

ДИСКУССИЯ

УДК 551.24

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОСАДОЧНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ
БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

В.Д. Мац

Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

Детально изучена стратиграфия синрифтовых отложений Байкальской впадины, обнаженных на суше, окружающей озеро. Проведена их корреляция с разрезами Предбайкальского прогиба и донных отложений Байкальской впадины. Характеристика последних дана по результатам сеймостратиграфических исследований, выполненных российскими и зарубежными специалистами. Установлено, что синрифтовые отложения образуют три крупных тектонолитостратиграфических комплекса (ТЛСК), принадлежащих различным формациям, которым соответствуют три сеймостратиграфических комплекса (ССК) в разрезе донных отложений Байкальской впадины и три формационных комплекса Предбайкальского прогиба.

Древнейший комплекс (ТЛСК-1) характеризуется уникальным литологическим составом, сформированным в природной обстановке, не повторявшейся в регионе в более поздние эпохи. Это определяет надежность его литостратиграфической корреляции с маастрихт-раннеолигоценовыми отложениями Предбайкальского предгорного прогиба, датированными биостратиграфическими методами. Корреляция подтверждается изотопными датировками, палеонтологическими находками и другими данными. Литолого-стратиграфический разрез отражает последовательную смену трех этапов развития Байкальского рифта: доорогенного, раннеорогенного и позднеорогенного.

В отличие от сеймостратиграфических моделей, авторы которых ССК-1 коррелируют с танхойской свитой, представляющей ТЛСК-2, нами предложена корреляция ССК-1 с ТЛСК-1. Соответственно, комплексы отложений в наземных и донных разрезах накапливались в ходе не двух, а трех этапов развития Байкальского рифта начиная с позднего мела—палеогена, а не с миоцена (позднего олигоцена), как утверждается в большинстве публикаций. Таким образом, байкальский рифтогенез начался до Индо-Евразийской коллизии и вне связи с ней. Этот вывод согласуется с данными о меловом возрасте Баргузинской рифтовой впадины, полученными при изотопном датировании методом следов распада по апатитам.

Этапы характеризуются разными геодинамическими обстановками и отличаются механизмом рифтогенеза. Вначале рифтогенез был пассивным откликом на глобальное растяжение, охватившее в позднем мелу—эоцене обширные территории Азии (пассивный рифт), на последующем этапе (поздний олигоцен—ранний плиоцен) главным геодинамическим фактором развития рифта стал фронт Индо-Евразийской коллизии (импактогенный рифт), продвигавшийся на север и достигший Байкальский регион около 30 млн л.н. Движущей силой плиоцен-четвертичного рифтогенеза являются местные источники энергии, связанные с ростом выступа астеносферы, непосредственно под Байкальской рифтовой зоной (активный рифт). Таким образом, трем стадиям развития Байкальского рифта (доорогенный, раннеорогенный и позднеорогенный) соответствуют три формационных комплекса (кора выветривания и коррелятные отложения, ранняя моласса и поздняя моласса) и три механизма рифтообразования (пассивный, импактогенный и активный).

Три основных этапа отделены тектоническими фазами (ТФ). Раннеорогенный этап ТФ на границе среднего и позднего миоцена (около 10 млн л.н.) разделен на два подэтапа, а позднеорогенный этап двумя дополнительными фазами (около 1.0—0.8 и 0.15—0.12 млн л.н.) — на три подэтапа. Тектонические фазы раннеорогенного этапа сопровождались инверсиями тектонических напряжений, с которыми связаны сдвиговые деформации и формирование складчатых структур.

Представленная модель истории Байкальского рифта согласуется с данными, полученными различными методами исследований.

Синрифтовые отложения, тектонолитостратиграфический комплекс, сеймостратиграфический комплекс, тектоническая фаза, инверсия напряжений, трехстадийная эволюция, механизмы рифтогенеза, Байкальский рифт.

THE SEDIMENTARY FILL OF THE BAIKAL BASIN: IMPLICATIONS FOR RIFTING AGE AND GEODYNAMICS

V.B. Mats

Synthesis of the available stratigraphic data on the Baikal basin sediments exposed around the lake and their correlation with offshore lake sediments and with onshore sections in the Baikal Foredeep allows a new perspective of the Baikal rift history. The basin sediments on the Baikal shore comprise three tectonic–lithologic–stratigraphic complexes (TLSC), which correspond to three seismic stratigraphic sequences (SSS) in the lake sediments and to three complexes in the Baikal Foredeep.

The oldest unit, TLSC-1, has a particular lithology being deposited in an environment which never repeated in the later history of the area. This proves the validity of its lithostratigraphic correlation with Masstrichtian–Early Oligocene sediments of the Baikal Foredeep constrained by biostratigraphy. Further support comes from isotope dating, paleontology, and other evidence.

Unlike seismostratigraphy-derived models, SSS-1 is correlated in the new model with TLSC-1 rather than with the Tankhoi Formation (which actually represents TLSC-2), and the onset of rifting is placed at the Late Cretaceous–Paleogene rather than the Oligocene (or Miocene). Thus, the Baikal rifting began prior to the India–Eurasia collision, and the first rifting pulse originally had other causes. This inference agrees with fission-track apatite thermochronology indicating Cretaceous ages of samples from the Barguzin rift basin on the northeastern flank of the rift system.

Rifting was developed successively in three different tectonic settings and was driven by different geodynamic mechanisms at each stage. First it was a passive response to Late Cretaceous–Eocene distributed continent-wide extension in Asia (purely passive rifting). At the second stage spanning Late Oligocene–Early/Late Pliocene time, the area was subject to compressive impact from the India–Eurasia collision, which propagated from the southwest since the Eocene and reached the region about 30 Ma to take control over its geodynamics (conventionally passive “impactogenic” rifting). Finally, the Pliocene–Quaternary evolution has been driven by extension from a local source associated with hot mantle material rising to the base of the rifted crust (active rifting).

The major rifting stages are further subdivided into substages: two substages in the second stage with the boundary at ~10 Ma (Middle–Late Miocene) and three substages in the third stage, with boundaries at 1.0–0.8 and 0.15–0.12 Ma. The stages and substages of rifting are separated by events of tectonic activity and stress reversal when additional compression produced folds and shear structures. The events that mark the stage boundaries show up as gaps, unconformities, and deformation features in the deposition patterns.

Thus, the three units of synrift sediments composed of eluvium, early molasse, and late molasse, respectively, were deposited during preorogenic, early orogenic, and postorogenic stages of rifting driven by passive (first purely passive and then “impactogenic”) and active mechanisms.

The new model of the Baikal rift history agrees with data obtained by different other methods.

Synrift sediments, tectonic–lithologic–stratigraphic complex (TLSC), seismic stratigraphic sequence (SSS), tectonic phase, stress reversal, three-stage evolution, rifting mechanism, Baikal rift

ВВЕДЕНИЕ

В современной литературе часть авторов [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1979; Зоненшайн и др., 1979] признают связь рифтогенеза на юге Восточной Сибири с Индо-Евразийским столкновением. Однако существует и конкурирующая модель, связывающая формирование Байкальского рифта* с воздействием местного источника рифтообразующих напряжений [Logachev, Zorin, 1987; Logachev, 1993; Зорин, Турутанов, 2005]. Эти модели соответственно пассивного и активного рифтогенеза в течение многих лет являются предметом острых дискуссий. Существует и ряд моделей, примиряющих эти два подхода, предполагая различные комбинации удаленных внешних и внутренних источников [Das, Filson, 1975; Попов и др., 1991; Solonenko et al., 1997]. Допускал в своей последней работе совместное влияние местного источника и Индо-Евразийской коллизии и Н.А. Логачев [2003], сославшийся при этом на аналогичные высказывания П. Молнара [Baljinyam et al., 1993].

В отличие от этого дискуссионного вопроса не вызывает разногласий разделение истории рифта на два основных этапа (стадии) — раннеорогенный (медленный рифтогенез) и позднеорогенный (быстрый рифтогенез) с границей между ними в середине плиоцена, основанное на якобы двухчленном строении разреза [Логачев, 1964, 1974, 2003; Logachev, Zorin, 1987]. Согласно этим представлениям, разрез синрифтовых отложений состоит из верхнеолигоцен (миоцен)-нижнеплиоценовой (в некоторых схемах включая и более древние отложения) нижнемолассовой формации, тип которой представляет танхойская свита, и плиоцен-четвертичной верхнемолассовой формации — ановская, а в нашей схеме шанхайхин-

* Под Байкальским рифтом в данном исследовании понимается Байкальская впадина совместно с осложняющими ее морфоструктурами и прилегающими поднятыми плечами рифта, которая составляет самую крупную центральную часть Байкальской рифтовой зоны, протягивающейся от Северной Монголии до Алданского щита.

