья и Восточной Монголии расположены на стыке с Хэнтэй-Даурским сводом.

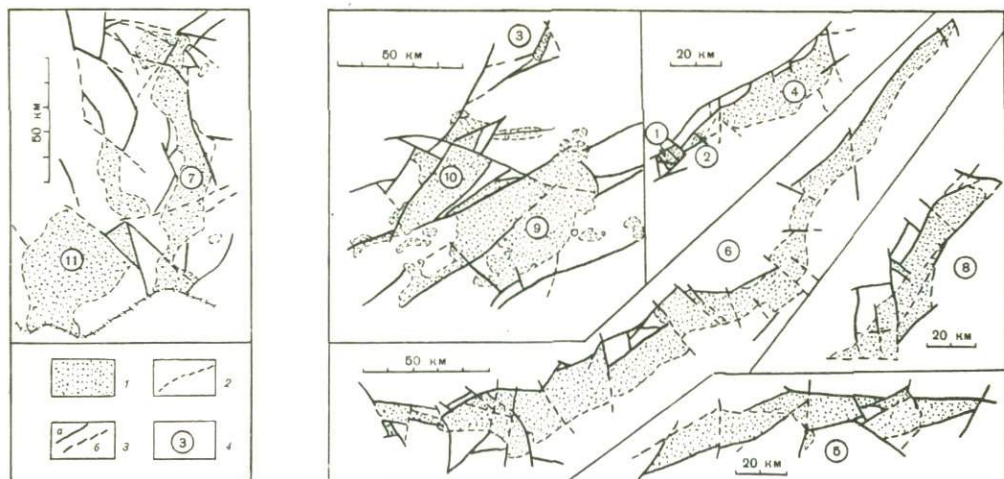


Рис. 2. Строение (в плане) формационно-морфогенетических тектонотипов верхнемезозойских рифтогенных межгорных впадин Забайкалья

1 — площади развития верхнемезозойских осадочных комплексов, 2 — стратиграфические границы; 3 — разломы: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые, 4 — тектонотипы и их представители (цифры на схеме): Букача-Чайский тип: 1 — Байлейский грабен, 2 — Оноховский грабен, 3 — Букачинская впадина, Ундино-Чикойский тип (впадины): 4 — Ундино-Даинская, 5 — Чикойская, 6 — Читино-Ингодинская; Онон-Тургинский тип (впадины): 7 — Тургино-Харанорская, 8 — Ононская; Оловский тип (впадины): 9 — Оловская, 10 — Зюльзинская, 11 — Торейская

Внутреннее строение верхнемезозойских межгорных впадин сложное. Дифференцированные перемещения по разломам, ожившим и вновь образовавшимся, привели к значительному расчленению впадин и оформлению среди них внутренних горстов и грабенов. В целом мезозойская Монголо-Забайкальская рифтовая система на ее дистальных окончаниях ограничивается от соседних блоков земной коры субмеридиональными Монголо-Сибирским и северо-западным Анабаро-Бонинским планетарными разломами (Мурзина, 1972). По отношению к впадинам поперечные разломы северо-западного или субмеридионального простирания играют роль внешних (дистальных) или внутренних структурных или структурно-геоморфологических барьеров.

Строение осадочных комплексов, выполняющих отдельные конседиментационные впадины, адекватно отражает тектонический режим времени осадконакопления, в котором ведущим фактором являлось соотношение погружений депрессионных зон и воздымания сопряженных продольных и поперечных поднятий. Именно этим фактором определяется характер пространственно-временного развития трех основных фациально-динамических осадочных комплексов: аллювиально-пролювиального, озерно-бассейнового и аллювиально-равнинно-долинного. Вследствие широко проявленных индивидуальных черт развития отдельных впадин и депрессионных зон их детальная типизация и классификация затруднена. Возможность их типизации на формационно-морфогенетической основе показана в таблице. Морфология отдельных тектонотипов в плане отражена на рис. 2.

Типизация верхнемезозойских поднятий может быть сделана лишь в первом приближении. По-видимому, можно различать два типа продольных междепрессионных поднятий. Одни из них представлены блоками устойчивого воздымания и служат для депрессионных зон своеобразными продольными структурно-геоморфологическими барьерами. В ядерной части таких поднятий в случае их значительной эродированности вскрыты гранитогнейсовые валы. Второй тип поднятий, названный миграционным, закладывается на крыльях более ранних прогибов и мигрирует в процессе своего развития в сторону депрессионной зоны. От поднятия-упора рифтогенная депрессия отделяется обычно зоной разрывных сбросо-сдвиговых дислокаций. Миграционные поднятия, например, сочленяются с межгорной впадиной зоной пластических деформаций.

Основные формационно-морфогенетические типы верхне-

Тип	Подтип	Тектонотип	Характер развития фациально-динамических плексов	
			Аллювиально-пролювиальный подгорно-верный	Озерно-бассейновый
I. Букача-Балейский	Ia. Балейский	Балейский грабен	Резко преобладает	Имеет подчиненное развитие
	Iб. Букачачинский	Букачачинская впадина	Широко развит	То же
II. Ундино-Чикойский	IIa. Ундинский	Ундино-Даинская впадина	Слагает основание и верхнюю часть разреза	Широко развит, слагает среднюю и верхнюю часть разреза
	IIб. Чикойский	Чикойская впадина	То же	Нехарактерен, развит в самых верхних частях разреза
III. Онон-Тургинский	IIIa. Ононский	Ононская впадина	Нехарактерен, развит только в прибрежных зонах	Резко преобладает
	IIIб. Тургинский	Тургино-Харанорская впадина	То же	Типичен для нижней части разреза
IV. Оловский	Не выделен	Оловская впадина	Имеет развитие в основании разреза и в прибортовых зонах	Типичен для средней части разреза

ций, но также осложненных разломами. Положение указанных типов продольных поднятий по отношению к депрессионной зоне определяет ее поперечную асимметрию. Общая характерная особенность областей активизации—разновозрастное сводокуполообразование (Гладков и др., 1974).

Работами В.А. Обручева, Е.В. Павловского, а также Н.А. Флоренсова (1960), М.С. Нагибиной (1963), Ц.О. Очирова с соавторами (1965) и К.В. Боголепова (1967) и других исследователей показано важное значение разрывных и пластических деформаций при становлении мезозойских структурных сооружений. Однако относительная роль разломов и связанных деформаций в мезозойском тектоногенезе все еще оценивается по-разному. Поэтому важное значение при выяснении соотношения пластических и разрывных деформаций в мезозойском палеорифтогенезе Забайкалья должен иметь зонально-стадийный принцип. В его основе общая закономерность — зависимость характера деформаций от термобарометрических условий и скорости тектонических движений. По соотношению и относительной роли связанных и разрывных дислокаций различаются три зоны и (или) стадии: преимущественно пластических деформаций, преимущественно разрывных деформаций и переходная.

Первая зона (стадия) развивается в трех случаях. Во-первых, она свойственна большим глубинам и областям разогрева с повышенным тепловым потоком. Во-вторых, пластические деформации преобладают в приповерхностных частях коры при наличии в них повышенных температурных полей и медленном воздымании миграционных поднятий на крыльях вулканогенных прогибов. В-третьих, пластические

мезозойских ($J_3 - K_1$) межгорных впадин Забайкалья

Аллювиальный равнинно-долинный (угленосный)	Некоторые типичные морфологические и формационные признаки	Другие представители типа и подтипа
Не развит	Небольшие размеры, интенсивный эпигенез, отсутствие угленосности, эндогенная минерализация	Оноховский, Лесковский, Лукинский грабены
Развит в краевой части впадины	Средние размеры, промышленная или повышенная угленосность, слабо проявленная эндогенная минерализация, интенсивный эпигенез	Мало-Амалатская и Ишикан-Шивинская впадина
Не развит	Крупные размеры, отсутствие угленосности	Бальзинская впадина
Широко развит, слагает среднюю и верхнюю части разреза	Крупные размеры, удличенность, линейность, промышленная угленосность	Читино-Ингодинская и Гусино-Озерская впадины
Не развит	Крупные размеры, отсутствие угленосности, нефтепроявления	
Широко развит, слагает среднюю и верхнюю части разреза	Крупные размеры, линейность, промышленная угленосность	Аргунская впадина
Развит в верхней части разреза	Крупные размеры, изометричность неправильные очертания, развитие гомолога плитного чехла, слабая угленосность	Впадина Торейских озер

деформации часто господствуют в осадочном чехле рифтогенных впадин, реагируя связанными дислокациями на глыбовые перемещения фундамента.

Вторая зона (стадия), характеризующаяся развитием в ней преимущественно разрывных дислокаций, отвечает участкам с контрастными градиентами поднятий и опусканий и в целом свойственна верхней части земной коры.

В процессе развития поднятий и депрессий происходит последовательная смена типов деформационных зон (стадий). В частности, такая закономерность отчетливо проявлена при воздымании поднятий, образующихся во время становления палингенных интрузий и формирования глубинных гранитоидных валов (Чердиченко, Каменщикова, 1973).

5. Тектонические движения неогена придали впадинам Забайкалья современный облик. При этом впадины Забайкалья сохранили линейность и соответствуют понятиям "рассеянного", "открытого" рифта, а впадины Восточной Монголии часто имеют расплывчатые очертания и перекрыты неогеновыми толщами, образующими подобие плитного чехла. Примером последних является прогиб, расположенный восточнее большой излучины р. Керулен, где происходит слияние трех впадин в месте пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Нижнемеловая впадина за счет этого имеет "лапчатое" очертание. Неогеновые отложения в этой впадине залегают горизонтально. В этом усматривается развитие элементов плитного этажа — тем более, что южнее, в пределах Гобийской плиты, верхнемеловые и неогеновые отло-

жения образуют плитный чехол (Очерк тектоники . . . 1974: Нагибина, 1974).

6. Затрагивая вопросы кинематики формирования рифтоподобных верхнемезозойских структур Забайкалья, следует прежде всего отметить три важные закономерности в строении поля региональных тектонических напряжений: а) общее состояние растяжения земной коры, охватившее значительную площадь и предопределившее формирование "рассеянного рифта"; б) сводовый (аркогенный) тип развития с общей тенденцией поднятия территории в мезозое и кайнозое, что привело к сохранению "открытых" рифтогенных структур; в) широкое развитие сдвиговых деформаций по системе продольных и поперечных разломов.

Геосинклиальный и завершивший его протоорогенный режимы были генерирующими для разрывной тектоники, обусловившими сдвиговый характер субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений и взбросо-сбросовый — для субширотных.

В период раннемезозойской тектоно-магматической активизации существенное значение приобрели тихоокеанские мезозойды. Существуют противоречивые взгляды на характер взаимоотношений мезозойской активизации в Забайкалье с тихоокеанскими мезозойдами. Пространственная и, возможно, генетическая (резонансно-тектоническая) связь их вероятна. Забайкалье и Монголия могут быть представлены в качестве краевой поперечной структуры (с некоторыми допущениями — "авлакогеноподобной"), осложнившей субмеридиональное линейное валообразное поднятие, расположенное западнее границы тихоокеанских мезозойд. В связи с этим генерация тектонических движений в мезозое осуществлялась со стороны тихоокеанских мезозойд (с востока на запад) и в виде радиальных движений в пределах поперечной краевой структуры, вдоль разрывных нарушений типа Монголо-Охотского разлома и тектонических зон проницаемости, контролирующей локализацию огнейсованных в краевых частях массивов гранитоидов. В описываемый период происходит структурное и магматическое преобразование земной коры, выраженное в процессах гранитизации толщ, интрузивной и экструзивно-субвулканической деятельности в пределах воздымающихся блоков и эффузивной, эффузивно-осадочной и эффузивно-экструзивной — в пределах опускающихся участков земной коры. Для этого периода характерна трансформация радиальных движений в латеральные — поднятие и разрастание межвпадинных структур, миграция осевых частей впадин и др.

В позднемезозойское время при формировании рифтогенных впадин увеличивается роль разломной тектоники, ступенчатых блоково-горстовых опусканий, увеличивается резкая фашиальная изменчивость осадков, существенное значение приобретает эксплозивная деятельность. Локализация позднемезозойских впадин в более концентрированном виде, нередко в пределах изометричных площадей, свидетельствует о подобной локализации в пространстве и сводовых поднятий, выраженных более контрастно, например, в Восточном Забайкалье. Эти данные свидетельствуют о более рифтогенном "характере" позднемезозойских впадин, отмеченном ранее для впадин Нерча-Кузгинского междуречья (Кисляков, 1975).

В сравнительном анализе верхнемезозойского тектоногенеза Забайкалья и Байкальского рифтогенеза все более важное значение приобретает вывод Н.А. Флоренсова (1962, с. 223) о их глубоком внутреннем различии, "несмотря на их внешнее сходство, выразившееся в образовании многочисленных континентальных впадин". В этой связи следует отметить, что, по-видимому, можно говорить лишь о некотором подобии кинематики формирования рифтоподобных верхнемезозойских структур Забайкалья и Байкальского рифта при существенных чертах различия, к которым относится распределение растягивающих напряжений на значительной территории, приуроченность наиболее крупных депрессионных рифтогенных структур к краевой части сводовых поднятий первого порядка, большая унаследованность по отношению к древним структурам за счет оживления долгоживущих разломов, эволюция структур по нисходящей линии с формированием в заключительные этапы развития гомологов плитного чехла и др.

Выводы

По типу тектонического развития, формационному выполнению и другим характерным особенностям забайкальские верхнемезозойские внутриконтинентальные впадины и их системы (депресссионные зоны) отвечают понятию рифтогенных или рифтоподобных тектонических сооружений. С современными континентальными рифтами их сближает: 1) формирование в условиях растяжения земной коры; 2) геоморфологическая выраженность тектонических впадин и сопряженных с ними поднятий; 3) сопровождающий формирование таких впадин трахибазальтовый вулканизм.

По морфолого-тектоническим особенностям строения, экологии и тафономии рассматриваемые рифтоподобные структуры можно отнести к типу "рассеянного открытого" палеорифта с нисходящей линией развития от активного дейтероорогенеза к квазиplatformенному состоянию и резонансно-изостатической (по отношению к Байкальскому рифту) неотектонике.

А B S T R A C T

According to the type of tectonic patterns, infilling rock formations and other specific features, the Trans-Baikal Upper Mesozoic intracontinental depressions and their systems (depression zones) conform to the concept of riftogenic or rift-like tectonic structures. The following factors make them resemble the present continental rifts: (1) their formation under the conditions of the tension of the Earth's crust; (2) geomorphologically pronounced tectonic depressions and the associated uplifts; (3) trachybasaltic volcanism accompanying the formation of the depressions.

According to the morphological and tectonic structural features, ecology and taphonomy, the rift-like structures under consideration can be included in the type of open spreaded paleorift with a descending pattern of development.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Амантов В.А. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. — Автореф. докт. дис., Л., 1972.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.
- Гладков В.Г., Мурашов А.И., Томилов Б.В. Блоково-купольный тип тектонических форм (на примере структур Восточного Забайкалья). — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 936–939.
- Горжевский Д.И., Фогельман Н.А., Алекторова Е.А., Биндерман Н.Н., Варламов В.А., Зорина В.С., Константинова Р.М., Миронов Ю.П., Миронова С.Ф., Солодов А.А., Шилина Г.П. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., "Недра", 1970.
- Зорин Ю.А., Сизиков А.И. Схема неотектоники Забайкалья (в пределах Читинской области). — Изв. Забайк. отд. Геогр. о-ва СССР, 1965, т. 1, вып. 1, с. 12–18.
- Кисляков Л.Н. Верхнемезозойские впадины Нерча-Кузгинского междуречья (Забайкалье) и некоторые особенности позднеюрского и раннемелового тектогенеза. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 87–97.
- Мурзина Г.А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-геофизическим признакам (на примере главнейших зон Сибири и Дальнего Востока). — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972, с. 137–143.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М.С. Структуры и формационные комплексы платформенного этапа развития. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М., "Наука", 1974, с. 180–182.
- Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Очиров Ц.О., Булнаев К.В., Доржиев В.С., Турунхаев В.И., Цырендоржиев Ц.Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятский филиал СО АН СССР, 1965.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н.А. О мезозойско-кайнозойской структуре Прибайкалья. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962, с. 218–224.
- Чередниченко В.А., Каменщикова Л.С. Структура Борщовочного гранитоидного массива. — В кн.: Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья. Иркутск, 1973, с. 55–78.
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.