ская свита. Таким образом, начало рифтогенеза обычно исчисляют с позднего олигоцена (миоцена), а в одной из последних публикаций с начала олигоцена [Мащук, Акулов, 2012].

Хотя некоторые авторы пытались внести изменения в эту хронологию, тем не менее они оставались в рамках двухстадийной схемы, которая, как правило, принимается *a priori* во всех, кроме наших, исследованиях, связанных с Байкальской рифтовой зоной. К попыткам уточнить эту схему следует отнести, в частности, работы, допускающие более древний возраст рифта [Логачев, 1974, 2003; Николаев, 1998; Галазий и др., 1999] и выделение дополнительных подстадий в пределах двух основных стадий [Delvaux et al., 1997]. Однако в работах Н.А. Логачева и других нет сведений о реальных геологических телах древнее позднего олигоцена, т.е. отсутствует геологическое содержание датировок, что не позволяет установить историю древних этапов. Но даже продлевая начало байкальского рифтогенеза вплоть до мела, Н.А. Логачев [2003] рассматривал его историю, оставаясь в рамках прежней двухстадийной модели, и не увидел какой-либо специфики ранних этапов. Это неудивительно, так как он объединял образования «...палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена» в литологически единую толщу, «состоящую из песчаников, алевроитов, аргиллитов и глин с редкими пластами бурого угля, диатомитов и мергелей...» и представляющую собой «...типичный котловинный парагенез озерных, болотных и речных осадков...» [Логачев, 2005, с. 15]. Это высказывание повторяет утверждение о переходе в плиоцене более ранних котловин в рифтовые впадины [Логачев, 1974] (т.е. до этого не было рифтовых впадин?), которое он исключил из позднейших построений.

На основе реконструкций палеонапряжений было предложено более детальное членение истории рифтогенеза [Delvaux et al., 1997]. Эти авторы выделяли эоценовую предрифтовую стадию (начальной дестабилизации) и по две подстадии внутри двух главных стадий. На первой стадии начиная с позднего олигоцена формировался проторифт в обстановках косо́го сжатия (транспрессии), а затем с 8 млн лет — косо́го растяжения (транстенсии), сопровождавшихся разломообразованием по типу сдвига. С позднего плиоцена (3 млн л.н.) началось растяжение. В пределах второй стадии выделен дополнительно этап современного рифтогенеза (1—0 млн л.н.).

Однако, несмотря на общее признание, именно эти положения о позднеолигоценном возрасте и двухэтапной истории развития Байкальского рифта в наибольшей мере не согласуются с наблюдаемыми геологическими соотношениями. В двухстадийной модели оказывается «потерян» ранний этап, составляющий более половины истории рифтогенеза, и упущено его понимание. Дискуссия о механизме рифтогенеза ограничилась рассмотрением пассивной и активной моделей, при этом понятие пассивный подменено понятием о воздействии отдаленных источников напряжений. Между тем литолого-стратиграфические исследования (табл. 1), наиболее полно проведенные в Байкальском рифте [Мац, 1987, 2010; Mats, 1993; Мац и др., 2001, 2010; Mats et al., 2004], показали, что разрез синрифтовых отложений включает три крупных тектоностратиграфических комплекса (ТЛСК), и начало рифтогенеза следует относить к маастрихту.

Трехчленное строение разреза установлено также в Предбайкальском прогибе и в донных отложениях Байкала. Отложения Предбайкальского прогиба включают три литолого-формационных комплекса [Павлов и др., 1976; Замараев и др., 1976], а в разрезе донных отложений Байкала многоканальным сейсмопрофилированием выделено три сеймостратиграфических комплекса (ССК) [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995]. При этом авторы последних цитируемых работ отмечали отсутствие хронологических привязок и поэтому придерживались традиционных представлений о начале рифтогенеза с позднего олигоцена (миоцена) и двухстадийного развития (медленный рифт/быстрый рифт). Такое понимание истории рифта оказалось в противоречии с реконструкциями полей палеонапряжений по структурным данным [Delvaux et al., 1997].

Предлагаемая статья представляет синтез результатов полевых и лабораторных исследований Байкальского рифта, полученных автором. В их основе лежало детальное литолого-стратиграфическое изучение синрифтовых комплексов на окружающей Байкал суше и их корреляция [Mats et al., 2004] с разрезом Предбайкальского предгорного прогиба [Павлов и др., 1976; Замараев и др., 1976] и сеймостратиграфическими единицами, выделенными в работах [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995; Казьмин и др., 1995; Бухаров, Фиалков, 1996; Colman et al., 1996; Moore et al., 1997; Mats et al., 2000a; Ceramicola et al., 2001], в разрезе донных отложений (табл. 2). Корреляция проведена с учетом данных глубоководного бурения [Кузьмин и др., 2001; Коллектив..., 2004], реконструкций полей палеонапряжений [Delvaux et al., 1995, 1997; San'kov et al., 1997; Актуальные вопросы..., 2005; Парфеевец, Саньков, 2006; Черемных, 2010] и сведений о глубинном строении и происходящих в литосфере процессах [Logachev, Zorin, 1987; Zorin et al., 2003; Зорин, Турутанов, 2005; Tiberi et al., 2008; Mordvinova et al., 2010]. Этот синтез дал новое понимание и послужил основанием для более полного воссоздания истории развития Байкальского рифта и нового решения некоторых общих вопросов рифтогенеза [Mats, Perepelova, 2011].

В результате предложена новая модель, отражающая многократные изменения характера действовавших напряжений и их источников, изменения типа деформации, структуры рифтовой впадины и

Таблица 1. Схема стратиграфии верхнемеловых-кайнозойских отложений Байкальского региона, по [Мац и др., 2001] с изменениями

Общие стратиграфические подразделения, млн лет (границы, по [Geologic time..., 2004])			ССК		РКГ	Корреляция местных стратиграфических подразделений	
Четвертичная система	Неоплейстоцен	Эоплейстоцен	Слоистый не-деформированный	Нюрбанский	Южный и Средний Байкал	Песчано-галечные отложения байкальских террас	
	0.7		1.8	Нюрбанский			
Неогеновая	Плиоцен	верхний	Шанхайхинский	Шанхайхинский	Озерные, озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные песчано-галечные отложения реликтов предгорной равнины и террас Байкала	Нюрбанская свита: озерные и пролювиальные пески, песчано-губообломочные отложения, костные остатки мелких и крупных млекопитающих, раковины моллюсков, палинокомплексы, диатомей; инверсия Брюнес-Матуама в нижней части разреза, 20 м	
		3.6					Красноцветные кора выветривания и палеопочвы
		нижний					
	Палеогеновая	Миоцен	верхний	Танхойский	Танхойский	Харандинская свита: субазральные красноава-бурые и темно-бурые глины, синие-серые почвы, в верхней части криогенез, пролювиальные пески, щебнистые отложения; остатки млекопитающих позднего плиоцена, моллюсков; нижняя половина зоны Матуама, внизу инверсия Гаусс-Матуама, вверх эпизод Олдувай, 12-15м	
5.3			Каолинитовая кора выветривания				
нижний							Основа свита: аллювиально-пролювиально-дельтово-озерные песчано-галечные отложения, алевролиты, суглинки, почвы; остатки млекопитающих позднего миоцена и раннего плиоцена, моллюсков, остракод, диатомовые, в основании базальный горизонт щебнисто валунно-песчаных озерных отложений
Меловая		Олигоцен	средний	Танхойский	Танхойский	Танхойская свита: озерные, озерно-болотные глины, алевролиты, почвы, суглинки, раковины моллюсков, в том числе Baicalidae, костные остатки рыб, отпечатки листьев	
	11.6		Каолинитовая кора выветривания				
	нижний						16.0
	Меловая	Олигоцен	верхний	Танхойский	Танхойский	Танхойская свита: озерные, озерно-болотные глины, алевролиты, почвы, суглинки, раковины моллюсков, в том числе Baicalidae, костные остатки рыб, отпечатки листьев	
23.0			Каолинитовая кора выветривания				
нижний							28.4
Меловая		Палеогеновая	Эоцен	Каменский	Каменский	Кварц-кварцитовые озерные галечники в бухтах Песчаная, Бабушка, Сенная, дотанхойские алевролиты с микроспорами палеоцен-эоцена, дельювиальные красноцветные каолинитовые глины на водораздельных пространствах Приморского хребта, кварцевый аллювий древних долин, Fe/Mn руды, латерит-бокситы, остаточно-метасоматические фосфориты, каолинитовые брекчии и глины малых озер	
	55.8		Каолинитовая кора выветривания				
	Палеоцен						61.7
	Меловая	Меловая	Даньей	Каменский	Каменский	Дельювиальные, пролювиальные, озерные (крупного озера) красноцветные аргилитовые глины	
65.5			Каолинитовая кора выветривания				
Меловая	Меловая	Маастрихт	Каменский	Каменский	Дельювиальные, пролювиальные, озерные (крупного озера) красноцветные аргилитовые глины		
		70.6				Каолинитовая кора выветривания	

Таблица 2.