О ЗАВИСИМОСТИ ДЛИН ВПАДИН ОТ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ В СТРУКТУРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ¹

Байкальская рифтовая зона, имея в целом северо-восточное простираие, состоит из нескольких отрезков: 1) центрального с Южно-Байкальской, Северо-Байкальской и Баргузинской впадинами; 2) северо-восточного, в который входят Верхне-Ангарская, Ципа-Баунтовская, Нижне- и Верхне-Муйские, Чарская, Токкинская впадины; 3) юго-западного, состоящего из Торской, Тункинской, Хайтогольской, Мондинской, Хубсугульской и Дархатской впадин. В строении и развитии впадин Байкальской рифтовой зоны многие исследователи подчеркивали различные характерные закономерности. Н.А. Флоренсов (1960) отмечал типичную "байкальскую асимметрию впадин, вследствие которой северные и северо-западные борта большинства впадин круче южных и юго-восточных. Ю.А. Зорин (1971) обсуждал вопрос о соотношении между линейными размерами впадин (длина, ширина, глубина до кровли фундамента). На основе анализа рифтогенных осадков неоднократно отмечалась тенденция разрастания Байкальской рифтовой зоны от Южно-Байкальской котловины (Логачев, 1968; Лут, 1964). В данной работе сделана попытка выяснить зависимость между протяженностью впадин и их удаленностью от Южно-Байкальской котловины.

Известно, что рифтовая зона в целом, так же, как и отдельные ее впадины, контролируется разномасштабными разломами, играющими далеко не последнюю роль в их заложении, строении и развитии. Разломы рифтовой зоны подчиняются определенным качественным и количественным закономерностям; некоторые разломы и связанные с ними закономерности рассмотрены в работах С.И. Шермана и Р.М. Лобацкой (Шерман, Лобацкая, 1972; Лобацкая, 1974; Шерман, 1977).

Закономерное формирование разрывных нарушений сказалось и на неслучайном развитии впадин. Обратимся к соотношению их линейных размеров в соответствии с упомянутой тенденцией разрастания рифтовой зоны к северо-востоку и юго-западу от Южно-Байкальской котловины. Сопоставление удаления каждой впадины от условного "центра" рифтогенеза (D) с их длиной (C) показало, что изменение протяженности впадин носит закономерный характер (рис. 1). За условный "центр" рифтогенеза принята центральная часть Южно-Байкальской котловины, расположенная против устья р. Селенги. Выбор упомянутой точки отсчета вполне согласуется с геологическими (Логачев, 1968; Лут, 1964) и геофизическими (Зорин, 1971) данными.

Измерение расстояния от "центра" рифтогенеза производилось до середины (географического центра) соответствующей впадины, результаты измерений приведены в таблице. Коэффициент корреляции между параметрами C и D равен $-0,88 \pm 0,35$. Эмпирическая зависимость между ними показана на рис. 2, а, уравнение регрессии имеет вид

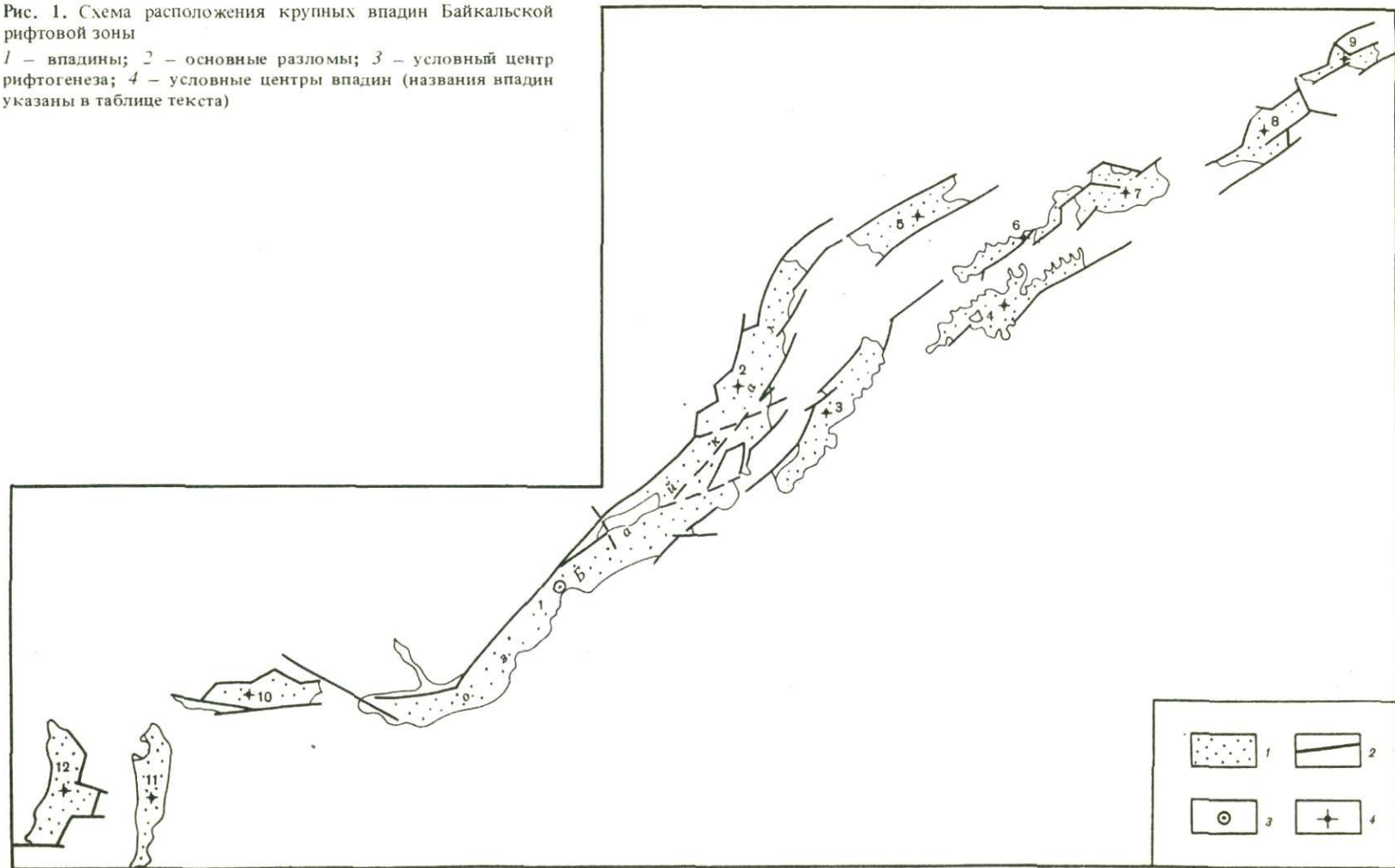
$$C = -0,3D + 3,1 \cdot 10^2 \pm \Delta C \text{ (км)}. \quad (1)$$

Таким образом, оказалось, что длина впадин обратна их расстоянию от условного "центра" рифтогенеза;

¹ Статья печатается в порядке обсуждения (Прим. отв. ред.).

Рис. 1. Схема расположения крупных впадин Байкальской рифтовой зоны

1 - впадины; 2 - основные разломы; 3 - условный центр рифтогенеза; 4 - условные центры впадин (названия впадин указаны в таблице текста)



Длина впадин Байкальской рифтовой зоны
и удаление их центров от условного центра рифтогенеза

№ п.п.	Впадина	Длина впадины*, C , км	Удаление центра впадины от условного "центра" рифтогенеза, D , км	$t \cdot (C_n / C_T)^{**}$
1	Южно-Байкальская	350	0	5,0
2	Северо-Байкальская	290	270	4,1
3	Баргузинская	240	330	3,4
4	Ципа-Баунтовская	200	550	2,8
5	Верхне-Ангарская	120	570	1,7
6	Верхне-Муйская	150	600	2,1
7	Нижне-Муйская	110	720	1,6
8	Чарская	140	900	2,0
9	Токкинская	70	1000	1,0
10	Тункинская (объединенная)	180	400	2,6
11	Хубсугульская	120	540	1,7
12	Дархатская	100	620	1,4

* Длина впадин 1–10 дана по Зорину (1971).

** C_n – длина каждой из впадин; C_T – длина Токкинской впадины; t – время активизации впадины.

В работе С.И. Шермана (1977) показано, что даже при неизменной интенсивности тектонических напряжений в земной коре длина разрывов с течением времени будет увеличиваться (рис. 2, б), т.е. чем раньше тот или иной разлом вовлекается в процесс тектонической активизации, тем большей будет его протяженность. Поскольку впадины Байкальской рифтовой зоны контролируются серией соответствующих разломов, в целом определяющих их длину, то указанная закономерность будет выполняться, вероятно, и для впадин. Исходя из соотношения $C=f(t)$, можно определить относительную продолжительность периода активизации каждой из впадин Байкальской рифтовой зоны. Для этого впадину минимальной протяженности (Токкинская, например) можно условно считать развивающейся в течение времени активизации t_{\min} . Отношение длины другой определенной впадины к длине условного эталона, продолжительность активизации которого является минимальной, по мере приближения к условному "центру" рифтогенеза дает ориентировочную цифру длительности периода ее тектонической активизации и формирования. Полученные отношения графически показаны на рис. 2, в. Они составляют отдельные группы с различной продолжительностью периода тектонической активизации. Так, длительность тектонической активизации Южно-Байкальской котловины, принятой за центр рифтогенеза, соответствует $5 t_{\min}$, Северо-Байкальской – $4 t_{\min}$, Тункинской, Баргузинской и Ципа-Баунтовской – $3 t_{\min}$, Верхне-Ангарской, Муйской, Чарской, Хубсугульской и Дархатской – $2 t_{\min}$. Известные геолого-географические данные как будто не противоречат полученным результатам (Логачев, 1968; Солоненко, 1968; Николаев и др., 1975).

Таким образом, длины впадин определяются пространственным положением той или иной из них в пределах Байкальской рифтовой зоны. Обратная зависимость между длиной депрессий и расстоянием их от условного "центра" рифтогенеза объясняется, вероятно, последовательно более поздним вовлечением флангов рифтовой зоны по сравнению с ее центральными частями в процессы кайнозойской активизации. Очевидно, зависимость (1) отражает одну из характерных черт динамики развития структур Байкальской рифтовой зоны.

¹ Периоды геологического развития впадин, фиксируемые по осадочному наполнению, не строго соответствуют полученным соотношениям (Прим. отв. ред.).

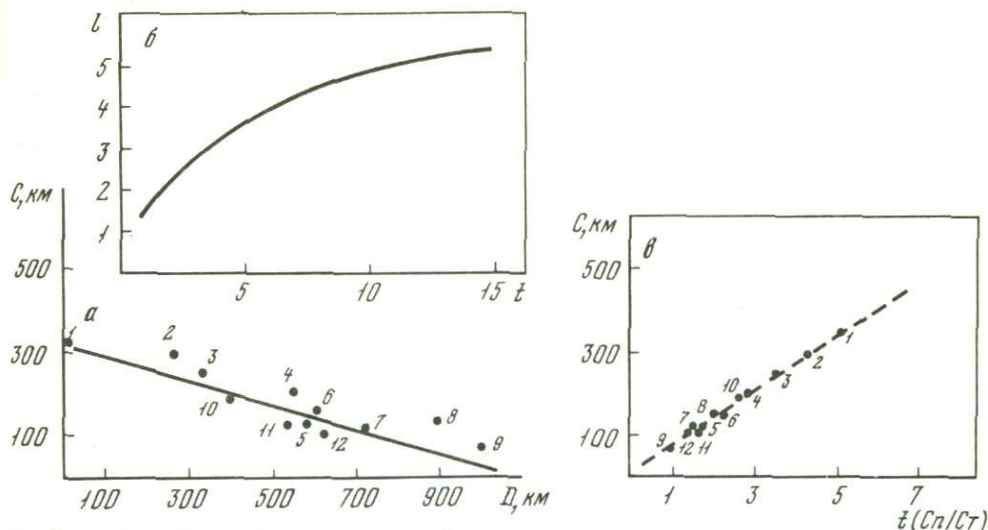


Рис. 2. Графики эмпирических зависимостей

a – длин впадин от их пространственного положения в рифтовой зоне; *б* – длин разрывов от времени их формирования (Шерман, 1977); *в* – длин впадин от продолжительности периода тектонической активизации (1–12 – номера впадин, см. таблицу в тексте)

А Б С Т Р А К Т

An attempt has been made to elucidate the dependence of the extent of the Baikal Rift Zone depressions on their position within the zone itself. It was established that a spreading of the rift zone occurs in a regular character. The length of the depressions (C) is inversely proportional to the distance from the arbitrary center of riftogenesis (D) and can be described by the following empirical equation:

$$C = 0,3 D + 3,1 \times 10^2 \pm C \text{ (km)} \quad (1)$$

The inverse dependence between the length of the depressions and their distance from the arbitrary center of riftogenesis can be probably ascribed to a later successive involvement of the rift zone flanks (as distinct from its central portion) in the processes of the Cenozoic activation. Evidently, the dependence (1) reflects one of the specific features in the dynamics of the development of the structures of the Baikal Rift Zone.

ЛИТЕРАТУРА

- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
- Лобацкая Р.М. О некоторых закономерностях краевых и внутренних разрывов Байкальской рифтовой зоны. – В сб.: V конференция молодых научных сотрудников. Иркутск, 1974, с. 7–8.
- Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации Байкальской рифтовой зоны. – В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 72–101.
- Лут Б.Ф. Геоморфология дна Байкала. – В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., "Наука", 1964, с. 5–123.
- Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д. Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. – В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 120–130.
- Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. – В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 57–71.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л., АН СССР, 1960.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, "Наука", 1977.
- Шерман С.И., Лобацкая Р.М. О корреляционной зависимости между глубиной залегания гипоцентров и длиной разрывов в Байкальской рифтовой зоне. – ДАН СССР, 1972, т. 205, № 3, с. 578–581.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ПРОЦЕССЫ НАФТИДОГЕНЕЗА В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН

Среди значительного числа нефтегазоносных бассейнов (НГБ) земного шара особое место занимают бассейны рифтовых зон. Индивидуальность последних связана с ограничивающими их разломами, высокой тектонической мобильностью, особыми термобарическими условиями и, наконец, со сходными чертами развития на новейшем этапе тектогенеза.

Образование большинства осадочных бассейнов (ОБ) рифтовых зон и превращение их в нефтегазоносные происходило в относительно узком диапазоне времени — от позднего палеогена до голоцена включительно. Неотектонический режим ОБ оказывал при этом решающее влияние на процессы концентрации и рассеяния органического вещества (ОВ), формирование конседиментационных и постседиментационных пликативных и дизъюнктивных структур, гидродинамическую обстановку, накопление и перераспределение залежей углеводородов.

Анализ эволюции некоторых НГБ, изучение процессов нефтидогенеза с позиций осадочно-миграционной теории образования нефти (Вассоевич, 1967) позволили выявить некоторые общие закономерности, имеющие существенное значение при оценке условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления в НГБ рифтовых зон Земли.

Объектами исследования стали некоторые НГБ рифтовых зон, характеризующиеся относительной полнотой геологической и геофизической изученности и промышленной нефтегазоносностью.

НГБ Лос-Анджелес и Вентура входят в систему бассейнов рифтового пояса Западных Кордильер (ОБ Санта-Мария, Вентура, Лос-Анджелес и др.). Как полагает Е.Е. Милановский, Кордильерский эпиорогенный рифтовый пояс, наложенный на одноименную мезозойскую складчатую область, сформировался в позднем палеогене — неогене (Милановский, 1975).

В истории развития ОБ Лос-Анджелес выделяется пять основных фаз (Майюга, 1973). Наибольшее значение имели третья, связанная со среднемиоценовым периодом начала формирования ОБ, и пятая, во время которой ОБ превратился в НГБ (средний плейстоцен—голоцен). Примерно по такому же плану развивается и ОБ Вентура (Бакиров и др., 1971). Последовательность процессов тектогенеза и эволюция бассейна Лос-Анджелес детально изучены В.Ф. Барбатом (1961). На основе имеющихся данных построены графики, характеризующие направленность неотектонических движений и скорости осадконакопления. Достаточно высокое значение последних обусловило накопление новейших образований мощностью до 6000 м в бассейне Лос-Анджелес и 8000 м в бассейне Вентура (см. а, б на рисунке).

Рейнскый НГБ расположен в пределах одноименной рифтовой зоны, являющейся частью протяженного Рейнско-Ливийского рифтового пояса, возникшего в палеозое и продолжающего развиваться в мезозое и кайнозое (Милановский, 1975). Бассейн приурочен к грабену, глубоко врезанному в фундамент между обрамляющими его герцинскими горными сооружениями Вогез и Шварцвальда. Формирование ОБ началось, по-видимому, в ранней перми и продолжалось до позднерюрского

времени. В меловую эпоху по системе обрамляющих грабен сбросов произошло крупное поднятие дна бассейна, приведшее к значительной денудации (Брудерер, Луи, 1961). После значительного перерыва в эocene вновь началось прогибание, вызвавшее морскую трансгрессию, что и обусловило накопление мощного комплекса новейших осадков эocene—миоцена. На этой стадии развития ОБ превращается в НГБ. Мощность молодых осадков оценивается в 4000 м (см. б на рисунке).