Корреляция стратиграфических подразделений, тектонических фаз и сейсмических границ

Система	Отдел/подотдел/ярус	Возраст нижней границы, млн лет [Geologic time..., 2008]	Региональный корреляционный горизонт [Мац, 2010]	Тектонолитостратиграфический комплекс	Сейсмостратиграфический комплекс [Хатчинсон et al., 1992]	Тектоническая фаза	Возраст, млн лет	Сейсмическая граница
Квартер	Голоцен	0.01	Нюрганский	ТЛСК-3	Слоистый недеформированный ССК-3	Тыйская	0.15 – 0.12	A2, U1
	Плейстоцен	0.13						
	средний	0.7			ССК-2	Приморская	1.0 – 0.8	A1, U2
	нижний	1.80						
Неоген	верхний	3.6	Шанхайнский (аносовский)	ТЛСК-2-2	Верхний слоистый деформированный ССК-2-2	Нюрганская	2.0	B10, U3
	нижний	5.3	Танхойский					
	верхний	11.6		ТЛСК-2-1	Северобайкальская	10	B2, U5	
	средний	16.0						
	нижний	23.0	Тункинская	27 – 25	U6			
	Олигоцен	28.4						
Палеоген	нижний	33.9	Каменский	ТЛСК-1	Сейсмически прозрачный ССК-1	Ранняя рифтовая	70 – 60	?
	Эоцен	55.8						
	Палеоцен	61.1						
	нижний	65.5						
Мел	Маастрихт	70.6	Фундамент	Фундамент	Фундамент			

Примечание. А, В – сейсмические границы, по [Moore et al., 1997]; U – несогласие в разрезе донных отложений, по Н.К. Вонг (устное сообщение)

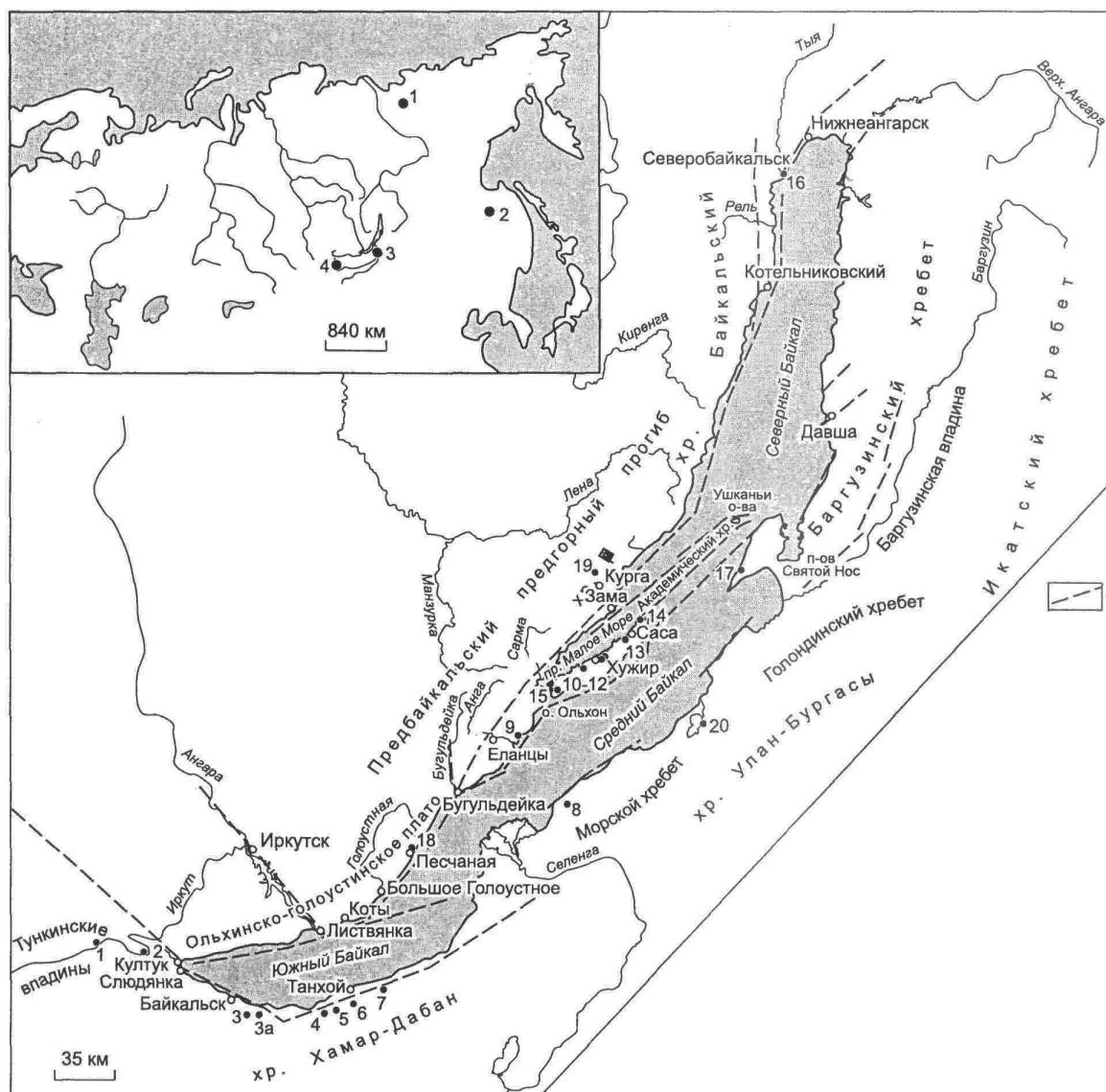


Рис. 1. Обзорная карта.

1 — основные опорные разрезы: 1 — р. Замараиха; 2 — реки Иркут, Анжуч; 3 — р. Шанхаиха, 3а — Хара-Мурин; 4 — р. Осиновка Кедровская; 5 — реки Аносовка, Дулиха; 6 — р. Осиновка Танхойская; 7 — р. Половинка; 8 — пос. Оймур, 120-метровая терраса Душелан; 9 — бух. Ая; 10 — бух. Тагай; 11 — бух. Сарайская (Одоним); 12 — м. Харанцы; 13 — бух. Нюрганская (Песчанка), м. Саса; 14 — бух. Уларья; 15 — бух. Загли; 16 — р. Тугей, г. Северобайкальск; 17 — п-ов Святой Нос; 18 — бухты Песчаная, Бабушка; 19 — Миндейская впадина, 20 — оз. Котокель.

На врезке — распространение теплолюбивых гидробионтов Сино-Индийской зоогеографической провинции в палеоцене—эоцене [Мартинсон, 1998]: 1 — Заполярье, 2 — Приморье, 3 — Прибайкалье, 4 — Прихубсугулье; свидетельство отсутствия орографических преград и смещения к северу климатических поясов.

морфоструктуры ближайшего окружения и литолого-формационного характера ее осадочного наполнения. Она включает три главных и ряд второстепенных этапов развития рифта, разделенных тектоническими фазами, и три модели механизма рифтогенеза. При этом предполагается, что ранний этап проходил вне связи с Индо-Евразийским столкновением и до начала коллизии, средний — под воздействием напряжений, обусловленных коллизионным фронтом, а новейший — в связи с местными источниками напряжений, вызванных астеносферным диапиром.