Д н е п р о в с к о - Д о н е ц к и й НГБ, приуроченный к крупной впадине того же названия, относится к системе отрицательных структур Доно-Днепровского рифтогена (Гавриш, 1974). Развитие Днепровско-Донецкого ОБ начинается с середины девонской эпохи и продолжается с небольшими перерывами до голоцена. Длительность формирования и резкое преобладание нисходящих тектонических движений обусловили накопление мощной толщи осадочных образований (см. б на рисунке). Начало новейшего этапа тектогенеза, очевидно, следует связывать со значительными изменениями тектонического режима на рубеже эocene и олигоцена (см. а на рисунке). Новейшие тектонические движения отличались определенной ритмичностью. При этом режим прогибания явно преобладал, что и привело к накоплению осадков, суммарная мощность которых достигает 1000 м (см. б на рисунке).

С у э ц к и й НГБ. Формирование собственно Суэцкого ОБ происходило в меловую эпоху, когда, по мнению Е.Ф. Милановского (1975), произошла "регенерация рифтовой зоны Красного моря". Что касается Суэцкого грабена, то его заложение произошло еще в палеозое. Об этом свидетельствуют осадки, входящие в состав нубийской серии (Бакиров и др., 1971). Окончательное становление ОБ относится к позднемиоценовому времени, когда фаза тектонической активности Африканской платформы совпала с началом главного горообразования в альпийском поясе северо-западной Африки и Европы (Хаин, 1971). Максимальные мощности новейших осадков в Суэцком НГБ колеблются в пределах 2000—2500 м (см. б на рисунке).

К а м б е й с к и й НГБ принадлежит Камбейско-Бомбейской рифтовой зоне, сформированной на западной окраине Индостанской платформы в течение кайнозоя (Милановский, 1975). Бассейн приурочен к одноименной впадине, западная часть которой погружена под воды Камбейского залива. Обрамляющие ступенчатые разломы придают впадине облик грабена (Бакиров и др., 1971). Бассейн выполнен мощной толщей осадочных образований, среди которых новейшие составляют около 2000 м (см. б на рисунке).

Сравнительный анализ развития рассмотренных НГБ, результаты которого отражены на соответствующих графиках, позволил сделать ряд общих выводов.

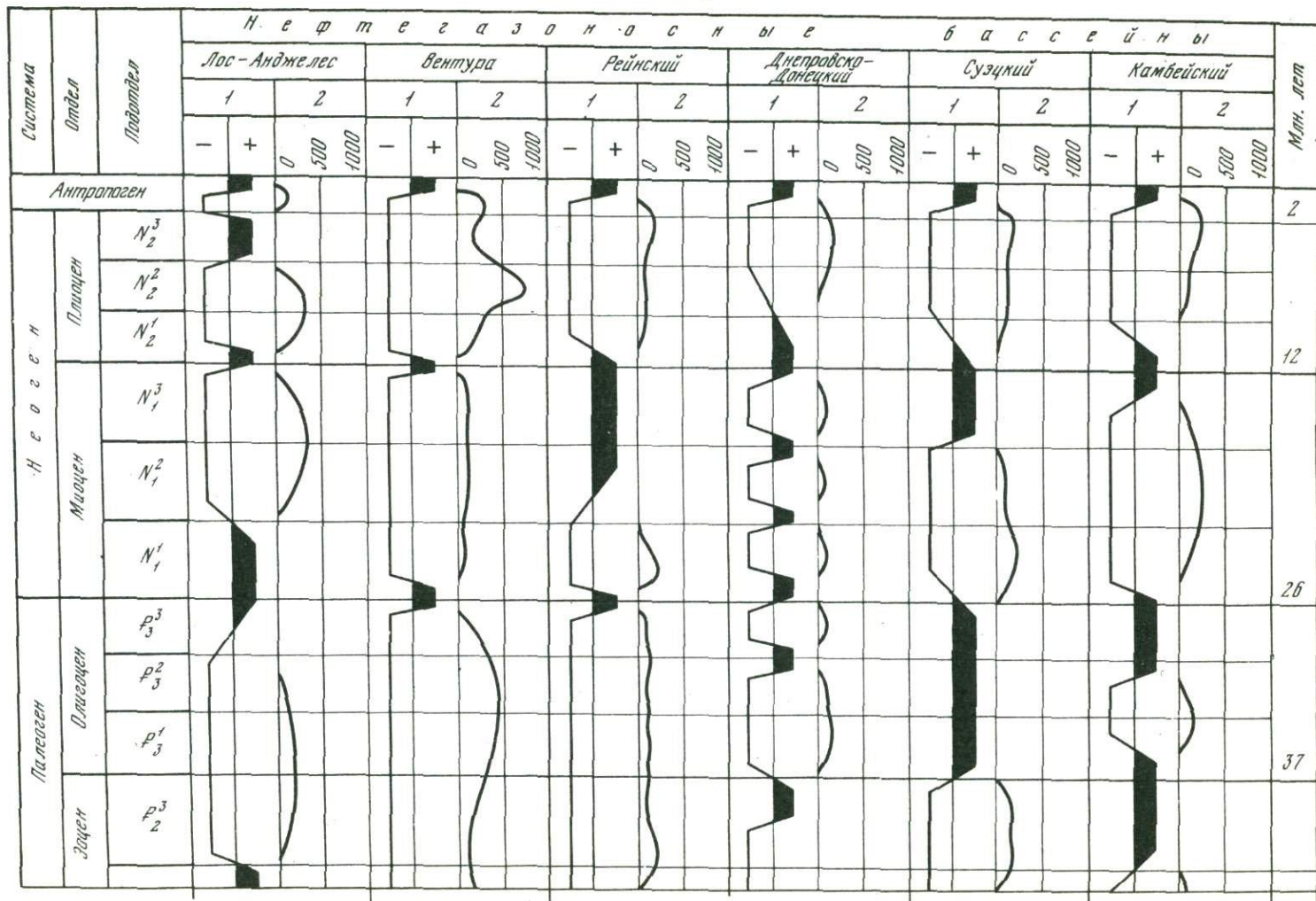
1. Нефтегазоносные бассейны Лос-Анджелес, Вентура, Рейнский, Днепровско-Донецкий, Суэцкий и Камбейский обладают общими чертами неотектонического развития, выражающимися в ритмичности новейших тектоноциклов, их примерно равной продолжительности, в близких скоростях осадконакопления (от 200 до 400 м за 1 млн. лет).

2. Для нефтегазоносных бассейнов, расположенных в различных частях земного шара, устанавливаются три рубежа смены тектонических режимов (P_3/N_1^1 ; N_1^3/N_2^1 и Q_{I-III}/Q_{IV}), что может рассматриваться как указатель планетарности проявления неотектонических движений и их синхронности.

3. Окончательное становление осадочных бассейнов рифтовых зон происходит на заключительной стадии прогибания, предшествующей по времени последнему режиму воздымания.

Перейдем к рассмотрению роли неотектонических движений в процессах нефтегенеза. При этом необходимо подчеркнуть, что в соответствии с определением Н.Б. Вассоевича (Вассоевич, Гладкова, 1973), под нефтегенезом понимается вся совокупность процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления от захоронения ОБ до консервации или разрушения залежи углеводородов.

Одним из важнейших в теории нефтегазообразования является положение о том, что нефтегазоносность — это с т а д и й н о е свойство осадочных бассейнов, приобретаемое в процессе их развития (Вассоевич, 1971). Не менее важным представляется вывод о возможности миграции во времени и пространстве катагенетических фаз и зон (Вассоевич, Гладкова, 1973). Главнейшее условие; предопределяю-



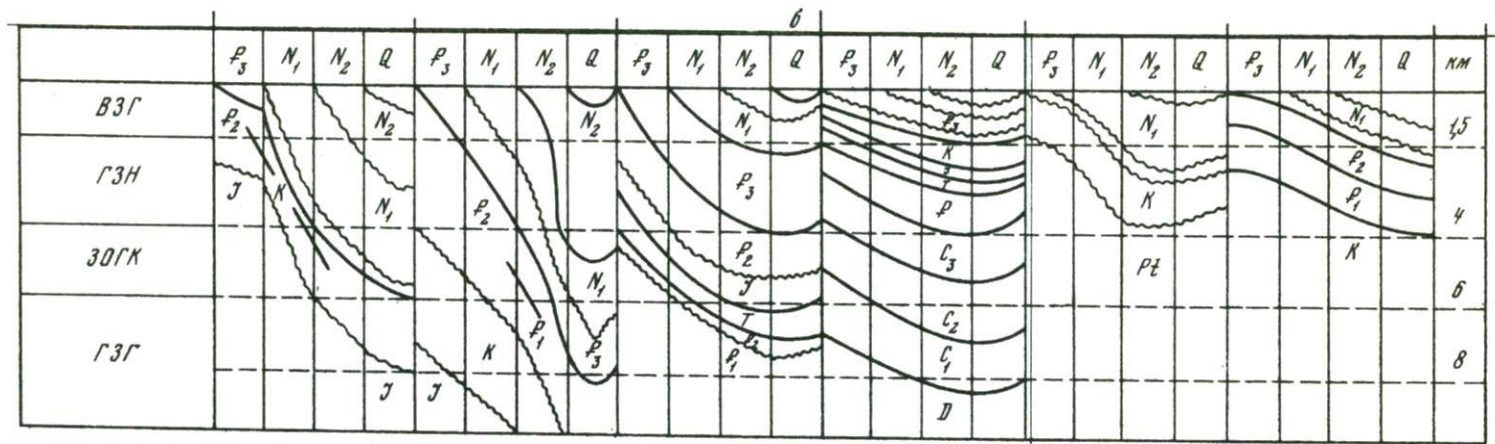


Схема неотектонического развития нефтегазоносных бассейнов рифтовых зон
a – характеристика неотектонических движений в нефтегазоносных бассейнах рифтовых зон. Графа 1 – направленность тектонических движений: минус – отрицательные, плюс – положительные. Графа 2 – скорость осадконакопления

(в м за 1 млн. лет); *b* – стадийность неотектонических движений и последовательность прохождения осадочными породами НГБ зон катагенеза: ВЗГ – верхняя зона газообразования, ГЗН – главная зона нефтеобразования, ЗОГК – зона образования газоконденсатов, ГЗГ – главная зона газообразования

Палеотемпературные градиенты и типы скоплений углеводородов в НГБ

Глубина погружения осадочных пород НГБ (м), необходимая для достижения определенной зоны катагенеза при следующих палеотемпературных градиентах, °С на 1000 м			Катагенетические зоны и соответствующие им типы скопления углеводородов
> 40°	30–40°	15–30°	
До 1500	1000–2000	2000–4000	Верхняя зона газообразования (ВЗГ), газ, редко нефть
1500–2500	2000–3500	4000–6000	Главная зона нефтеобразования (ГЗН), нефть, редко газ
2500–3500	3500–5000	6000–9000	Зона образования газоконденсата (ЗОГК), газоконденсат, нефть
3500–4500	5000–6000	более 9000	Главная зона газообразования (ГЗГ), газ

щее положение той или иной катагенетической зоны в пространстве, — палеотемпературная обстановка в пределах определенного ОБ или НГБ. В настоящее время разработаны надежные методы определения палеотемператур с помощью изучения отражательной способности витринита (Аммосов и др., 1971, 1975).

Анализ нефтегазоносности перечисленных ранее нефтегазоносных бассейнов континентальных и межконтинентальных рифтовых зон осуществляется с учетом отмеченных положений осадочно-миграционной теории образования нефти и газа.

Отличительная черта рифтовых зон — чрезвычайно высокий тепловой поток в них. По мнению Е.Е. Милановского (1970), тепловой поток в глубинных участках рифтовых зон в десятки раз выше нормального. Большое число разрывов и высокая мобильность рифтовых зон способствуют выносу большого количества тепла из глубин в сторону осадочного выполнения бассейнов этих зон. Современные температурные градиенты в ряде НГБ колеблются в пределах от 40°С до 60°С на 1000 м. Так, в соответствии с данными замеров на одном из крупнейших месторождений нефти — Уилмингтон, расположенном в периферийной части бассейна Лос-Анджелес, температурный градиент составляет более 56°С на 1000 м (Майюга, 1973).

Многолетние исследования, проведенные группой исследователей под руководством И.И. Аммосова в различных НГБ земного шара по изучению палеотемпературной обстановки, позволяют утверждать, что в пределах бассейнов рифтовых зон высокий тепловой режим существовал на протяжении всей истории формирования НГБ. Например, установлено, что в Днепровско-Донецком НГБ в мезозое и кайнозое глубины до 1500 м характеризовались температурами до 100°С, а палеотемпературный градиент колебался в пределах 30–40°С на 1000 м. Анализ палеотемпературной обстановки недр, изучение процессов литогенеза, стадий литофикации и нефтегазоносности в НГБ позволили установить определенную связь между ними (Аммосов и др., 1971). Некоторые данные, характеризующие эту связь, сведены в табл. 1.

С учетом данных табл. 1 условные границы катагенетических зон в нефтегазоносных бассейнах были определены следующим образом: для ВЗГ — 1500 м — нижняя граница, для ГЗН — 1500–4000 м, для ЗОГК — 4000–6000 м, для ГЗГ — 6000–8000–10 000 м (см. б на рисунке).

Изучение особенностей нефтегазоносности в рассмотренных НГБ показывает, что те или иные типы скоплений углеводородов находятся в тесной зависимости от степени погружения осадочного выполнения бассейна и последовательности прохождения той или иной части разреза через определенные катагенетические зоны. Так, например, в бассейнах Лос-Анджелес, Вентура, Рейнском и Днепровско-Донецком, большая часть разреза которых пересекла все катагенетические зоны, имеются все типы скоплений углеводородов: нефть, газ и газоконденсат. В то же время в Суэцком и Камбейском НГБ, где, возможно, продуктивные отложения не вышли

Эпохи возможной генерации, возраст генерирующих пород и тип скоплений углеводородов

Тип скоплений углеводородов	Эпоха генерации			
	Олигоцен	Миоцен	Плиоцен	Антропоген
	Лос-Анджелес			
Газ ВЗГ Нефть ГЗН	Палеоген Юра-мел	Олигоцен-миоцен Юра-мел Палеоген-миоцен	Миоцен-плиоцен	Антропоген Миоцен Плиоцен
Газоконденсат ЗОГК Газ ГЗГ	Юра "	Юра-мел Юра	Мел-палеоген Юра-мел	Олигоцен-миоцен Палеоген
	Вентура			
Газ ВЗГ Нефть ГЗН Газоконденсат ЗОГК Газ ГЗГ	Эоцен-олигоцен Палеоцен-эоцен Мел-палеоцен Юра-мел	Олигоцен-миоцен Эоцен-олигоцен Палеоцен-эоцен Мел	Миоцен-плиоцен Олигоцен-миоцен-плиоцен Палеоген-миоцен Мел-палеоген	Плиоцен-антропоген Плиоцен Миоцен-плиоцен Палеоген-миоцен
	Рейнский			
Газ ВЗГ Нефть ГЗН Газоконденсат ЗОГК Газ ГЗГ	Эоцен-олигоцен Триас-юра-эоцен Пермь-юра Пермь	Олигоцен-миоцен Эоцен-олигоцен Пермь-эоцен Пермь	Миоцен-плиоцен Эоцен-олигоцен Юра-эоцен Пермь-триас	Миоцен-плиоцен Олигоцен Юра-эоцен Пермь-триас
	Днепровско-Донецкий			
Газ ВЗГ Нефть ГЗН Газоконденсат ЗОГК Газ ГЗГ	Юра-мел, палеоген Карбон-юра Карбон Девон-карбон	Мел-палеоген, миоцен Карбон-юра Карбон Девон-карбон	Палеоген-миоцен-плиоцен Пермь-мел Карбон Девон-карбон	Палеоген-миоцен-плиоцен Пермь-мел Карбон Девон-карбон
	Суэцкий			
Газ ВЗГ Нефть ГЗН	Мел -	Мел-олигоцен Мел	Миоцен Мел-олигоцен-миоцен	Миоцен Мел-олигоцен-миоцен
	Камбейский			
Газ ВЗГ Нефть ГЗН	Палеоген Мел	Эоцен-миоцен Мел-эоцен	Олигоцен-плиоцен Мел-эоцен	Миоцен-антропоген Мел-миоцен

Возраст потенциально-
генерирующих пород

из главной зоны нефтеобразования, преобладающий тип залежей — нефтяные (см. б на рисунке). Большая часть промышленных месторождений в НГБ (кроме Днепровско-Донецкого) приурочена к осадочным образованиям новейшего возраста (олигоцен—антропоген).

Анализ графиков (см. б на рисунке) позволил составить табл. 2, в которой предположительно показаны эпохи возможной генерации углеводородов и возраст генерирующих пород на протяжении новейшего тектонического этапа.

Предложенная схема последовательности генерации углеводородов различными частями разреза НГБ вполне удовлетворительно позволяет объяснить основные закономерности образования и пространственного распределения месторождений нефти и газа в бассейнах рифтовых зон. Представляется, что определяющим фактором в процессах нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции был достаточно длительный режим прогибания ОБ на неотектонической стадии развития, предопределившего прохождение потенциально нефтегазоносных пород через соответствующие зоны катагенеза. Повышенная температура недр благоприятствовала высокой скорости генерации углеводородов.

А Б С Т Р А К Т

Oil—gas bearing basins of the Los Angeles, Ventura, Rhine, Dneprovsko—Donetsk, Suez and Camb confined to the rift zones are discussed. The analysis of the specific features of most recent tectonic movements helped establish some regularities testifying to a planetary character of neotectonics.

Due to the paleotemperature situation in the Earth's interior, which, under the conditions of the rift zones, has high geothermal gradients, a sequence scheme of generation of various types of hydrocarbons has been suggested. The studies based on the sedimentary—migration theory of the oil origin permit a conclusion about the leading role of the neotectonic movements in the naphthidogenesis processes in sedimentary basins of the Earth's rift zones.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аммосов И.И., Мавринский Ю.С., Уткина А.И. О катагенезе нефтегазоносных пород Северного Сахалина. — В сб.: Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М., ИГиРГИ, 1971, с. 58—66.
- Аммосов И.И., Бабашкин Б.Г., Гречишников Н.П., Уткина А.И., Шаркова Л.С. Палеотемпературы зон нефтеобразования. М., "Наука", 1975.
- Бакиров А.А., Варсицов М.И., Бакиров Э.А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., "Недра", 1971.
- Барбат В.Ф. Бассейн Лос-Анджелес в Калифорнии. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 9—21.
- Брудерер В., Луи М.К. Условия, контролирующие распределение и образование нефти в Рейнском грабене Франции и ФРГ. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 429—435.
- Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.
- Вассоевич Н.Б. Представления И.М. Губкина о стадийности нефтеобразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 120—127.
- Вассоевич Н.Б., Гладкова Е.Г. О необходимости упорядочения терминологии, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В сб.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., "Наука", 1973, с. 9—31.
- Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев, "Наукова думка", 1974.
- Майнога М. Геологическое строение и история разведки калифорнийского нефтяного месторождения-гиганта Уилмингтон. — В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа. М., "Мир", 1973, с. 120—148.
- Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вест. МГУ. Сер. IV. Геология, 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 11—14.
- Хашин В.Е. Региональная геотектоника. М., "Недра", 1971.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЮВЕНИЛЬНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА И ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Несмотря на определенные черты различия гидротерм областей современного вулканизма и рифтовых зон Земли, условия формирования их в поле аномального теплового потока и генетическая связь с активными зонами разломов глубокого заложения могут быть общими. Гидротермальная деятельность Байкальского рифта — результат своеобразного этапа развития этого сектора Земли в прошлом. С.М. Замаараев в статье совместной с другими авторами (1975) считает, что на месте Байкальского свода ороген устойчиво развивается с позднего докембрия. Формирование современного Байкальского свода началось в конце палеогена — начале неогена после непродолжительного периода стабилизации земной коры, приведшей к образованию меловых кор выветривания.

В период мезозойской активизации, приведшей к возникновению Центрально-Азиатской флюоритовой провинции, состав минералообразующих растворов изменялся от сложных хлоридно-фторидных натриевых к простым бикарбонатным кальциевым. Не случайно границы распространения флюоритовых месторождений совпадают с областью развития холодных углекислых вод, включающей Западное и Восточное Забайкалье и Северную Монголию. Поэтому с достаточным основанием можно говорить о том, что в конце мезозоя — начале кайнозоя до периода становления Байкальской рифтовой зоны область углекислых вод захватила территорию, прилегающую к оз. Байкал.

Кайнозойская активизация этого участка земной коры привела к образованию Байкальской рифтовой зоны и сопровождалась появлением нового ритма гидротермальной деятельности.

Эволюция состава современных гидротерм Байкальского рифта состоит в постепенном уменьшении их минерализации, смене азотных хлоридных натриевых терм сульфатными, а затем и гидрокарбонатными углекислыми водами. В ходе эволюции уменьшается содержание элементов группы железа, свинца, радия и галогенов.

Наблюдаемое изменение общего состава гидротерм рифтовой зоны в пространстве и времени находится в соответствии с общей тенденцией химической эволюции современных гидротерм Земли. На рисунке показаны составы всех типов гидротерм Байкальского рифта и современных вулканических областей Камчатки и Новой Зеландии. Положение точек на схеме таково, что гидротермы составляют единый эволюционный ряд от хлоридных натриевых до углекислых гидрокарбонатных кальциевых вод. С такой же последовательностью происходит снижение температуры гидротерм от 200–300° до 20–30°С и величины удельного выноса тепла в очагах их естественной разгрузки, слагающегося из выноса тепла гидротермами, конвективного потока, испарения с поверхности термопроявлений и тепла фумарол или паровых струй.

Наиболее мощные удельные тепловые потоки (в десятки и сотни тысяч микрокалорий) связаны с проявлениями хлоридно-натриевых гидротерм в вулканотектонических депрессиях четвертичного возраста Камчатки (Узон — 44 150

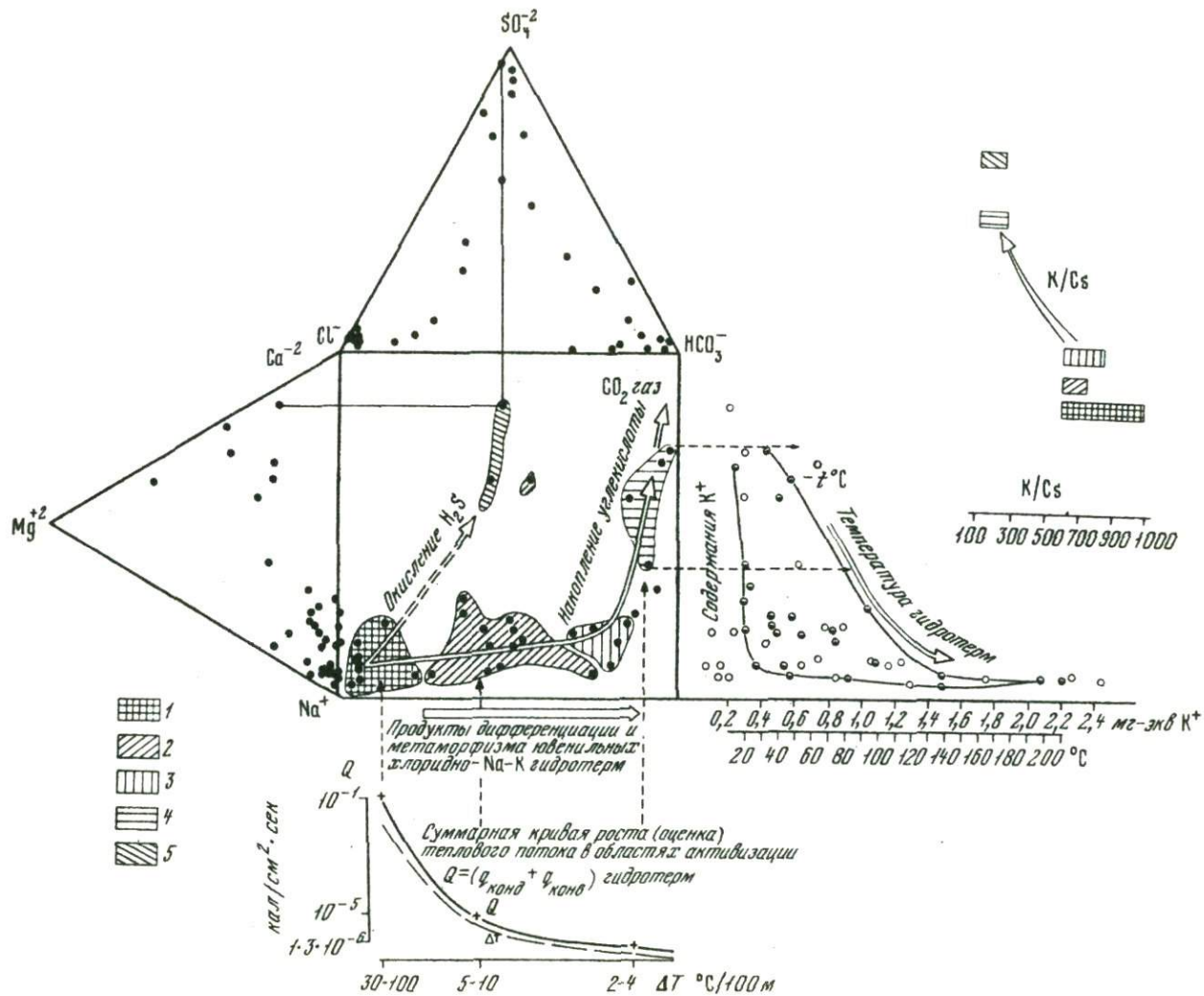


Схема эволюции химических составов гидротерм Байкальской рифтовой зоны, областей современного вулканизма Камчатки и Новой Зеландии в зависимости от изменения удельной мощности теплового питания гидротермальных систем и их температуры

1 – паужетско-вайракейский тип хлоридных натриевых терм; 2 – азотные хлоридно-сульфатные, фторидно-сульфатные и сульфатно-сульфидные натриевые термы питателевского, кульдурского и горячинского типов; 3 – азотные и метановые гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые термы аллинского и тункинского типов; 4 – углекислые гидрокарбонатные кальциевые и натриевые термы шумакского и боржомского типов; 5 – первичные конденсаты паужетских терм

10^{-6} кал/см² · сек; Ковалев, Слезин, 1974), Новой Зеландии (Вайракей, Карапиту – $280\,000 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек; Dawson, Dickinson, 1970) и Японии (Отаке – $44\,600 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек; Nakamura, 1969). Вынос тепла гидротермами Байкальского рифта составляет сотни микрокалорий. Например, по Питателевскому месторождению гидротерм общий вынос тепла водными массами оценивается в $680 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек на площади, ограниченной изотермой 20°C.

Мощность теплового питания гидротерм связана с большинством их геохимических характеристик. Весьма показательны в этом отношении щелочнометалльность (см. рис.) и содержание кремния. Количество щелочей и кремнезема в термах убывает по мере снижения температуры и тепловой энергии всей гидротермальной системы.

Прекращение действия теплового источника или его ослабление стимулирует постепенное химическое перерождение гидротерм во всем объеме системы. В первых, это – повышение количества растворенной углекислоты (до давлений 200–300 бар) и других газов, определяющих кислотность-щелочность гидротерм. Во вторых, – изменение ввиду различной растворимости соотношений сульфатов и карбонатов щелочных и щелочноземельных металлов, играющих существенную роль в солевом составе гидротермальных растворов.

Помимо характеристики теплового питания, геохимические исследования микрокомпонентного, изотопного и флюидного режима гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны дают основание для качественной оценки их ювенильности.

Редкие щелочи (литий, рубидий и цезий) в современных гидротермах рассматриваемых регионов характеризуются близкими величинами концентраций. Их максимальные содержания наблюдаются в углекислых, реже азотных щелочных и слабокислых гидротермах с высоким или повышенным количеством хлора, фтора и натрия. Весьма показателен в этом отношении, например, наиболее активизированный северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны, где широко распространены хлор- и фторсодержащие гидротермы (Баргузинская, Баунтовская, Чарская и другие впадины). Максимальные концентрации редких щелочей на Камчатке выявлены в хлоридных натриевых гидротермах.

В Байкальской рифтовой зоне наибольшие количества лития встречены в углекислых термах Плотинного (2,3 мг/л), Травертинского (1,5 мг/л), Шумаковского (2,8 мг/л) и азотных термах Гаргинского (1,6 мг/л) и Сеюйского (1,5 мг/л) источников, а на Камчатке – в Налычевских (5,15 мг/л), Краеведческих (5,96 мг/л) и Паужетских (3,85 мг/л; Арсанова, 1974).

Содержание рубидия исчисляется десятками, сотыми и тысячными долями миллиграмма на литр.

В Байкальском рифте при среднем содержании рубидия 0,12 мг/л в отдельных очагах разгрузки гидротерм его концентрация достигает 0,2–0,4 мг/л (источники Плотинный, Травертиновый, Чойганский), а на Камчатке – 0,3–1,0 мг/л (источники Таловские, Краеведческие, Налычевские и др.) при среднем содержании 0,11 мг/л. Сульфатные азотные гидротермы имеют меньшее количество рубидия, не превышающее 0,06 мг/л на Камчатке (Апальские) и 0,09 в Прибайкалье (Нилова Пустынь).

Максимальные количества цезия в Байкальском рифте отмечаются в углекислых натриевых термах Травертинового и Чойганского источников (до 0,12 мг/л) и в азотных термах Питателевского месторождения (0,04 мг/л). На Камчатке среднее содержание цезия составляет 0,16 мг/л, достигая в отдельных источниках 0,5–1,0 мг/л (Арсанова, 1974).

Анализ содержаний редких щелочей и их отношений (см. таблицу) указывает на единый источник поступления этих элементов в гидротермы, не связанный с процессами выщелачивания вмещающих пород.

Прежде всего для редких щелочных элементов типично своеобразное отношение лития, рубидия и цезия ($Li > Rb \approx Cs$), нехарактерное для вод выщелачивания, где рубидия в десятки раз больше, чем цезия. Так, для пород земной коры оно составляет 100 : 468 : 12, а для морской воды – 100 : 78 : 0,22.

Типы гидротерм	T ^o C	Средние величины отношений компонентов			
		Li : Rb : Cs	K/Rb	K/Cs	$\frac{Cl}{Li+Rb+Cs}$
Гидротермы Камчатки и Курильских островов					
паужетские хлоридные натриевые	100–205	100:7:11	845	779	71
налычевские, те же	50–72	100:9:14	671	672	47
сивучинские, те же		100:21:10,5	381	1193	–
большебаннные хлоридно-сульфатные натриевые	40–100	100:8,6:11,5	517	593	18
узонские хлоридные натриевые	36–94	100:10:8	336	587	74
термы Курильских островов, столбовские, Горячий Ключ, верхнеменделеевские		–		–	–
Гидротермы Байкальской рифтовой зоны					
баунтовские фторидно-сульфатные натриевые	49–81	100:7:8	303	708	14
баргузинские, те же	47–72	100:19:14	369	843	31
питателевские хлоридно-сульфатные натриевые	58–75	100:66:14	94	721	58
чарские хлоридно-гидрокарбонатные натриевые	20	100:18:4	172	682	40
шумацкие хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые	34		210	132	
Современные геотермальные системы*					
Вайракей, Новая Зеландия	225	100:20:16	140–160		
Вайотапу, "					
Каверау, "	200–285	100:10:7 (12)	360–400		

* По данным А. Эллиса и С. Уилсона (1965) и Дж.А.У. Махона (1965).

Весьма показательны и исключительно близкие значения отношения $Cl(Li + Rb + Cs)$ в гидротермах Камчатки и Байкальской рифтовой зоны (см. таблицу). Постоянство этого отношения свидетельствует о том, что редкие щелочи, как и хлор, являются сквозными для рассматриваемых гидротермальных систем и дополнительно в раствор из вмещающих пород ограниченно поступают.

Из других генетических отношений следует отметить K/Rb и K/Cs, указывающие на сопоставимость подвижности этих элементов в гидротермах обоих регионов.

Стронций. Максимальные концентрации стронция отмечаются в современных гидротермах, обогащенных хлором. Так, в Байкальском рифте наибольшие содержания стронция наблюдаются в углекислых (источник Плотинный – 8 мг/л) и азотных термах (скв. 52 и 63 Питателевского месторождения – до 7,9 мг/л), имеющих повышенное содержание хлора. Обычно же количество стронция колеблется в пределах 0,2–1,5 мг/л, при среднем содержании 1,26 мг/л. Эта же закономерность отмечается на Камчатке и Курилах, где максимум стронция (Басков, Суриков, 1975) зафиксирован в хлоридных термах (скв. 3 Горячего пляжа – 24 мг/л), не превышая в азотных хлоридных 1,35 мг/л (источники Рейдовские на о. Итуруп).