Все изложенные в статье данные получены при исследованиях, проведенных в Байкальском рифте — самой крупной и самой древней структуре Байкальской рифтовой зоны. В решении вопросов стра-

тиграфии, литологии синрифтовых отложений и их структурных взаимоотношений, определяющих выделение фаз тектогенеза, наиболее важны материалы, полученные на южной (Хамар-Дабанской) и центральной (Приольхонской) частям впадины (рис. 1, см. табл. 1). Последние приобрели особую значимость в связи с детальным изучением многочисленных местонахождений ископаемой фауны млекопитающих и наземных моллюсков [Логачев и др., 1964; Попова, 1981; Мац и др., 1982, 2001; Покатилов, 1985; Попова и др., 1989; Вислобокова, 1990], что наряду с палеонтологическими данными в работах [Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1984] позволило ввести биостратиграфическое обоснование в стратификацию миоцен-четвертичных отложений. Значительные сведения получены также по западному поднятому плечу Байкальского рифта — районам Приморского и Байкальского хребтов и примыкающей к ним Прихребтовой депрессии [Мац и др., 2001; Мац, Ефимова, 2010].

Определение возраста позднемеловых-раннеолигоценовых отложений обосновано их литостратиграфической корреляцией (см. табл. 2) с соответствующими осадками Предбайкальского предгорного прогиба [Mats et al., 2004], а также единичными палеонтологическими находками [Покатилов, Николаев, 1986], радиологическими датировками [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002; Jolivet et al., 2009] и другими данными.

Проведенные на ольхонских местонахождениях фауны палеомагнитные измерения также дали некоторые датировки [Мац и др., 1982, 1989]. Совместное использование экологических и палеопочвенных реконструкций в Прибайкалье и, в частности, в Приольхонье позволило объективно оценить палеоклиматические характеристики позднего кайнозоя [Воробьева и др., 1995].

Для реконструкции напряжений, действовавших на разных этапах развития, показательными материалы исследований центральной части Байкальской впадины [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Актуальные проблемы..., 2005; Черемных, 2010], где простираются структуры наиболее точно соответствует общей ориентировке рифтовой зоны. Здесь прекрасно обнажены и легко доступны во всем разнообразии разломные структуры зоны отрыва, представленные на этом участке Приморской разломной зоной. На материалах изучения Приморской зоны сделан ряд основополагающих выводов о структуре [Ламакин, 1955; Sherman, 1992] и морфоструктуре [Уфимцев, 1992, 1993] зоны отрыва и впервые обосновано представление о выполаживающихся с глубиной листрических сбросов [Плешанов, Ромазина, 1981].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИНРИФТОВОГО РАЗРЕЗА И КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНОЛИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Литостратиграфический разрез. Осадочная толща красных зон Байкальского рифта исследована общегеологическими методами по обнажениям на окружающей Байкал суше (см. рис. 1, табл. 1). Отложения внутренней части Байкальской впадины представляют разрез донных осадков, изученных методами сейсмической стратиграфии (рис. 2, 3). Основными единицами геолого-исторического анализа служат тектонолитостратиграфические комплексы. В качестве таковых понимаются крупные единицы литостратиграфического разреза — один или более региональные корреляционные горизонты, объединяемые общностью литолого-формационного состава и тектонической структуры, разделенные несогласиями в связи с главными тектоническими фазами. Основными единицами разреза донных отложений служат сейсмостратиграфические комплексы, выделяемые по общности характера сейсмического отражения. Для удобства изложения наиболее древние подразделения обозначены цифрой 1, а последующие соответственно ТЛСК-2, ТЛСК-3 и ССК-2, ССК-3, а более дробные подразделения ТЛСК-2-1, ТЛСК-2-2, ССК-2-1, ССК-2-2 и т.д. Привлекаемые для целей корреляции литолого-формационные комплексы Предбайкальского прогиба обозначены ЛФКПр.

В разрезах на сухопутном окружении Байкала выделены три ТЛСК. Детальная характеристика отложений рассмотрена во многих широко известных региональных публикациях.

ТЛСК-1 сложен главным образом мономиктовыми отложениями различной фациальной и генетической природы, коррелятными латерит-каолининовой коре выветривания (КВ) и относимыми к формации коры выветривания в широком смысле. В его составе установлены элювиальные продукты латерит-каолининовой КВ с бокситами, фосфоритами, Fe-Mn рудами, делювиально-пролювиальные покровы и овражные отложения, аллювий крупных рек, озерные и озерно-болотные отложения малых впадин, содержащие латеритные продукты — железо-марганцевые руды, континентальные фосфориты и отложения крупных озер в фациях прибрежно-волновой зоны (кварц-кварцитовые гравийники и мелкие галечники) и внутренней зоны бассейна (каолининовые аргиллиты с тончайшей плоскопараллельной градационной слоистостью).

На о. Ольхон и в Приольхонье распространены фрагменты КВ мела—палеоцена—эоцена, датированные изотопными методами [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002], а также овражные глины с остатками раннеолигоценовых мелких млекопитающих [Покатилов, Николаев, 1986] и каолининовые аргиллиты крупного озера, перекрытые миоценом. На водоразделах Приморского хребта распростране-

тиграфии, литологии синрифтовых отложений и их структурных взаимоотношений, определяющих выделение фаз тектогенеза, наиболее важны материалы, полученные на южной (Хамар-Дабанской) и центральной (Приольхонской) частям впадины (рис. 1, см. табл. 1). Последние приобрели особую значимость в связи с детальным изучением многочисленных местонахождений ископаемой фауны млекопитающих и наземных моллюсков [Логачев и др., 1964; Попова, 1981; Мац и др., 1982, 2001; Покатилов, 1985; Попова и др., 1989; Вислобокова, 1990], что наряду с палеонтологическими данными в работах [Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1984] позволило ввести биостратиграфическое обоснование в стратификацию миоцен-четвертичных отложений. Значительные сведения получены также по западному поднятому плечу Байкальского рифта — районам Приморского и Байкальского хребтов и примыкающей к ним Прихребтовой депрессии [Мац и др., 2001; Мац, Ефимова, 2010].

Определение возраста позднемиоценовых-раннеолигоценовых отложений обосновано их литостратиграфической корреляцией (см. табл. 2) с соответствующими осадками Предбайкальского предгорного прогиба [Mats et al., 2004], а также единичными палеонтологическими находками [Покатилов, Николаев, 1986], радиологическими датировками [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002; Jolivet et al., 2009] и другими данными.

Проведенные на ольхонских местонахождениях фауны палеомагнитные измерения также дали некоторые датировки [Мац и др., 1982, 1989]. Совместное использование экологических и палеопочвенных реконструкций в Прибайкалье и, в частности, в Приольхонье позволило объективно оценить палеоклиматические характеристики позднего кайнозоя [Воробьева и др., 1995].

Для реконструкции напряжений, действовавших на разных этапах развития, показательны материалы исследований центральной части Байкальской впадины [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Актуальные проблемы..., 2005; Черемных, 2010], где простирание структур наиболее точно соответствует общей ориентировке рифтовой зоны. Здесь прекрасно обнажены и легко доступны во всем разнообразии разломные структуры зоны отрыва, представленные на этом участке Приморской разломной зоной. На материалах изучения Приморской зоны сделан ряд основополагающих выводов о структуре [Ламакин, 1955; Sherman, 1992] и морфоструктуре [Уфимцев, 1992, 1993] зоны отрыва и впервые обосновано представление о выполаживающихся с глубиной листрических сбросах [Плешанов, Ромазина, 1981].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИНРИФТОВОГО РАЗРЕЗА И КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНОЛИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Литостратиграфический разрез. Осадочная толща краевых зон Байкальского рифта исследована общегеологическими методами по обнажениям на окружающей Байкал суше (см. рис. 1, табл. 1). Отложения внутренней части Байкальской впадины представляют разрез донных осадков, изученных методами сейсмической стратиграфии (рис. 2, 3). Основными единицами геолого-исторического анализа служат тектонолитостратиграфические комплексы. В качестве таковых понимаются крупные единицы литостратиграфического разреза — один или более региональные корреляционные горизонты, объединяемые общностью литолого-формационного состава и тектонической структуры, разделенные несогласиями в связи с главными тектоническими фазами. Основными единицами разреза донных отложений служат сейсмостратиграфические комплексы, выделяемые по общности характера сейсмического отражения. Для удобства изложения наиболее древние подразделения обозначены цифрой 1, а последующие соответственно ТЛСК-2, ТЛСК-3 и ССК-2, ССК-3, а более дробные подразделения ТЛСК-2-1, ТЛСК-2-2, ССК-2-1, ССК-2-2 и т.д. Привлекаемые для целей корреляции литолого-формационные комплексы Предбайкальского прогиба обозначены ЛФКПр.