Существенные различия в значениях коэффициента Cl/Sr для гидротерм Камчатки и Байкальской рифтовой зоны (см. таблицу) вполне объяснимы более

Камчатки и Байкальского рифта

гидротерм, мг-экв		Содержание газов, об.%					Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
Cl/F	Cl/Sr	N ₂	CO ₂	He	Ar	CH ₄	
635	2100	34-77	10-62	-	0,9-1,9	0,1-0,5	0,708-0,703
-	-	-	-	-	-	-	-
6,3	456	-	-	-	-	-	-
490	1910	4-44	55-99	-	-	0,9-6,6	-
-	-	-	-	10 ⁻³ -10 ⁻²	0,3-0,6	-	-
0,42	470	76-91	1-3	0,1-0,45	1,4-1,6	5-20	0,711-0,714
0,7	124	97-98	-	0,1	1,3-1,8	0,1-1,0	
15	30	95-98	0,5	0,7-0,01	1,3	3,75	
-	82	2-4	96-98	1,2	4-8 · 10 ⁻²	-	
18	-	3	96	0,04	-	-	-
160	-	0,3-3	92-97	-	-	0,5	-
130	-	0,5	88	-	-	0,2	-
270-945	-	0,9-8,5	75-95	-	-	1,9-11,2	-

низкой хлоридностью байкальских терм, что находит отражение и в изотопном составе стронция: воды с повышенным содержанием хлора (до 1,8 г/л) характеризуются более низкими отношениями Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (Камчатка), чем это установлено для термальных рассолов Красного моря (0,708; Фор, Джонс, 1974) и морской воды (0,7093; Фор, Пауэлл, 1974), а термы, обладающие низкой хлоридностью (Байкальская рифтовая зона), отличаются более высокими отношениями Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (Lepin e.a., 1975). При этом следует иметь в виду, что стронций, растворенный в гипотетической ювенильной воде, впервые поступившей в круговорот природных вод и выделенной глубинной магмой, по-видимому, должен был бы иметь Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, близкое к ВАВ1 (0,69899). Смешение метеогенной и ювенильной воды, естественно, повышает Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ последней.

Пониженная хлоридность байкальских гидротерм в определенной степени компенсируется значительно более высокими (до 26 мг/л), чем на Камчатке (до 2 мг/л), концентрациями фторы, что видно по отношению Cl/F (см. таблицу).

Хорошо сопоставим и характер металлоносности термальных вод рассматриваемых регионов. Имеющиеся данные по содержанию тяжелых металлов (Lp, Cu, Pb, Hg и др.) в щелочных и слабокислых гидротермах Байкальской рифтовой и Восточно-Камчатской вулканической зонах подтверждают это положение.

Как показали результаты атомно-абсорбционного анализа, содержание меди и цинка в гидротермах Байкальской рифтовой зоны в среднем составляют 0,029-

0,013 мг/л. Максимальная концентрация цинка достигает 0,122 (Шумаковский источник), а меди — 0,55 мг/л (Баунтовский источник). Как правило, цинка всегда больше, чем меди, а среднее отношение Cu/Zn равно 0,7. Близкая картина наблюдается на Камчатке и Курильских островах, где в щелочных и слабокислых термах концентрации цинка обычно не превышают 0,1–0,2 мг/л, а меди — 0,01–0,1 мг/л (отношение равно 0,5). В меньших количествах эти элементы отмечены в сульфатных, а наибольшие — в хлоридных термах (Узон, Zn — 0,4 мг/л).

Сопоставимы и содержания свинца, так как максимальные его количества в рифтовой зоне достигают в Аршан-Тункинском источнике 0,014 мг/л, а на Камчатке (в Узоне и Гейзерных источниках) — 0,015–0,05 мг/л и лишь в исключительных случаях достигают 1 мг/л (Басков, Суриков, 1975).

Один из важных фактов, выявленных в процессе исследований современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, — повышенные концентрации ртути в них. Из 16 изученных термальных источников в шести обнаружена ртутеносность (0,0014–0,0074 мг/л), а в источнике Шуринда (Баунтовская впадина), исследованном в 1969 г. после прошедшего здесь землетрясения, количество ртути (0,042 мг/л) приближается к содержанию ее во флюидах, формирующих современные месторождения (Стимбот, США, и др.). Обращает внимание и высокое содержание ртути (0,0074 мг/л) в углекислом субтермальном источнике Сыне, расположенном близ одноименного голоценового вулкана в Становом нагорье. В щелочных гидротермах Камчатки высокие концентрации ртути обнаружены в кальдере Узон — до 0,0013–0,0018 мг/л (Озерова и др., 1974), а в воде Апапельского термального источника, отлагающего в настоящее время киноварь, содержание ртути составляет 0,001 мг/л (Озерова и др., 1974). Большей частью концентрации ртути в термах Камчатки не превышает 0,002 мг/л, т.е. наблюдается содержание, характерное для байкальских терм.

Важнейший критерий ювенильности рассматриваемых гидротерм — также состав их газовой фазы (см. таблицу). Газовая составляющая гидротерм обеих рассматриваемых областей настолько уникальна, что заставляет рассматривать закономерности распределения и концентрации гелия (до 1,0%) и аргона (до 2,0%) в качестве одного из геохимических критериев глубинности.

Результаты изотопных определений гелия и аргона свидетельствуют о весьма устойчивом и высоком содержании 3He в газах современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны, а отношение $^3He/^{4}He$ ($7,7-8,9 \cdot 10^{-6}$) приближается к их отношению в газах гидротерм восточной вулканической зоны Камчатки ($6,2-8,8 \cdot 10^{-6}$) (Девириц и др., 1971), а также Исландии и глубинных пород рифтовых зон Африки. Данные о поступлении мантийных эманаций в современные гидротермы, установленные по изотопному составу гелия, весьма показательны в сочетании с существенно превышающим атмосферное отношение Ar^{40}/Ar^{36} . Содержание Ar^{40} в термах Тункинской скв. Р-1 достигает 28%.

Установленная закономерность изменения химического, микрокомпонентного и газового состава современных гидротерм в зависимости от мощности их теплового питания указывает на единую природу и характер эволюционного развития большинства типов гидротерм областей современного вулканизма и рифтовых зон. Дальнейшее изучение состава эндогенной составляющей современных гидротерм рифтовых и вулканических зон земного шара необходимо для решения целого ряда актуальных вопросов, связанных с развитием гидротермального процесса и теории рудообразования в целом.

А B S T R A C T

A comparative geochemical analysis of rare alkalines, strontium, zinc, lead, mercury, helium and argon from the thermal springs revealed the affinity between the two regions. The increase in the concentration of rare element cannot be attributed to the processes of leaching. Anomalous quantities of helium and argon and their isotope composition

are interpreted as a criterion of the juvenile genesis of the thermal springs ($\text{He}^3/\text{He}^4 = 7.7\text{--}8.9 \times 10^{-6}$). A general regularity of changes of chloric thermal springs to bicarbonate ones during the decrease in the intensity of the heat supply of the hydrothermal systems has been established.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 72–77.
- Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука", 1975.
- Девирц А.Л., Каменский И.Л., Толстихин И.Н. Изотопы гелия и тритий в вулканических источниках. – ДАН СССР, 1971, т. 197, № 2, с. 450–452.
- Замараев С.М., Ружич В.В., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В., Васильев Е.П. О связи молодых континентальных рифтов с древними тектоническими структурами. – В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 39–41.
- Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б. Метод измерения теплоточков через термальные водоемы и тепловая мощность кальдеры Узон. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., "Недра", 1974, с. 110–116.
- Махон Дж.А.У. Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Каверау. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965, с. 128–140.
- Озерова Н.А., Балицкий В.С., Комова В.В., Груздева М.М., Воскова А.В. О поведении ртути и сурьмы в современных парогидротермах Курило-Камчатской вулканической зоны. – В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 97–102.
- Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в рассолах Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974, с. 141–147.
- Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., "Мир", 1974, с. 99–100.
- Эллис А., Уилсон С. Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей. – В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., "Мир", 1965, с. 108–126.
- Dawson G.B., Dickinson D.J. Heat flow studies in thermal areas of the North Island of New Zealand. – Geothermics, 1970, spec. issue 2, v. 2, part 2, p. 466–473.
- Lepin V.S., Solodjankina V.N., Lomonosov I.S., Pisarsky B.J., Brandt S.B. Isotopen verhältnisse des Strontium Thermalquellen der Baikalf rift-zone Arbeitstagung "Isotope in der Natur", vom 22–26 September 1975 in Gera. Leipzig, 1975, S. 74.
- Nakamura H. Mineral and thermal waters of Japan. – In: Mineral and thermal waters of the World (B-Oversea Countries), Report of the Twenty-Third Session International Geological Congress. Prague, Academia, 1969, p. 45–62.

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С ЮГО-ВОСТОЧНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ

Взаимодействие движений, характеризующих развитие собственно рифтовой зоны, где господствуют вертикальные блоковые перемещения при ведущем значении нисходящих, и развитие глыбово-волновой зоны, где преобладают пологие изгибы, изредка осложняемые блоковыми подвижками, наложило свой отпечаток на морфологический облик впадин и поднятий, кинематику разломов, характер отложений впадин и механизм сейсмотектонических процессов в области сочленения этих регионов. В таких условиях развивается система субрифтовых структурных элементов, расположенных параллельно оси рифтовой зоны по ее юго-восточной периферии (рис. 1 и 2) и протягивающихся от Верхне-Туркинской впадины на северо-восток через Икатский свод, Ципиканскую и Баунтовскую впадины, Удоканский, Янканский и Каларский хребты до Верхне-Каларской котловины.

Своеобразие развития морфоструктурных элементов положительного знака состоит в том, что они, сохраняя некоторые черты унаследованного с мезозоя медленного искривления верхней части земной коры, вовлекаются в перестройку. Последняя наблюдается в активизации сложно дифференцированных блоковых движений по разломам, под влиянием которых с верхнего плейстоцена постепенно утрачивается преобладание изгибовых движений. Морфоструктуры в сейсмотектоническом плане приближаются к морфогенетическому типу сводово-блоковых поднятий Байкало-Становой зоны (Солоненко, 1974).

Медленные изгибовые движения забайкальского типа и наложенная блоковая дифференциация обуславливают, в частности, и сейсмотектонические особенности Икатского свода (рис. 3). Здесь своеобразное напряженное состояние определяется неоднородностью послыного распределения векторов сжатия и растяжения, установленных Л.А. Мишариной и Н.В. Солоненко (1972; Мишарина и др., 1975) при анализе механизмов очагов землетрясений. Эта неоднородность, по-видимому, — одно из условий, при которых снятие напряжений происходит посредством роев и групп слабых (K до 12) землетрясений с различными глубинами очагов, что не позволяет накопиться энергии для возникновения сильного землетрясения. Такой характер развития соответствует одной из стадий перехода от "чистых" (забайкальских) сводов к сложно дифференцированным сводово-блоковым структурам.

Особое место среди положительных морфоструктурных элементов занимают внутривпадинные перемычки и выступы фундамента по периферии впадин. Они являются своеобразными индикаторами преобладающего влияния движений либо рифтогенного, либо глыбово-волнового типов. В первом случае происходит разрушение перемычек и выступов, а площади впадин увеличиваются; во втором — перемычки и выступы растут, сокращая площади прогибов. В этом заключается принципиальное различие в механизме развития байкальской и забайкальской зон (Флоренсов, 1960, 1968; Гоби-Алтайское..., 1963, Солоненко и др., 1969). В области же сочленения рифтовой зоны с Забайкальским глыбово-волновым

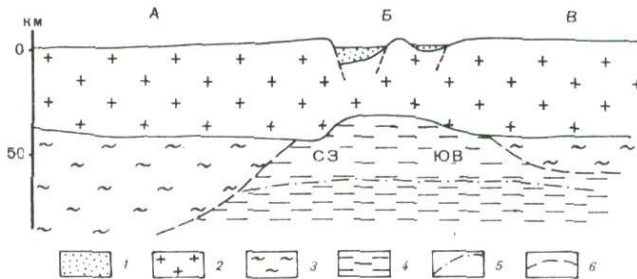
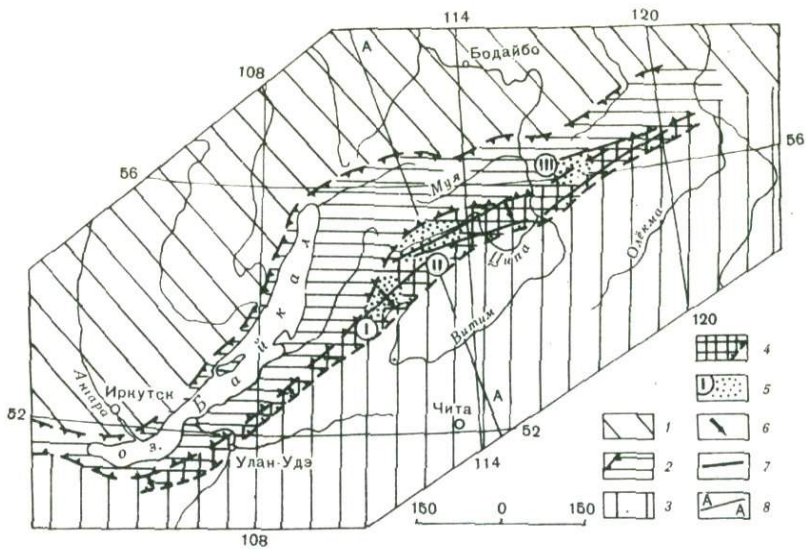


Рис. 1. Схема кайнозойской структуры Прибайкалья

1 – Сибирская платформа; 2 – Байкальская рифтовая зона и ее граница, 3 – Забайкальская глыбово-волновая зона; 4 – область развития субрифтовых морфоструктур и ее границы; 5 – эпицентральные участки области развития субрифтовых структур (I – Икатский, II – Баунтовский, III – Южно-Удоеканский); 6 – направление латерального расширения рифтовой зоны; 7 – главные системы разломов; 8 – условная линия схематического глубинного разреза;

Рис. 2. Схематический глубинный разрез (по Ю.А. Зонину)

А – Сибирская платформа, Б – Байкальская рифтовая зона, В – Забайкальская глыбово-волновая зона; 1 – кайнозойские отложения; 2 – кристаллическая земная кора; 3 – кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 4 – астеносфера; 5 – условная граница распространения вещества уменьшенной плотности; 6 – разломы

поднятием для отдельных мелких положительных форм устанавливаются признаки разрушения, а для других – роста (Бусанско-Филинская перемычка в Баунтовской впадине). В любом случае перемычки и выступы высокосейсмичны. К ним приурочены ощутимые землетрясения (Баунтовское 1968 г.) и сейсмогенные структуры (структура Медведь – выступ в Верхне-Каларской впадине).

Субрифтовые впадины различаются историей развития (до плейстоцена), структурой и размерами. Одни из них заложены в мезозое и развиваются как пологие медленные погружения с частичной активизацией блоковых движений (Витимканская, Джелло); другие, заложившиеся также в мезозое, позднее испытали стабилизацию и размыв, а в позднем кайнозое вновь на отдельных участках вовлекаются в прогибание (Верхне-Каларская); третьи развивались синхронно с рифтовыми, однако по сравнению с ними их темп прогибания был замедленным.