В разрезе на сухопутном окружении Байкала выделены три ТЛСК. Детальная характеристика отложений рассмотрена во многих широко известных региональных публикациях.

ТЛСК-1 сложен главным образом мономиктовыми отложениями различной фациальной и генетической природы, коррелятными латерит-каолининовой коре выветривания (КВ) и относимыми к формации коры выветривания в широком смысле. В его составе установлены элювиальные продукты латерит-каолининовой КВ с бокситами, фосфоритами, Fe-Mn рудами, делювиально-пролювиальные покровы и овражные отложения, аллювий крупных рек, озерные и озерно-болотные отложения малых впадин, содержащие латеритные продукты — железо-марганцевые руды, континентальные фосфориты и отложения крупных озер в фациях прибрежно-волновой зоны (кварц-кварцитовые гравийники и мелкие галечники) и внутренней зоны бассейна (каолининовые аргиллиты с тончайшей плоскопараллельной градиционной слоистостью).

На о. Ольхон и в Приольхонье распространены фрагменты КВ мела—палеоцена—эоцена, датированные изотопными методами [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002], а также овражные глины с остатками раннеолигоценовых мелких млекопитающих [Покатилов, Николаев, 1986] и каолининовые аргиллиты крупного озера, перекрытые миоценом. На водоразделах Приморского хребта распростране-

тиграфии, литологии синрифтовых отложений и их структурных взаимоотношений, определяющих выделение фаз тектогенеза, наиболее важны материалы, полученные на южной (Хамар-Дабанской) и центральной (Приольхонской) частям впадины (рис. 1, см. табл. 1). Последние приобрели особую значимость в связи с детальным изучением многочисленных местонахождений ископаемой фауны млекопитающих и наземных моллюсков [Логачев и др., 1964; Попова, 1981; Мац и др., 1982, 2001; Покатилов, 1985; Попова и др., 1989; Вислобокова, 1990], что наряду с палеонтологическими данными в работах [Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1984] позволило ввести биостратиграфическое обоснование в стратификацию миоцен-четвертичных отложений. Значительные сведения получены также по западному поднятому плечу Байкальского рифта — районам Приморского и Байкальского хребтов и примыкающей к ним Прихребтовой депрессии [Мац и др., 2001; Мац, Ефимова, 2010].

Определение возраста позднемиоценовых-раннеолигоценовых отложений обосновано их литостратиграфической корреляцией (см. табл. 2) с соответствующими осадками Предбайкальского предгорного прогиба [Mats et al., 2004], а также единичными палеонтологическими находками [Покатилов, Николаев, 1986], радиологическими датировками [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002; Jolivet et al., 2009] и другими данными.

Проведенные на ольхонских местонахождениях фауны палеомагнитные измерения также дали некоторые датировки [Мац и др., 1982, 1989]. Совместное использование экологических и палеопочвенных реконструкций в Прибайкалье и, в частности, в Приольхонье позволило объективно оценить палеоклиматические характеристики позднего кайнозоя [Воробьева и др., 1995].

Для реконструкции напряжений, действовавших на разных этапах развития, показательными материалы исследований центральной части Байкальской впадины [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Актуальные проблемы..., 2005; Черемных, 2010], где простираение структур наиболее точно соответствует общей ориентировке рифтовой зоны. Здесь прекрасно обнажены и легко доступны во всем разнообразии разломные структуры зоны отрыва, представленные на этом участке Приморской разломной зоной. На материалах изучения Приморской зоны сделан ряд основополагающих выводов о структуре [Ламакин, 1955; Sherman, 1992] и морфоструктуре [Уфимцев, 1992, 1993] зоны отрыва и впервые обосновано представление о выполаживающихся с глубиной листрических сбросах [Плешанов, Ромазина, 1981].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИНРИФТОВОГО РАЗРЕЗА И КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНОЛИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Литостратиграфический разрез. Осадочная толща краевых зон Байкальского рифта исследована общегеологическими методами по обнажениям на окружающей Байкал суше (см. рис. 1, табл. 1). Отложения внутренней части Байкальской впадины представляют разрез донных осадков, изученных методами сейсмической стратиграфии (рис. 2, 3). Основными единицами геолого-исторического анализа служат тектонолитостратиграфические комплексы. В качестве таковых понимаются крупные единицы литостратиграфического разреза — один или более региональные корреляционные горизонты, объединяемые общностью литолого-формационного состава и тектонической структуры, разделенные несогласиями в связи с главными тектоническими фазами. Основными единицами разреза донных отложений служат сейсмостратиграфические комплексы, выделяемые по общности характера сейсмического отражения. Для удобства изложения наиболее древние подразделения обозначены цифрой 1, а последующие соответственно ТЛСК-2, ТЛСК-3 и ССК-2, ССК-3, а более дробные подразделения ТЛСК-2-1, ТЛСК-2-2, ССК-2-1, ССК-2-2 и т.д. Привлекаемые для целей корреляции литолого-формационные комплексы Предбайкальского прогиба обозначены ЛФКПр.

В разрезах на сухопутном окружении Байкала выделены три ТЛСК. Детальная характеристика отложений рассмотрена во многих широко известных региональных публикациях.

ТЛСК-1 сложен главным образом мономиктовыми отложениями различной фациальной и генетической природы, коррелятными латерит-каолининовой коре выветривания (КВ) и относимыми к формации коры выветривания в широком смысле. В его составе установлены элювиальные продукты латерит-каолининовой КВ с бокситами, фосфоритами, Fe-Mn рудами, делювиально-пролювиальные покровы и овражные отложения, аллювий крупных рек, озерные и озерно-болотные отложения малых впадин, содержащие латеритные продукты — железо-марганцевые руды, континентальные фосфориты и отложения крупных озер в фациях прибрежно-волновой зоны (кварц-кварцитовые гравийники и мелкие галечники) и внутренней зоны бассейна (каолининовые аргиллиты с тончайшей плоскопараллельной градационной слоистостью).

На о. Ольхон и в Приольхонье распространены фрагменты КВ мела—палеоцена—эоцена, датированные изотопными методами [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002], а также овражные глины с остатками раннеолигоценовых мелких млекопитающих [Покатилов, Николаев, 1986] и каолининовые аргиллиты крупного озера, перекрытые миоценом. На водоразделах Приморского хребта распростране-