Структурная неоднородность отдельных субрифтовых впадин определяется главным образом их соотношением с обрамлением. В этом смысле наиболее близки к рифтовым Баунтовская, Усть-Бамбуйская и Кокоревская впадины, имеющие структурные признаки асимметричных (односторонних) грабенов (Живая тектоника., 1966; Сеймотектоника., 1968). Витимканская, Ципиканская, Джелло

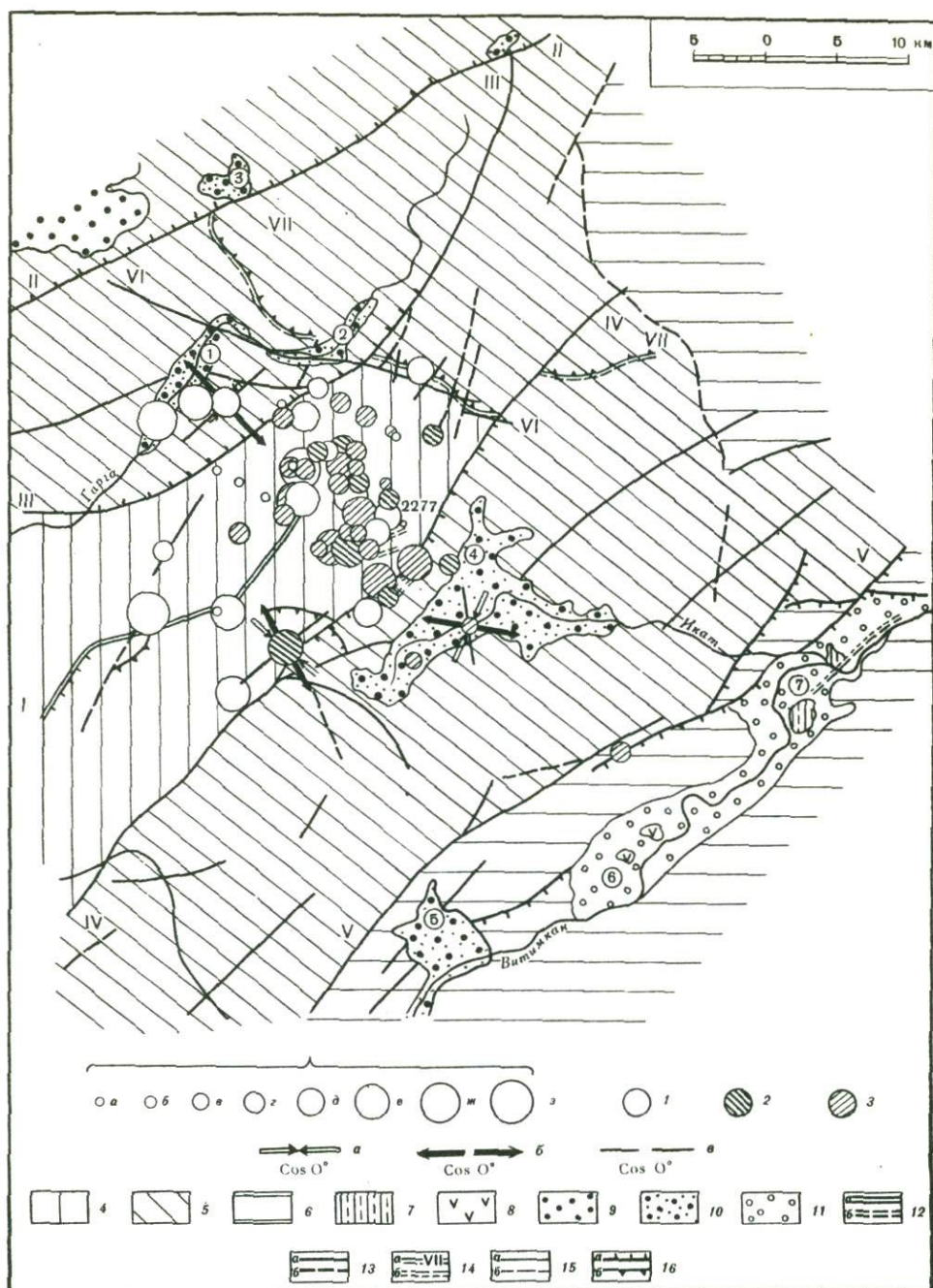


Рис. 3. Схема сейсотектоники центральной части Икатского свода

Сейсмичность. Эпицентры землетрясений по энергетическим классам: *a* - $K < 7$, *б* - $K = 7,8$, *в* - $K = 8,2$, $K = 9$, *д* - $K = 10$, *е* - $K = 10,5$, *ж* - $K = 11,5$, *з* - $K = 12$; 1-3 - группы землетрясений с различными механизмами очагов; о - направления напряжений: *a* - сжатия, *б* - растяжения, *в* - промежуточные. Морфоструктура: 4 - наиболее мобильный блок поднятия; 5, 6 - области, испытывающие движения преимущественно изгибового характера: 5 - умеренного поднятия, 6 - слабого поднятия; 7 - выступы фундамента во впадинах; 8 - выходы кайнозойских базальтов; 9 - восточная часть Баргузинской впадины; 10 - эмбриональные впадины (1 - Маректинская, 2 - Подикатская, 3 - Маректаканская, 4 - Верхнеикатская, 5 - Джилиндинская); 11 - субрифтовые впадины (6 - Витимканская, 7 - Нижнеикатская). Разломы: 12 - сейсмоактивные: *a* - установленные, *б* - предполагаемые (I - Улан-Бургинский); 13 - активные в кайнозое: *a* - установленные, *б* - предполагаемые (II - Маректаканский, III - Гаргинский, IV - Джаргоганта-Нерунгинский, V - Витимканский, VI - Икатский); 14 - мезозой-кайнозойские: *a* - установленные, *б* - предполагаемые (VII - Подикатский); 15 - докайнозойские: *a* - установленные, *б* - предполагаемые; 16: *a* - сбросы, *б* - надвиги

и другие впадины имеют структурный тип пологих синклиналей, частично осложненных блоковыми подвижками. Своеобразную структуру типа "отмершего" рампа имеет Верхне-Каларская впадина.

В Баунтовской, Циликанской, Витимканской, Горбылокской и Усть-Бамбульской впадинах нижняя часть разреза рыхлых отложений представлена существенно глинистыми осадками, главным образом лимнических и аллювиальных фаций молассоидной сформации, накопившихся в течение миоцена — эоплейстоцена в условиях компенсированных осадками прогибов. В средней части разреза этих впадин отмечается чередование моласс и молассоидов. Верхняя часть, как правило, представлена грубообломочными отложениями. Эти осадки отнесены к молассе и характеризуются широкой дифференциацией генетического и литологического состава. Моласса формировалась главным образом в течение второй половины эоплейстоцена и плейстоцена.

Днища в субрифтовых впадинах располагаются на 500—600 м выше, чем в рифтовых, а абсолютные отметки фундамента составляют 500—1000 м над уровнем моря.

Сравнивая уровни положения фундамента и аллювиальной равнины субрифтовых впадин с байкальскими и забайкальскими, можно отметить, что по этим параметрам они занимают промежуточное место. Ясно видно, что скорости погружения фундамента субрифтовых впадин значительно отстают от опускания коренного ложа рифтовых, в которых оно находится ниже уровня платформы до 3000 м и более. В то же время положение фундамента субрифтовых впадин относительно забайкальских прогибов (ниже 200—500 м) свидетельствует о более высокой скорости погружения их коренных днищ. Суммарные амплитуды вертикальных тектонических движений за неоген-четвертичный период, учитывающие величину погружения фундамента и максимальные отметки мел-палеогеновой поверхности выравнивания (2600—2700 м), составляют 1700—2100 м. Это примерно в 3—4 раза меньше, чем в собственно рифтовых структурах, и в 2 раза превосходит размах перемещений в Забайкальской зоне.

Характер современного развития субрифтовых структур определяется влиянием тектонических напряжений, действующих как со стороны Байкальской рифтовой зоны, так и Забайкальской глыбово-волновой области. Причем нарастание активности рифтогенных движений ослабляет значение медленных изгибов в формировании морфоструктур и приводит к усложнению их внутреннего строения.

Структурный тип впадин юго-восточной окраины Байкальской рифтовой зоны во многом зависит от динамических особенностей разрывных нарушений, ограничивающих их с поднятиями.

Начиная с позднего кайнозоя (плейстоцены), главные морфоконтролирующие разломы под влиянием рифтового поля напряжений по динамическому типу приближаются к нормальным сбросам. Именно такими разрывными структурами, образующимися в условиях горизонтально направленного растяжения и субвертикального сжатия, диктуется развитие рифтовых впадин — и, следовательно, переходные структуры по типу своего развития приближаются к рифтовым.

На основании сейсмогеологических и сейсмологических данных мы можем судить о характере проявления здесь сеймотектонических движений. Здесь выделены эпицентры сильных древних (досейсмостатистических) землетрясений — сейсмогенные структуры Хаптон, Тилишминская и Медведь. Они образовались при землетрясениях интенсивностью не менее X баллов. Максимальные вертикальные амплитуды сбросовых смещений по главным разрывам в них достигают 15 м, общая протяженность зон деформаций, прослеженных на поверхности, равна 10, 15 и 5 км. Сейсмогенные деформации выражены главным образом сбросами, иногда со сдвигами, амплитуды которых в 10—15 раз меньше величин вертикальных перемещений.

В пространственно-временном распределении эпицентров землетрясений в регионе наблюдается некоторая постоянная приуроченность эпицентральных полей к определенным морфоструктурам.

В Икатском эпицентральной поле (см. рис. 3) основная масса землетрясений происходит в центральной части свода и как бы трассирует восточное окончание Улан-Бургинского разлома (Демьянович, 1972). Можно предположить, что землетрясения здесь порождаются внутренним растрескиванием земной коры, отражающим одну из форм подготовки зоны разрыва, который может достигнуть поверхности (вскрыться) в случае сильного толчка. Но до настоящего времени здесь не зарегистрировано ни одного сильного землетрясения. В отличие от этого,

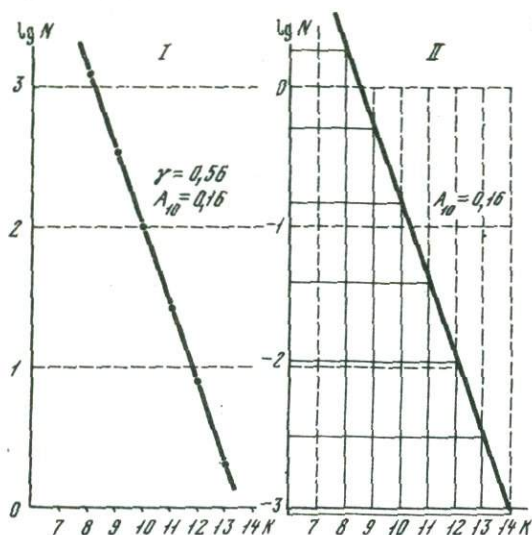


Рис. 4. Графики повторяемости землетрясений
I — для всей области сочленения за 11-летний период наблюдения (1962–1973 г.г.), II — нормированный для площади 60 000 км² в 1000 лет

Баунтовское эпицентральной поле (см. рис. 1, II), располагающееся на площади Баунтовской и Ципиканской впадин, характеризуется толчками силой до VII баллов (1968, 1973 гг.), мощными кратковременными роями (до 200 толчков) слабых землетрясений, нарушающими общий умеренный фон сейсмической активности. Возникновение в одной и той же области сильных землетрясений и довольно мощных роев слабых толчков свидетельствует о разнообразии форм реализации напряжений в зависимости от условий их распределения. В районе Баунтовского эпицентрального поля вероятность сильных землетрясений выше, нежели в остальных частях рассматриваемой области, в связи с резко обозначенной контрастностью блоковых движений.

О средних интервалах между землетрясениями различной интенсивности можно судить по графику повторяемости, построенному по данным за 11-летний (1962–1973 гг.) период (рис. 4).

Анализ сейсмологического материала совместно с сейсмогеологическими данными показал, что в области сочленения Байкальской рифтовой зоны с Забайкальским глыбово-волновым поднятием намечается развитие сейсмической ветви, характеризующейся своеобразными особенностями режима. По сейсмической активности ($A_{10} = 0,16$) рассматриваемый район сопоставим с собственно рифтовым эпицентральной полем, но повторяемость землетрясений, особенно сильных, здесь гораздо ниже.

Процесс современного развития морфоструктурных элементов области сочленения ведет к постепенному расширению Байкальской рифтовой зоны на юго-восток за счет переработки смежной морфоструктурной зоны. Расширение осуществляется посредством вовлечения ранее созданных и вяло развивавшихся негативных структур в активное опускание. В этом смысле субрифтовые впадины являются дополнительным звеном в эволюционно-динамическом ряду впадин байкальского типа (Живая тектоника..., 1966; Солоненко, 1968).

Латеральная граница рифтовой зоны на юго-востоке вследствие слияния полей впадин байкальского и забайкальского типов, определяемых различными морфогенетическими позициями, не имеет четко выраженной линейности и, по-видимому, находится в постоянном развитии.

Субрифтовые структуры обуславливают морфологическую асимметрию рифтовой зоны, которая проявляется в том, что с северо-запада происходит резкая смена рифтовых элементов субплатформенными, а на юге и юго-востоке черты рифтового развития отмечаются и в переходных, и даже в забайкальских впадинах. Это проявляется в следующем.

1. Отдельные фрагменты региона уже вовлечены в рифтовый тип развития.

2. Морфоструктуры частью претерпевают перестройку, а частью развиваются в прежнем, сформированном нерифтовыми процессами структурном плане с активизацией блоковых движений.

3. Сейсмическая активность области сочленения в целом ниже, чем в рифтовой зоне, но она повышается за счет возрастающего влияния движений рифтогенного типа. В связи с этим намечается расширение пояса сейсмической активности к югу и юго-востоку.

Все отмеченные общие закономерности подтверждают тезис о том, что латеральный рост рифтовой зоны происходит за счет активизации окраинных частей глыбово-волновой зоны Забайкалья.

А B S T R A C T

The Cenozoic period of development of the system of morphostructural elements of the junction area of the Baikal Rift Zone and Trans-Baikal block-wave uplift combines the features of morphology and dynamics of both riftogenic and block-wave morphostructures. These combinations of the features are due to the stresses coming from the Baikal Rift and Trans-Baikal block-wave zones. Highly differentiated block movements became active from the upper Pleistocene, and the structures were gradually involved in riftogenesis.

The process of seismotectonic development is manifested by the irregular distribution of stresses in the Earth's crust and their subsequent release through major earthquakes ($K = 12-13$) and groups of minor weak tremors (K -up to 12).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Демьянович М.Г. Сейсмогеология эпицентральных полей землетрясений переходной области от Байкальской рифтовой зоны и Забайкальскому глыбово-волновому поднятю. — В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, ч. II. Новосибирск, "Наука", 1972, с. 107–120.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1966.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1972, № 2, с. 24–36.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений. — В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 9–21.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1968.
- Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968, с. 57–71.
- Солоненко В.П. Сейсмогеология и проблема предсказания землетрясений. — Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 168–178.
- Солоненко В.П., Курушин Р.А., Павлов О.В., Хилько С.Д., Хромовских В.С., Шмотов А.П. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры (Труды III Международного симпозиума по современным движениям земной коры). М., "Наука", 1969, с. 377–384.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Сибири и Монголии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука", 1968, с. 59–73.

АСТЕНОСФЕРНЫЕ ЛИНЗЫ И ИХ РОЛЬ В ГЕОДИНАМИКЕ

В настоящее время широкое распространение получило представление о том, что латеральные неоднородности астеносферы связаны с неоднородным поступлением тепла и вещества из нижней мантии (плюмажи, конвекция и т.п.). Основным источником энергии в этом случае становится процесс дифференциации вещества на границе ядро—мантия. Но такое представление, во-первых, не может объяснить приуроченность астеносферных утолщений — линз — к активным зонам литосферы, не меняющуюся в ходе движения плит в рамках новой глобальной тектоники, а во-вторых, встречает принципиальные возражения с точки зрения теории генерации геомагнитного поля.

В самом деле, поскольку основное энерговыделение предусматривается на внешней поверхности ядра, температурное распределение в последнем должно быть существенно доадиабатическим. Но это запрещает любую конвекцию вещества жидкого ядра, а поскольку именно конвекция приводит к генерации магнитного поля Земли, к вековым вариациям скорости ее суточного вращения и к некоторым другим геофизическим явлениям, то необходимо признать, что гипотеза о современной интенсивной дифференциации вещества на границе ядро—мантия противоречит фундаментальным экспериментальным данным.

Следовательно, механизм образования латеральных неоднородностей астеносферы следует искать в физических или физико-химических процессах, протекающих не в нижней, а в верхней мантии. В данной работе предлагается такой механизм образования астеносферных линз, который не требует глубинных источников энергии и в то же время согласуется с такими геотектоническими явлениями, как образование рифтов и приуроченность астеносферных утолщений к активным зонам литосферы.

Образование астеносферной линзы

Рассмотрим качественно процесс образования астеносферы, исходя из представления, что меньшая плотность вещества по сравнению с выше- и нижележащими оболочками вызывается не разницей химического состава, а разницей термодинамических параметров. Природа астеносферы обсуждалась неоднократно, и нет нужды приводить все аргументы в пользу гипотезы "частичного проплавления".

Пусть в первом приближении литостатическое давление линейно возрастает с глубиной ($P = C \cdot h$), а температура T возрастает монотонно, но скорость возрастания уменьшается с глубиной (рис. 1, кривая 2). Поскольку $P(h)$ линейно, заменим координату соответствующим данной глубине значением P (нижняя шкала оси абсцисс на рис. 1). На рис. 1 видна типичная зависимость температуры фазового перехода от давления — так называемая PT -диаграмма фазового перехода с изменением плотности фаз (кривая 1). Вообще говоря, PT -диаграмма может целиком лежать выше кривой 1, касаться ее или пересекать.

Пусть, как это следует из работы А.Н. Тихонова и др. (1969), в точке с координатами (h_0, t_0) , где h_0 — начальная глубина, а t_0 — время, в процессе тепловой эволюции Земли температура увеличилась и достигла значений, достаточных для фазового перехода вещества мантии из более плотного в менее плотное состояние. Достиже-

ние критических условий первоначально возможно только в одной точке, т.е. в точке касания PT -диаграммы фазового перехода и реального распределения давления и температуры в мантии. Выше этой точки для фазового перехода недостаточна температура, а ниже — слишком велики давления.