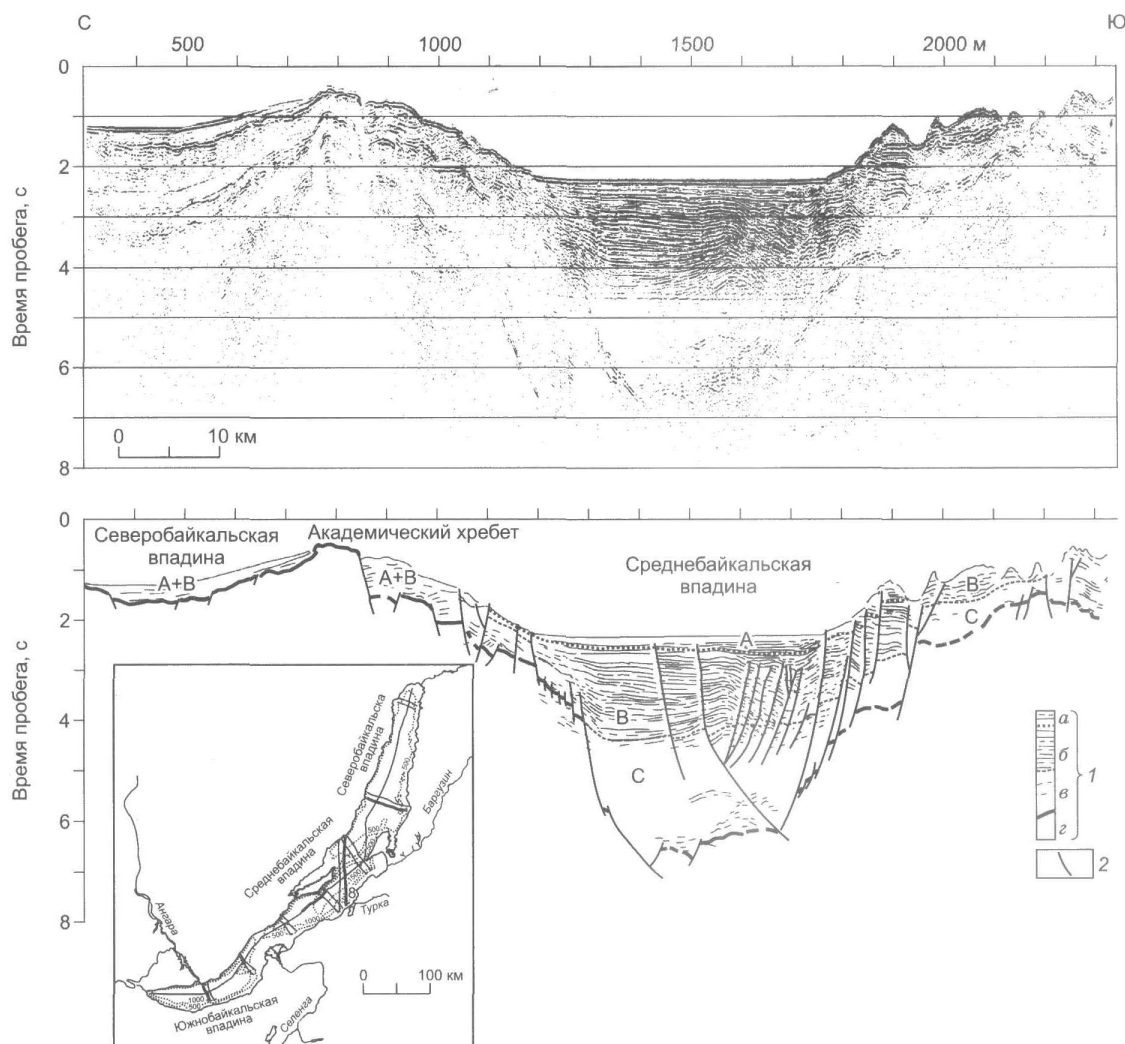


Рис. 2. Меридиональный многоканальный сейсмический профиль 8 через подводный Академический хребет и примыкающие к нему Северобайкальскую и Среднебайкальскую впадины; южное окончание профиля вблизи оз. Котокель, северное — вблизи м. Кочериково, по [Хатчинсон и др., 1993] с изменениями.

А — слоистый недеформированный комплекс ССК-3 (квартер); В — слоистый деформированный комплекс ССК-2 (верхний олигоцен—плиоцен); С — сейсмически прозрачный комплекс ССК-1 (верхний мел—нижний олигоцен); А + В — объединенные ССК-2 и ССК-3. Искажение вертикального масштаба 6.8 при 1.45 км/с, 2.5 при 4 км/с. 1 — этапы развития рифта: а — современный, б — средний, в — проторифт, з — дорифтовый фундамент; 2 — предполагаемые разломы. На врезке — положение профиля в оз. Байкал [Хатчинсон и др., 1993]. Цифрами обозначены глубины (м).

ны делювиальные красноцветные каолиновые глины мощностью более 5 м. В Прихребтовой депрессии повсеместны латерит-каолиновая КВ и разнообразные литолого-генетические типы отложений, содержащие латеритные продукты [Мац, Ефимова, 2010; Гранина и др., 2010].

Генетически и пространственно ТЛСК-1 связан с реликтами исходного позднемелового-раннеолигоценового пенеппена и развитой на нем латерит-каолиновой КВ.

Пространственное распределение различных генетических типов отложений показывает, что со времени формирования ТЛСК-1 были заложены основные морфоструктуры современного рифта [Мац, Ефимова, 2010]. Молекулярно-биологические исследования продемонстрировали преемственное развитие водных бассейнов в контуре Байкальской впадины с позднего мела—палеогена [Мац и др., 2011]. Все это может рассматриваться как дополнительный аргумент рифтовой природы раннего этапа развития Байкальской структуры.

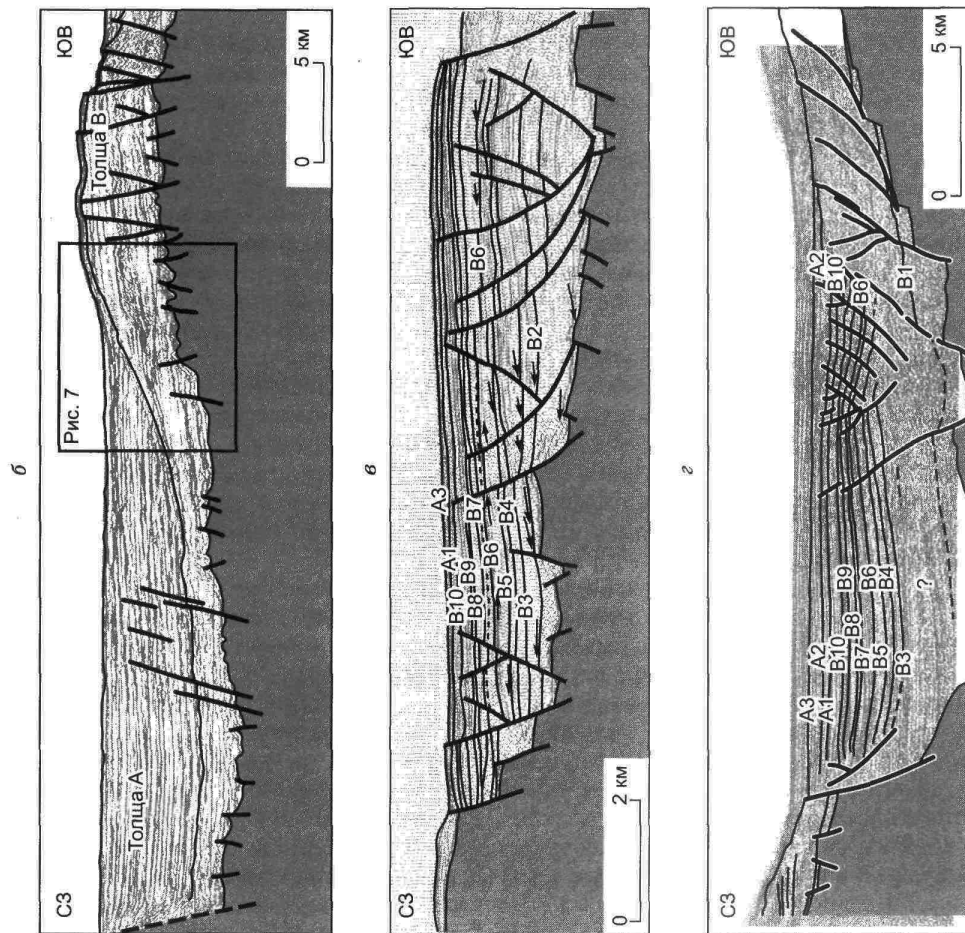
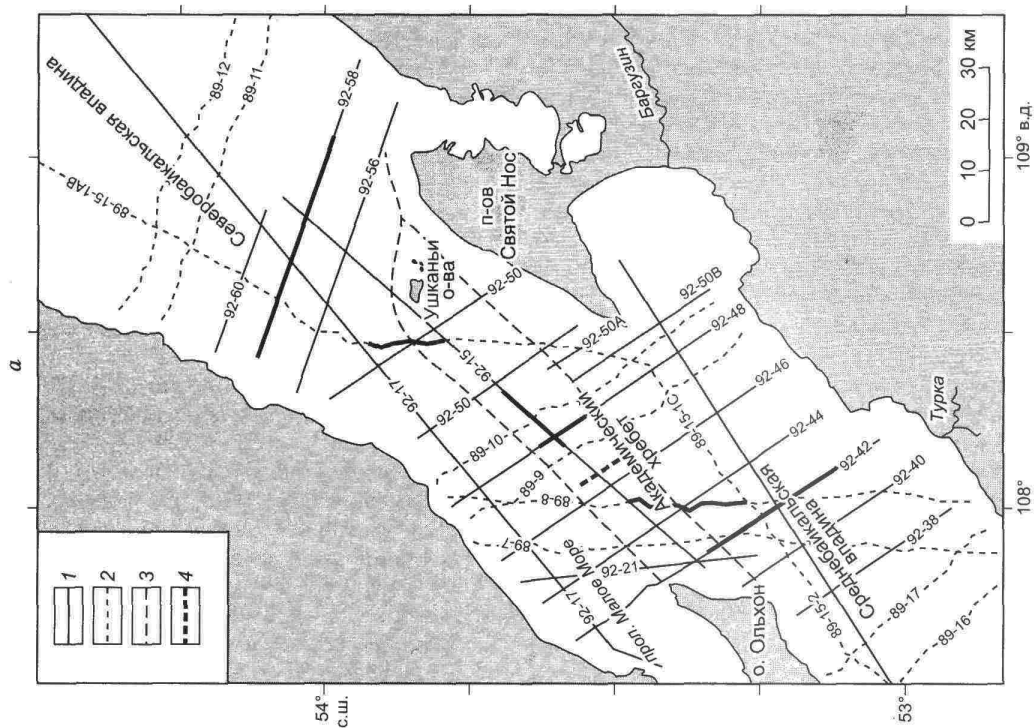


Рис. 3. Примеры интерпретации многоканальных сейсмических профилей, полученных в разных частях центрального участка оз. Байкал (а); б—г — расположение профилей [Moore et al., 1997].

б — профиль 92-58 через юг Северобайкальской впадины; в — профиль 92-48 через Академический хребет; г — профиль 92-42 через Среднебайкальскую впадину. 1, 2 — профили: 1 — 1992 г., 2 — 1989 г.; 3 — границы, 4 — профили 53, по [Ceramicola et al., 2001, рис. 5].

Литостратиграфической корреляцией ТЛСК-1 сопоставлен [Мац, 1987; Mats, 1993; Мац и др., 2001; Mats et al., 2004] с маастрихт-нижеолигоценовыми отложениями Предбайкальского прогиба.

ТЛСК-2 сложен полимиктовыми отложениями нижней молассы и отделен от ТЛСК-1 тункинской тектонической фазой (ТФ). В его составе преобладают песчано-глинисто-алевритовые отложения прибрежно-озерных, дельтовых и собственно озерных фаций крупного глубокого озера (танхойская свита), хотя присутствуют и грубообломочные отложения (осиновская свита) конусов выноса — южный тип разреза [Мац, 1985]. Их мощность до 1000—1500 м. В зоне относительной стабильности (северный тип разреза) мощность осадков резко сокращена и преобладают отложения малых засоленных озер (тагайская свита, нижний—средний миоцен), сменяющиеся отложениями сравнительно крупного озера (сасинская свита, верхний миоцен—нижний плиоцен). Возраст ТЛСК-2 определен по совокупности биостратиграфических и изотопных данных как верхний олигоцен—нижний плиоцен.

ТЛСК-3 сложен верхнеплиоцен-четвертичными полимиктовыми грубообломочными отложениями верхней молассы. В его составе преобладают наземные и озерные фации краевой зоны крупного глубоководного озера. Во внутренних зонах они замещаются глубоководными глинисто-алевритовыми осадками. В разрезах квартера чередуются отложения ледниковых и межледниковых эпох. Возраст ТЛСК-3 установлен по биостратиграфическим данным и различными методами изотопной и палеомагнитной геохронологии [Мац и др., 1982; Адаменко и др., 1984; Кузьмин и др., 2001].

По данным многоканального сейсмопрофилирования в разрезе донных отложений Байкальской впадины выделены три ССК (см. рис. 2, 3, табл. 2), принадлежащих синрифтовой серии [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995; Moog et al., 1997].

ССК-1 — сейсмически прозрачный комплекс, выполняющий односторонний грабен. Он слагает клинообразное тело с депоцентрами (до 4—5 км), прижатыми к западному граничному разлому, утоняющееся до < 1 км на восточном борту впадины. Распространен только в Южнобайкальской и Среднебайкальской впадинах.

ССК-2 — слоистый деформированный комплекс, выполняющий двухсторонний грабен. Распространен во всех трех впадинах Байкала. В Северобайкальской впадине разделен на ССК-2-1 и ССК-2-2. Последний отделен угловым азимутальным несогласием. Возможно выделение ССК-2-3.

ССК-3 — слоистый недеформированный комплекс, залегающий с несогласием на ССК-2 и заполняющий односторонний грабен. Распространен по всей акватории Байкала.

Изучение разрезов на окружающей Байкал суше позволило определить хронологию осадочного заполнения Байкальской впадины, отодвинув начало его формирования в позднемеловое-палеогеновое время, т.е. порядка 70 млн л.н. Однако оно не дает ответ на вопрос о тектонической природе древнейшей байкальской структуры, отмеченной формированием ТЛСК-1. С другой стороны, ССК лишены геологических хронологических реперов, но однозначно установлен их синрифтовый генезис. Геологическая корреляция (см. табл. 2) позволяет определить возраст ССК и рифтовую природу ТЛСК.

Геологическая корреляция. Для нашего исследования принципиальное значение имеют корреляция байкальского разреза с Предбайкальским прогибом и корреляция ТЛСК с ССК.

В Предбайкальском прогибе, так же как и в Байкальской впадине, разрез позднего мела—кайнозоя естественно разделяется на три крупных литофациальных комплекса (ЛФКПр). Нижний позднемеловой-палеогеновый (включая нижний олигоцен) ЛФКПр-1, коррелятный мел-палеогеновому пенеплену, подстилается предмаастрихтской каолининовой корой выветривания, образован продуктами переотложения каолинит-латеритной КВ, что свидетельствует об уникальном состоянии климата и тектоники, не повторявшихся в регионе в более поздние геологические эпохи. Его возраст определен систематически изученными палиноспектрами [Павлов и др., 1976], малакофауной [Попова, 1981], находками фауны мелких млекопитающих [Замараев и др., 1976] и изотопными датировками [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002]. Благодаря уникальному литолого-формационному составу с ним надежно скоррелирован ТЛСК-1.

Следующий позднеолигоцен-раннеплиоценовый ЛФКПр-2 отделен монтмориллонитовой КВ от ЛФКПр-1. Он представлен карбонатно(с пресноводными известняками)-глинисто-угленосной (промышленные месторождения) формацией, формировавшейся в малых засоленных озерно-болотных бассейнах. Возраст комплекса определен систематически изученными палиноспектрами [Павлов и др., 1976], малакофауной [Попова, 1981] и фауной мелких млекопитающих [Замараев и др., 1976]. По палеонтологическим данным он надежно скоррелирован с ТЛСК-2, но принципиально отличается от него литолого-формационным составом и водной биотой [Попова, 1981], что свидетельствует о совершенно других условиях образования.

Третий позднеплиоцен-четвертичный ЛФКПр-3 формировался в условиях вырождения Предбайкальского прогиба при его вовлечении в поднятия и смене бассейнового осадконакопления аллювиальными и денудационными процессами. Он также близок к ТЛСК-3 по возрасту, но принципиально отличается от него литолого-формационным составом.

Таким образом, корреляция Предбайкальского прогиба с Байкальской впадиной показывает общее трехчленное строение разрезов этих структур, общую их синхронность и позволяет надежно датировать ТЛСК-1 поздним мелом—палеогеном. В то же время она показывает принципиальные литолого-формационные различия комплексов, выполняющих эти структуры. Сопоставление этих структур далеко не ново [Логачев и др., 1964; Логачев, 1974; Мац и др., 2001; Mats et al., 2004] и приведено здесь с целью показать, что несмотря на временное соответствие, их тектоническая природа принципиально различна. Нет оснований рассматривать ТЛСК-2 как дорифтовый комплекс, продолжающий структуру Предбайкальского прогиба в Байкальскую впадину.

Во всех работах, рассматривающих результаты сейсмических исследований, ССК-1 коррелируют с танхойской свитой, что, с нашей точки зрения, неправильно. Ошибочность такой корреляции, прежде всего, следует из того, что не учтена общая закономерность строения синрифтовых комплексов. Как известно [Хаин, Михайлов, 1985], наиболее древние слои синрифтового комплекса остаются скрытыми на глубине, а на поверхности фундамент покрывают более молодые элементы разреза. Действительно, из представительного сейсмического профиля [Хатчинсон и др., 1993] (см. рис. 3, б) непосредственно видно, что ССК-1 выпадает из разреза, прислоняясь к поднятию фундамента и не достигает дневной поверхности, где основание синрифтового комплекса составляет танхойская свита.

ССК-1 формировался в условиях напряжений растяжения и деформации чистого раздвиг [Зоненшайн и др., 1995], тогда как танхойская моласса, продукт раннеорогенного этапа, образовалась при напряжениях косого сжатия и растяжения и господстве деформаций сдвига [Delvaux et al., 1997; Актуальные вопросы..., 2005]. Таким образом, коррелируя ССК-1 с танхойской свитой, Л.П. Зоненшайн и другие авторы впадают в коренное противоречие с результатами структурных исследований, которое устраняется при корреляции ТЛСК-1 с ССК-1 (см. табл. 2).