При достижении критических условий в точке (h_0, t_0) некоторый объем вещества переходит в разуплотненное состояние. При этом, во-первых, потребляется

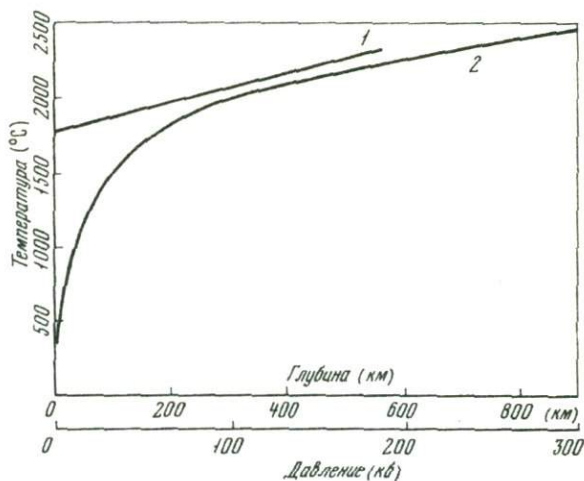


Рис. 1. Типичная PT -диаграмма фазового перехода с изменением объема (1) и распределение температуры в верхней мантии Земли в функции глубины или литостатического давления (2)

скрытая теплота фазового перехода, а во-вторых, объем вещества увеличивается в $1 + \delta$ раз. В данной работе мы не будем рассматривать первое следствие, хотя оно имеет важное значение для определения характерных времен процессов. Перейдем к трехмерному случаю и рассмотрим, каким образом проявляет себя второе следствие — разуплотнение вещества.

Разуплотнение вещества в сферической оболочке — “астеносфере” — толщиной Δh приводит к возникновению избыточного объема, который для своего существования должен растянуть покрывающий его шаровой слой вышележащих твердых пород “литосферы” и сжать лежащие ниже породы мантии и ядра. По порядку величины возникающее в астеносфере избыточное напряжение

$$\Delta P \approx \frac{\Delta h \cdot h}{a^2} E \delta, \quad (1)$$

где a — радиус Земли, E — модуль упругости горных пород. При этом чрезвычайно важно, что на глубине фазового перехода и ниже литостатическое давление увеличивается, а в литосфере — уменьшается. Первое очевидно. Второе следует из возникновения в литосфере больших растягивающих напряжений. По порядку величины растягивающие напряжения

$$\sigma_t \approx 1/2 \Delta P \cdot a/h. \quad (2)$$

Для нормальной площадки до возникновения разуплотненного слоя тензор напряжений в литосфере был гидростатическим:

$$\tau_0 = \begin{pmatrix} P & 0 & 0 \\ 0 & P & 0 \\ 0 & 0 & P \end{pmatrix}.$$

После возникновения астеносферы

$$\tau_1 = \begin{pmatrix} P + \Delta P & 0 & 0 \\ 0 & P - \sigma_t & 0 \\ 0 & 0 & P - \sigma_t \end{pmatrix},$$

что может быть разложено на объемную и девиаторную составляющие. Объемная часть

$$P_0 = P - 2/3 \sigma_t + 1/3 \Delta P = P - 1/3 \Delta P (a/h - 1); \quad (3)$$

и так как $a/h \gg 1$, то $P_0 < P$. Следовательно, литостатическое давление на той же глубине в литосфере уменьшится на

$$\Delta P_{\text{л}} \approx 2/3 \sigma_f. \quad (4)$$

Поскольку PT -условия фазового перехода определяются только объемным давлением, этот феномен приводит к тому, что, едва возникнув, астеносферный слой автоматически смещает себя вверх: из-за добавочного давления ΔP на глубине h условия перестают быть благоприятными для фазового перехода, а за счет снижения

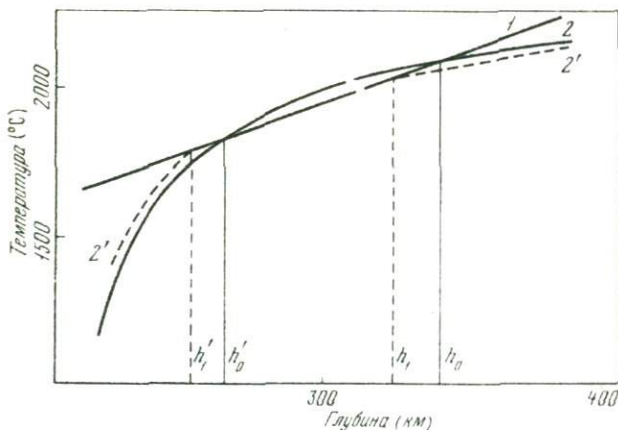


Рис. 2. Смещение области фазового перехода (см. рис. 1) ближе к поверхности Земли под действием упругих напряжений, создаваемых самим переходом

давления сверху, наоборот, фазовый переход становится возможным. Высота скачка, который совершит при этом астеносферный слой, зависит от соотношения градиентов температуры и давления на этих глубинах.

Поясним сказанное рис. 2, который представляет фрагмент рис. 1, когда PT -диаграмма пересекает реальное распределение PT -условий в мантии. PT -условия без учета влияния перехода на давление представлены сплошной линией. При этом глубина нижней границы разуплотненного вещества h_0 . Увеличение давления на данной глубине эквивалентно некоторому фиктивному уменьшению температуры, а уменьшение давления — увеличению температуры. PT -диаграмма, естественно, не меняется. Учитывая, таким образом, обратную связь между фазовым переходом и PT -условиями, мы получаем фиктивное распределение температуры, изображенное на рис. 2 штриховой линией. Скачок давлений, связанный с верхней границей астеносферы, преобразуется в скачок фиктивных температур, и весь слой смещается влево по шкале абсцисс.

До сих пор мы рассматривали сферически симметричный случай. Латеральные неоднородности астеносферы могут возникнуть или в случае отсутствия сферической симметрии теплового потока из мантии, или в случае существования латеральных неоднородностей литосферы. По причинам, изложенным во введении, первый случай мы отбрасываем. Введем теперь латеральную неоднородность литосферы с характерным размером L , причем $h \ll L \ll 2\pi a$. Пусть на этом участке прочность литосферы по каким-либо причинам меньше средних ее значений. Пусть на этом участке σ_f достигло критических значений на разрыв. Тогда на поверхности образуется разлом сбросового типа, который приведет к региональному снятию растягивающих напряжений в литосфере и сжимающих под астеносферой. При этом, естественно, нижняя граница астеносферы под этим регионом опустится по крайней мере до глубины h_0 . Возникнет латеральная неоднородность нижней границы астеносферы, имеющая форму плоской чаши.

Что же произойдет при этом с верхней границей?

Образовавшаяся только что система грабенов или сбросов приводит к тому, что общее количество вещества в этом регионе уменьшится. В самом деле, при снятии растягивающих напряжений σ_f в области с характерным размером L растяжение l

по порядку величины будет

$$l \approx L \frac{\sigma_t}{E}, \quad (5)$$

т.е. общее количество вещества литосферы уменьшится в этом регионе на

$$v \approx L^2 h \frac{\sigma_t}{E},$$

что приведет к региональному уменьшению литостатического давления на

$$\Delta P_1 \approx \rho v / L^2 = \rho h \frac{\sigma_t}{E}. \quad (6)$$

В результате, во-первых, верхняя граница астеносферы не последует за нижней и может даже подняться еще выше вверх, если $|\Delta P_1| > |\Delta P|$, а во-вторых, нижняя граница опустится еще ниже за счет того же уменьшения давления на ΔP_1 . Под регионом с ослабленной литосферой образуется линза, превосходящая по толщине астеносферу под литосферой консолидированной. Над линзой образуется купол, поскольку плотность астеносферы низка. Образование купола в свою очередь потребует растяжения осевой зоны, и процесс, направленный на утолщение линзы, будет идти автоматически до тех пор, пока дальнейшее растяжение станет невозможным из-за сопротивления окружающей консолидированной литосферы и достижения границами астеносферы зон с большими градиентами температуры и т.п.

Приведем некоторые количественные оценки. В качестве параметров будем брать известные геолого-геофизические характеристики. Пусть $h = 300$ км, $\delta = 0,1$ и $\Delta h = 100$ км. Согласно (1), $\Delta P \approx 100$ кг/см², откуда (2) $\delta \epsilon \approx 1000$ кг/см².

Таким образом, мы получили растягивающие напряжения в литосфере, достаточные, чтобы произвести в ней разрывные нарушения, что хорошо согласуется с расчетом термоупругих напряжений (Артюшков, 1972). Рассмотрим, насколько изменится глубина верхней и нижней границ астеносферы. Вернемся к рис. 1. Малость градиента температуры в области глубин 200–500 км, главным образом малость второй производной, т.е. степени кривизны зависимости $T(h)$ на этих глубинах, приводит к тому, что выше и ниже точки касания кривой, выражающей эту зависимость обе эти функции расходятся с PT -диаграммой фазового перехода чрезвычайно медленно.

Пусть в первом приближении обе зависимости представлены в окрестности точки касания в виде прямых:

$$T_\phi = T_{01} + AP, \quad T_M = T_{02} + BP.$$

Перенесем начало координат в точку касания, чтобы избавиться от свободных членов. Тогда

$$T'_\phi = AP, \quad T'_M = BP.$$

Изменения давления на той же глубине (т.е. при тех же значениях T_M) на ΔP приводит к параллельному сдвигу, так что получается система уравнений

$$\begin{aligned} T &= AP_1, \\ T &= BP_1 + \Delta P. \end{aligned}$$

Откуда для новой точки пересечения $P_1 = \Delta P / (A - B)$.

Так как $(A - B) \ll 1$, мы можем получить смещение литостатического давления на порядки, большие ΔP , т.е. изменение глубины верхней или нижней границ — на десятки километров.

Связь астеносферных линз с тектоникой

Аналогичный результат получается и при разрыве литосферы. По данным о грабенах, расположенных на континентах (Рейнский, Байкальский), растяжение литосферы достигает десятков километров. При толщине последней в 100–200 км это соответствует уменьшению литостатического давления, согласно (5) на величину порядка 100 кг/см^2 .

Следовательно, по порядку величин наблюдаемые неоднородности астеносферы могут быть объяснены на основе представления о фазовой природе разуплотнения вещества, причем причиной образования литосферных линз являются неоднородности вышележащей литосферы. Отсюда может быть получено по крайней мере одно важное следствие: приуроченность астеносферных линз к ослабленным зонам литосферы имеет органический характер.

Существенным аргументом против тектоники плит обычно считают связь тектонической активности с определенным участком континентальной литосферы. Если бы области активизации астеносферы — астеносферные линзы — были приурочены к особенностям нижележащей мантии, это было бы справедливо. В рассматриваемой модели противоречие снимается.

Пусть вся литосфера движется относительно нижней мантии — скользит по астеносферному слою, как это следует из новой глобальной тектоники, если ограничиться ее кинематическим аспектом. При этом движении астеносферная линза, на десятки километров погруженная в твердое вещество мантии, подползает одним краем под консолидированную литосферу. Очевидно, что давление литосферы в зоне напользания увеличивается, а в зоне, куда сдвигается ослабленная область, падает. В результате перераспределения литостатических упругих напряжений в зоне напользания происходит обратный фазовый переход с уплотнением вещества, а в зоне сползания — прямой и с разуплотнением. Таким образом, астеносферная линза оказывается "привязанной" к определенной ослабленной области литосферы и движется вместе с ней, но при этом движении переноса вещества не происходит. Так, стальная пластинка с круглым отверстием, прижатая к слою губчатой резины, выдавливает из нее резиновую "линзу", которая может двигаться вместе с пластинкой при неподвижном слое резины.

Рассмотрим астеносферную линзу в плане. Если до ее образования ослабленная область литосферы была изометрична и изотропна по своим механическим свойствам, то первичный разрыв и образовавшаяся система грабенов имеют случайное направление. Но когда первичный разрыв произошел, дальнейшее его развитие может идти только в том же направлении, поскольку разрывные напряжения должны концентрироваться на концах разлома. В результате изометрия линзы нарушается, в плане она приобретает вытянутую форму. Можно оценить степень вытянутости линзы, а следовательно, и характерный размер для линейментов в рельефе земной поверхности. Поскольку характерные размеры уже связаны соотношением $h \ll L \ll 2\pi a$, анизотропность L должна лежать в пределах первых единиц. Следовательно, характерная длина линейментов должна быть порядка 1500–3000 км, что соответствует хорошо известным данным.

До сих пор мы рассматривали одну изолированную линзу. Естественно, что одновременно может происходить зарождение многих линз. Их количество также может быть оценено из соображений соотношения размеров. Поскольку $h \ll L \ll 2\pi a$, а соседние линзы перестают оказывать существенное влияние друг на друга при расстоянии между ними $L' \gg L$, причем и $L' < 2\pi a$, то общее количество линз в первичной астеносфере должно быть порядка первых десятков. Вытянутость линз приводит к тому, что если две ближайшие линзы имеют близкое направление разломных структур, они могут объединиться. В процессе эволюции Земли, очевидно, произошел такой момент, когда соотношение размеров стало благоприятным для слияния, и многократные слияния привели к образованию мировой рифтовой системы. Общее количество линз — первые десятки — позволяет образовать ограниченное количество соединенных цепочек. Образование цепочек в 4–5 звеньев приводит к их замыканию в глобальную сеть разломов, выделяющих несколько (порядка 5–10) консолидированных литосферных плит, содержащих, однако, небольшое количество отдельных изолированных линз внутри некоторых из них.

Проблемы движения литосферных плит

Поскольку исходной предпосылкой предлагаемой модели образования астеносферных линз является сферическая симметрия нижележащей мантии и отсутствие активных процессов на границе ядро — мантия и поскольку движение континентов, друг относительно друга по крайней мере, является экспериментальным фактом, мы должны рассмотреть вопрос о причинах движения в рамках рассматриваемой гипотезы.

Рассмотрим сначала кинематическую схему механизма движения по экспериментальным данным и сопоставим ей необходимые элементы в системе образования и развития астеносферных линз.

Важнейшим в новой глобальной тектонике следует, конечно, считать "закрытие" океанов. Поскольку в "раскрывающемся" океане при этом происходит образование литосферы, и в частности земной коры, из вещества астеносферы, в океане "закрывающемся", очевидно, происходит обратный процесс. При этом, в конце концов, все вещество, составлявшее астеносферу и литосферу "закрывающегося" океана, должно перетечь в "открывающийся" океан. Мы же на дневной поверхности видим только обратный перенос вещества. Следовательно, основной поток вещества в верхних оболочках Земли должен быть отнесен к астеносфере и идти в сторону "раскрывающегося" океана. При этом весьма маловероятно, чтобы встречные потоки проходили в одном вертикальном разрезе: из-за высокой вязкости вещества такой процесс рассеивал бы громадное количество энергии за счет трения встречных потоков. Предпочтительнее с точки зрения термодинамики, чтобы потоки замыкались на сферической поверхности так, что в районах большой горизонтальной скорости литосферных образований астеносферный поток отсутствовал. Такое утверждение не противоречит тектоническим данным, и в его пользу могут быть истолкованы весьма вытянутые островные дуги (или, скорее, "островные петли"), например зона настоящего и прошлого контактов Тихого и Атлантического океанов.

В рамках предлагаемой гипотезы большие горизонтальные напряжения в литосфере входят необходимым элементом. Однако эти напряжения, как и термоупругие, описанные в работе Е.В. Артюшкова (1972), не могут приводить к большим горизонтальным смещениям. Но при образовании астеносферных линз возникают и другие напряжения, а именно: латеральные неоднородности литостатических давлений на постоянной глубине ΔP и ΔP_1 . До сих пор мы рассматривали их региональное действие, собственно и приводящее к образованию линз. Однако эти же добавочные давления на основании закона Паскаля должны приводить и к глобальным перемещениям вещества.

Рассмотрим вертикальный разрез через линзу с расположенной над ней ослабленной областью и через консолидированную литосферу и астеносферу вне линзы. За счет большого количества разуплотненного вещества над линзой образуется купол. Таким образом, в верхних частях разреза антиизостатические вертикальные движения над линзой приводят к избыточному литостатическому давлению на той же абсолютной глубине. По закону Паскаля, это приводит к возникновению направленных от линзы горизонтальных напряжений в окружающей консолидированной литосфере. В то же время у подошвы астеносферной линзы, как было показано выше, литостатические давления меньше на $\Delta P + \Delta P_1$. На этой абсолютной глубине, наоборот, возникают горизонтальные напряжения, направленные уже в сторону линзы. Следовательно, сам термодинамический механизм образования астеносферных линз создает такую систему горизонтальных напряжений в литосфере и астеносфере, как это требуется для работы новой глобальной тектоники.

Остается открытым вопрос об энергетике процессов движения, поскольку необходимое сочетание направлений горизонтальных напряжений создает лишь предпосылку для движений — машину, которая может двигать литосферные плиты и компенсировать это движение потоками вещества астеносферы, но машина остается "мертвой", пока необходимая энергия не приведет ее в действие. Решение этого вопроса выходит за рамки данной работы, укажем лишь те пути, которые могут привести к цели.

Во-первых, любое движение идет в том направлении, в котором уменьшается общая энергия системы. С другой стороны, мы знаем, что движение литосферных плит происходит непрерывно миллиарды лет, т.е. при скоростях порядка 1 см/год и десятой части этого времени хватило бы для достижения состояния с минимальной энергией. Следовательно, в рамках предлагаемой гипотезы необходимо найти причины недостижимости равновесного состояния. Вероятно, решение этого вопроса заключается в изучении эволюции линзы во времени. Выше мы отмечали, что поглощение и выделение скрытой теплоты фазового перехода — необходимый этап развития линзы. Такими же необходимыми элементами будут, очевидно, теплоперенос и гравитационная дифференциация вещества.

Во-вторых, неоднородность возникновения линз — принципиально необходимое условие движений, в то же время подтвержденное геологическими данными о неодновременности активизации тектонической деятельности. Для механизма движений играют, очевидно, главную роль не абсолютные величины горизонтальных напряжений в разрезе одной линзы, а разность этих величин для двух соседних линз (или соседних систем линз). Только в этом случае создаются предпосылки для закрытия одной из них и раскрытия другой.

Заключение

Предлагаемая гипотеза возникновения астеносферных линз и их роли в глобальных процессах требует еще детальной количественной разработки. Но уже в эскизном виде она обнаруживает ряд достоинств как с точки зрения физического правдоподобия процессов, так и с точки зрения соответствия геолого-тектоническим фактам. Самое существенное, на наш взгляд, то, что в ее рамках удастся объединить представления ортодоксальных фиксистов, полученные на базе фактов, собранных по континентальной геологии, со столь же безупречным фактическим материалом, легшим в основу кинематической модели движения литосферных плит. Возникновение и развитие отдельных астеносферных линз внутри континентальных консолидированных литосферно-астеносферных плит приводит к преобладающей роли вертикальных движений. Но объединение линз в системы и выделение ими литосферных плит создает условия для больших горизонтальных перемещений этих плит и объясняет механизм дрейфа континентов. Вероятно, и энергетика перемещений также связана с термодинамикой астеносферных линз.

Именно эти соображения заставили автора выступить с эскизным проектом, а не готовой гипотезой, в надежде на ее тщательную и всестороннюю проверку.

Автор искренне признателен В.Н. Вадковскому и А.Г. Родникову за полезные обсуждения.

ABSTRACT

Assuming that the density decrease in the asthenosphere is due to phase transitions of the mantle substance, the author discusses the thermodynamics of the asthenosphere formation. It is shown that the existence of lateral inhomogeneities in the layer of the lithosphere results inevitably in the lateral inhomogeneities in the asthenosphere thickness, which lead to the formation of the asthenospheric lenses of the type identified by seismic data. A description of geologic and tectonic expressions of the asthenospheric lenses, namely, the formation of individual continental rifts, the confinement of the lenses to tectonically active regions even during the general drift of the lithosphere plate, the formation of the global rift system, generation by a lense system of horizontal stresses in the lithosphere are indispensable for the drift of the lithosphere plates.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Происхождение больших напряжений в земной коре. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 8, с. 3—25.
Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 338—341.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>С.И. Шерман, К.Г. Леви.</i> Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов.	7
<i>Р.А. Курушин.</i> Характерные черты палеосеймотектонических структур центральной части Станового нагорья	19
<i>В.В. Ружич.</i> О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальской рифте	27
<i>Н.А. Божко.</i> Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и преопределенность рифтогенеза	33
<i>В.И. Попов, Б.Б. Таль-Вирский.</i> О трансзиатском рифтовом постплатформенном поясе Наливкина	41
<i>В.А. Наумов.</i> Геологическая предыстория Байкальского рифта	47
<i>В.И. Сизых, С.С. Красинец, В.Г. Гладков.</i> Верхнемезозойские континентальные рифтоподобные системы Забайкалья и Монголии	52
<i>Р.М. Лобацкая.</i> О зависимости длин впадин от их пространственного положения в структуре Байкальской рифтовой зоны	60
<i>Л.И. Фердман.</i> Неотектонические движения и процессы нефтидогенеза в нефтегазоносных бассейнах континентальных и межконтинентальных рифтовых зон	64
<i>И.С. Ломоносов, В.Д. Пампура.</i> Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны.	71
<i>М.Г. Демьянович.</i> Структурные взаимоотношения и сеймотектоника области сочленения Байкальской рифтовой зоны с юго-восточным обрамлением.	78
<i>В.П. Головков.</i> Астеносферные линзы и их роль в геодинамике	84

CONTENTS

Preface	5
<i>S.I. Sherman, K.G. Levi.</i> Transform faults of the Baikal rift zone and seismicity of its flanks	7
<i>R.A. Kurushin.</i> Characteristic features of paleoseismotectonic structures of the Central Part of the Stanovoi highland	19
<i>V.V. Ruzhich.</i> A combination of tensional and compressional stresses in the Baikal rift.	27
<i>N.A. Bozhko.</i> Historical and geological study of the substratum of continental rift zones and predetermination of riftogenesis.	33
<i>V.I. Popov, B.B. Tal–Virsky.</i> The Nalivkin Trans–Asian rift postplatform belt.	41
<i>V.A. Naumov.</i> Geological history of the Baikal rift.	47
<i>V.I. Sizykh, S.S. Krasinets, V.G. Gladkov.</i> Upper Mesozoic continental rift–like systems of the Trans–Baikal area and Mongolia	52
<i>R.M. Lobatskaya.</i> Dependence of the length of depressions on their spatial position observed in the structure of the Baikal rift zone	60
<i>L.I. Ferdman.</i> Neotectonic movements and naphtidogenesis processes in oil–gas bearing basins of continental and intercontinental rift zones	64
<i>I.S. Lomonosov, V.D. Pampura.</i> Geochemical criteria of juvenile origin of modern thermal springs in the Baikal rift and in East–Kamchatka volcanic zone.	71
<i>M.G. Demyanovich.</i> Structural relationships and seismotectonics of the junction area of the Baikal rift zone and South–Eastern margin.	78
<i>V.P. G olovkov.</i> Asthenospheric lenses and their role in geodynamics.	84

Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов. Ш е р м а н С.И., Леви К.Г. – В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 7–18..

Приводится анализ разломов флангов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Обращено внимание на значительное распространение левосторонних сдвигов. Вместе с анализом геоморфологических форм и геофизических полей делается вывод о развитии на флангах БРЗ трансформных разломов (ТР). Сейсмичность флангов и ориентировка векторов растяжения в очагах землетрясений хорошо согласуются с характером движений блоков литосферы, разграничиваемых ТР. Ил. 5, Библ. 29.

УДК 551.24

Характерные черты палеосеймотектонических структур центральной части Станового нагорья. Кур у ш и н Р.А. – В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 19–26.

На основе детального изучения ряда палеосеймотектонических структур территории дается описание и обобщение их основных морфологических и генетических признаков. Эти признаки могут быть использованы при поисках следов досейсмостатистических землетрясений в областях с аналогичным полем тектонических напряжений. Табл. 2. Ил. 1. Библ. 17 назв.

УДК 551.240+550.34.013

О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте. Р у ж и ч В.В. – В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 27–32.

На основании геологических исследований и анализа сейсмогеологических исследований и анализа сейсмогеологических данных в определенных участках Байкальского рифта выявляются признаки проявления разнотипных напряжений в земной коре. В отличие от центральной области рифта, где поле растягивающих горизонтальных напряжений сравнительно однородно, на флангах, в особенности на юго-западном, в комбинации с растяжением широко распространены напряжения тангенциального сжатия. Исходя из представлений о том, что рифтовая зона есть результат локализованного разрушения земной коры с распределением напряжений, напоминающих таковые в моделях, делается вывод о закономерности сложных сочетаний разнотипных напряжений, наблюдаемых на флангах Байкальского рифта. Ил. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.243

Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза. Б о ж к о Н.А. – В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 33–40.

Отмечается специфический характер докембрийского субстрата континентальных рифтов и палеорифтов, локализующегося в виде планстарных структурных зон, сохраняющих тектоническую активность на протяжении всей последующей геологической истории. Такие зоны (рифтогенные пояса докембрия) предопределяют развитие на их месте процессов рифтогенеза. Существенно базитовый характер субстрата континентальных рифтов, распространенность офиолитов позволит представить формирование его на древней океанической коре. Высказывается предположение о пульсирующем характере спрединга в течение геологической истории вдоль осей планетарных рифтогенных поясов. Ил. 2. Библ. 18 назв.

УДК 551.21

О трансзиатском рифтовом постплатформенном поясе Наливкина. П о п о в В.И., Т а л ь-В и р с к и й Б.Б. – В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 41–46.

В статье рассмотрены особенности строения пояса Наливкина, а также доказательства его рифтовой природы. Пояс Наливкина на всем своем протяжении характеризуется совпадением важнейших геолого-геофизических признаков, чем доказывается генетическое тождество составляющих его структур. На основе рассмотренных признаков дается определение континентальных рифтовых областей. По мнению авторов, рифтовые процессы в развитии земной коры по значению равнозначны геосинклинальным. Авторы полагают, что в основе образования рифтовых орогенных поясов лежат глубинные физико-химические процессы, сопровождающиеся привнесом вещества и энергии и приводящие в результате к расплавлению вещества твердой коры и верхней мантии Земли. Библ. 21 назв.

Геологическая предыстория Байкальского рифта. Наумов В.А. — В кн. Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 47—51.

Развитие Байкальской рифтовой системы связывается с длительно развивающейся тепловой конвекционной ячейкой в мантии. Современному состоянию Байкальского рифта предшествовали эпохи тектонических активизаций с растягивающим геодинамическим полем, которые являются следствием циклического развития конвекционной ячейки. Первая эпоха (на грани 3100 млн. лет) проявилась раздвижением Ангарской и Алданской протоплатформенных глыб сиалической земной коры. Вторая (1900—1600 млн. лет) сопровождалась вздутием земной коры, грабенообразованием и формированием в них вулканоплутонических поясов. Третья (240—0 млн. лет) выражена мезозойско-кайнозойским сводообразованием и современным рифтогенезом. Продолжительность каждой эпохи равна нескольким сотням миллионов лет. Промежутки между ними почти соизмеримы, и каждая из них включает по два полных тектоно-магматических цикла. Байкальская рифтовая система унаследовала древний план расположения области раздвижения протоплатформенных глыб и зон максимального проявления тектонических активизаций и соответствует очертаниям мантийной тепловой конвекционной ячейки. Структурная позиция на юго-восточном обрамлении Сибирской платформы объясняет асимметрию как Байкальской впадины, что впервые было подмечено Н.А. Флоренсовым, так и всей рифтовой системы в целом. Ил. 3. Библ. 29 назв.

Верхнемезозойские континентальные рифтоподобные системы Забайкалья и Монголии. Сизых В.И., Красинец С.С., Гладков В.Г. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 52—59.

По типу тектонического развития, формационному выполнению и другим характерным особенностям забайкальские верхнемезозойские внутриконтинентальные впадины и их системы (депресссионные зоны) отвечают понятию рифтогенных или рифтоподобных тектонических сооружений. С современными континентальными рифтами их сближает: 1) формирование в условиях растяжения земной коры; 2) геоморфологическая выраженность тектонических впадин и сопряженных поднятий; 3) сопровождающий формирование впадин трахибазальтовый вулканизм. По морфолого-тектоническим особенностям строения, экологии и тафономии рассматриваемые рифтоподобные структуры можно отнести к типу рассеянного открытого палеорифта с нисходящей линией развития. Табл. 1. Ил. 2. Библ. 15 назв.

О зависимости длин впадин от их пространственного положения в структуре Байкальской рифтовой зоны. Лобачка Я.Р.М. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 60—63.

В работе сделана попытка выяснить зависимость протяженности впадин Байкальской рифтовой зоны от их местоположения в ее пределах. Установлено, что разрастание рифтовой зоны носит закономерный характер. Длина впадин (C) обратна расстоянию от условного центра рифтогенеза (D) и может быть описана следующим эмпирическим выражением:

$$C = -0,3D + 3,1 \cdot 10^2 \pm \Delta C \text{ (км)}. \quad (1)$$

Обратная зависимость между длиной депрессий и расстоянием их от условного центра рифтогенеза объясняется, вероятно, более поздним последовательным вовлечением флангов рифтовой зоны в процессы кайнозойской активизации по сравнению с ее центральными частями. Очевидно, зависимость (1) отражает одну из характерных черт динамики развития структур Байкальской рифтовой зоны. Табл. 1. Ил. 2. Библ. 9 назв.

Неотектонические движения и процессы нефтидогенеза в нефтегазоносных бассейнах континентальных и межконтинентальных рифтовых зон. Фердман Л.И. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 64—70.

Рассматриваются нефтегазоносные бассейны Лос-Анджелес, Вентура, Рейнский, Днепровско-Донецкий, Суэцкий и Камбейский, приуроченные к рифтовым зонам. Анализ особенностей новейших тектонических движений позволяет установить ряд их закономерностей планетарного характера. С учетом палеотемпературной обстановки недр, характеризующейся в условиях рифтовых зон высокими значениями геотермических градиентов, разработана схема последовательности генерации различных типов углеводородов. Исследования, выполненные с позиций осадочно-миграционной теории происхождения нефти, дают возможность сделать вывод о ведущей роли неотектонических движений в процессах нефтидогенеза в осадочных бассейнах рифтовых зон Земли. Табл. 2. Ил. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.407.8 (571.5)

Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны. Л о м о н о с о в И.С., П а м п у р а В.Д. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 71–77.

Сравнительный анализ геохимии редких щелочей, стронция, цинка, свинца, ртути, гелия и аргона в гидротермах рассматриваемых регионов показал их сопоставимость. Повышение концентрации редких элементов не может быть объяснено процессами выщелачивания. Аномальные количества гелия и аргона и их изотопный состав рассматриваются в качестве критерия ювенильного генезиса гидротерм ($He^3/He^4 = 7,7 - 8,9 \cdot 10^{-6}$). Установлена общая закономерность перехода хлористых гидротерм к углекислым бикарбонатным в процессе уменьшения мощности теплового питания гидротермальных систем. Табл. 1. Ил. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.24:550.346

Структурные взаимоотношения и сейсмотектоника области сочленения Байкальской рифтовой зоны с юго-восточным обрамлением. Д е м ь я н о в и ч М.Г. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 78–83.

В кайнозойском развитии системы морфоструктурных элементов области сочленения Байкальской рифтовой зоны с Забайкальским глыбово-волновым поднятием наблюдается сочетание черт морфологии и динамики как рифтогенных, так и глыбово-волновых морфоструктур, обусловленное действием напряжений со стороны Байкальской рифтовой и Забайкальской глыбово-волновой зон. Сложно дифференцированные блоковые движения здесь активизируются с верхнего плейстоцена, и структуры постепенно вытягиваются в рифтогенез. Процесс сейсмотектонического развития отражается в неоднородности распределения напряжений в земной коре и снятии их посредством ощутимых землетрясений ($K = 12-13$), роев и групп слабых толчков (K до 12). Ил. 4. Библ. 11 назв.

УДК 551.2

Астеносферные линзы и их роль в геодинамике. Г о л о в к о в В.П. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., "Наука", 1978, с. 84–90.

Исходя из представления о том, что разуплотнение вещества астеносферы связано с фазовыми переходами вещества мантии, рассматривается термодинамика образования астеносферы. Показано, что латеральные неоднородности прочности литосферы необходимо приводят к образованию латеральных неоднородностей мощности астеносферы, которые выражаются в образовании астеносферных линз. Рассматриваются геолого-тектонические проявления астеносферных линз — такие, как образование отдельных континентальных рифтов, приуроченность линз к активным тектоническим районам, сохраняющаяся при общем перемещении литосферной плиты, образование глобальной рифтовой системы, генерация системой линз горизонтальных напряжений в литосфере и астеносфере, требуемых для движения литосферных плит. Ил. 2. Библ. 2 назв.

**ТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН**

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме АН СССР*

Редактор *Е.Н. Милютина*
Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технические редакторы
Г.П. Каренина, Н.Н. Копнина

ИБ № 7064

Подписано к печати 10.1.78. Т — 00208
Усл.печ.л. 8,4+0,1 вкл. Уч.-изд.л. 8,7
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 68.
Цена 65 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

65 коп.

2343