Корреляция ССК-2 и ССК-3 обосновывается особенностями их структуры. Возраст самых молодых ТЛСК, характеризующихся складчатой структурой (шанхайхинская свита), — верхний плиоцен—нижняя часть эоплейстоцена. Основание самых древних недеформированных слоев (нюрганская свита) уходит в верхнюю часть эоплейстоцена. Следовательно, граница между слоистым деформированным комплексом ССК-2 и слоистым недеформированным ССК-3 проходит внутри эоплейстоцена. Отсюда возраст ССК-2 определяется в интервале верхний олигоцен—низы эоплейстоцена, а ССК-3 — верхи эоплейстоцена—голоцен (1.0—0.0 млн лет).

ВОЗРАСТ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Возраст Байкальского рифта определяется возрастом древнейших синрифтовых отложений. Как показано выше, древнейшие отложения Байкальской впадины (ТЛСК-1) литостратиграфической корреляцией определены как позднемеловые (маастрихт)—раннеолигоценовые. Согласно МСШ, их формирование проходило во временном интервале 70—30 млн лет. Стратиграфо-геохронологические оценки подтверждаются изотопными датировками 59 ± 9 млн лет (палеоцен) [Логачев и др., 2002] и 40—36 млн лет (эоцен) [Домбровская и др., 1984]. Литолого-формационная уникальность ТЛСК-1, сформировавшегося в особой природной обстановке [Мац, 1987; Мац и др., 2001, 2010б; Mats et al., 2004], определяет надежность литостратиграфической корреляции и, соответственно, обоснованность определения его возраста как маастрихт-раннеолигоценовый. Об удревнении возраста Байкальской впадины сообщалось также в работах [Логачев, 1974, 2003; Николаев, 1998; Галазий и др., 1999].

Молекулярно-биологическими методами установлено [Щербаков, 2003; Мац и др., 2011], что предковые формы некоторых современных байкальских организмов существовали 70—30 млн л.н., т.е. озерные бассейны Байкальской впадины преемственно развиваются со столь давних времен, что согласуется с геологическими данными [Мац, 2011] и служит дополнительным аргументом хронологии. Еще одним аргументом служит установление «...мелового и более молодого возраста нефтематеринских» отложений Байкальской впадины [Конторович и др., 2007, с. 1346].

Таким образом, совокупность данных свидетельствует о формировании ТЛСК-1 начиная с позднего мела (маастрихт).

Однако изучение ТЛСК-1 не дает однозначных свидетельств его синрифтовой природы. Она устанавливается лишь корреляцией ТЛСК-1 с ССК-1 (см. табл. 2). Корреляция этих комплексов позволяет, с одной стороны, определить геологический возраст ССК-1, а, с другой, — синрифтовую природу ТЛСК-1.

Итак, приведенные данные обосновывают корреляцию ТЛСК-1 с ССК-1 и позднемеловой-раннеолигоценовый возраст ССК-1, а также подтверждают синрифтовую природу ТЛСК-1 и начало байкальского рифтогенеза с маастрихта [Мац, 1987; Mats, 1993]. Этот наш давний вывод согласуется с изотопными датировками Баргузинской рифтовой впадины (прямого продолжения структуры Среднего Байкала), полученными методом следов распада по апатитам [Jolivet et al., 2009], свидетельствующими

о формировании этой части рифтовой системы в позднем мелу, т.е. задолго до Индо-Евразийской коллизии.

Не приходится сомневаться в том, что образование Байкальского рифта и перифрифовых Предбайкальского и Селенгино-Витимского прогибов, заложенных в конце мелового периода [Павлов и др., 1976; Рассказов и др., 2007], проходило согласованно.

Следует отметить, что прямые непосредственные доказательства рифтовой природы ТЛСК-1 отсутствуют и вряд ли могут быть получены последующими геологическими исследованиями. Поэтому в наших построениях мы исходим из установленной синрифтовой природы отложений ССК-1 и их корреляции с ТЛСК-1, наряду с перечисленными выше косвенными свидетельствами раннего начала Байкальского рифтогенеза и хронологическими данными, полученными в работе [Jolivet et al., 2009].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

Развитие Байкальского рифта осложнялось рядом тектонических фаз. Выделяются (см. табл. 2) пять основных и три дополнительные ТФ.

Позднемезозойская предрифтовая ТФ. Развитие Байкальского рифта предвляла позднемезозойская (новокимерийская) ТФ. В результате общего сжатия были созданы юрские горные сооружения и предгорные прогибы — Присаянский и Прибайкальский, выполненные юрской молассой. Общегеологическая аргументация мезозойского сжатия подтверждена структурными исследованиями [Delvaux et al., 1995].

В ходе развития структур и формирования юрской молассы сжатие сменилось растяжением, и мезозойский ороген был денудирован.

Начальная рифтовая ТФ, раннемаастрихтская. На завершающих этапах нивелирования мезозойских горных сооружений (предмаастрихт, 70 млн лет) началось формирование исходного пенеплена, сопровождавшееся образованием предмаастрихтской каолинитовой КВ, в том числе и на юрской молассе. В фундаменте Тункинских структур проявился инициальный рифтовый базальтовый вулканизм (70 млн лет) [Рассказов, 1993], грабенообразование и накапливалась вулканогенно-осадочная толща, затронутая палеоцен-эоценовым латеритным выветриванием [Логачев, 1974]. Эти события как начинающие байкальский рифтогенез могут быть объединены в начальную рифтовую ТФ.

Структурным выражением этой фазы служит несогласие в основании маастрихта, связанное с начальным этапом пенепленизации. В вышележащей части разреза задокументированы перерывы и корообразование вплоть до основания миоцена [Павлов и др., 1976]. Однако в Байкальской впадине, в ее доступной изучению части, они не могут быть достоверно идентифицированы и здесь приходится ограничиться выделением телескопированной позднемеловой-палеогеновой КВ, датированной изотопными методами как палеоцен и эоцен [Домбровская и др., 1984; Логачев и др., 2002].

В окраинной части Байкальской впадины несогласия и перерывы запечатлены в основании фрагментов позднемеловых-раннеолигоценовых отложений, залегающих на белощетной каолинитовой КВ (предмаастрихт?) и перекрытых верхнемиоцен-нижнеплиоценовой сасинской свитой (рис. 4).

Предмаастрихтская фаза положила начало длительной (порядка 40 млн лет) эпохе ослабления вертикальных тектонических движений, господства общего растяжения литосферы, формирования позднемелового-раннеолигоценового пенеплена, и латерит-каолинитовой КВ накопления синрифтовых ТЛСК-1 и ССК-1 и начальному этапу развития Байкальского рифта, относящегося на этом этапе к категории щелевого рифта.

Тункинская ТФ, середина олигоцена. Ее вещественное выражение — перерыв, глубокая денудация, региональное несогласие между нижним и верхним олигоценом (28—30 млн лет), формирование КВ в основании позднего олигоцена—миоцена. Она разделяет ТЛСК-1 и ТЛСК-2, а также видна в основании ССК-2 на Академическом хребте. С ней связаны первые заметные поднятия плеч рифта, что привело к смене излияний платобазальтов (К/Аг возраст от 72 до 28 млн лет) на юго-западном фланге рифтовой зоны долинными базальтами (К/Аг возраст менее 28 млн лет) [Рассказов, 1993], заполнившими эрозионные врезы глубиной до 100 м и более. Развитие эрозионных врезов нашло отражение в формировании грубообломочных фаций (осиновская свита) в составе танхойского горизонта и смене мономиктовых верхнемеловых-палеогеновых отложений формации коры выветривания полимиктовыми отложениями нижней молассы.

Тектонотипом тункинской ТФ служит несогласие на границе раннего и позднего олигоцена. Наиболее ярко оно проявлено в фундаменте Тункинской впадины [Логачев, 1974; Мазиллов и др., 1993]. Паратектонотипом служат соотношения верхнего олигоцена (танхойская и осиновская свиты) с фундаментом, пораженным каолинитовой КВ на реках Осиновка Танхойская и Осиновка Кедровская на юге Байкальской впадины, а также несогласное залегание нижнего миоцена (тагайская свита) с монтмориллонитовой КВ в основании на кристаллическом фундаменте в пределах Ольхонского блока.

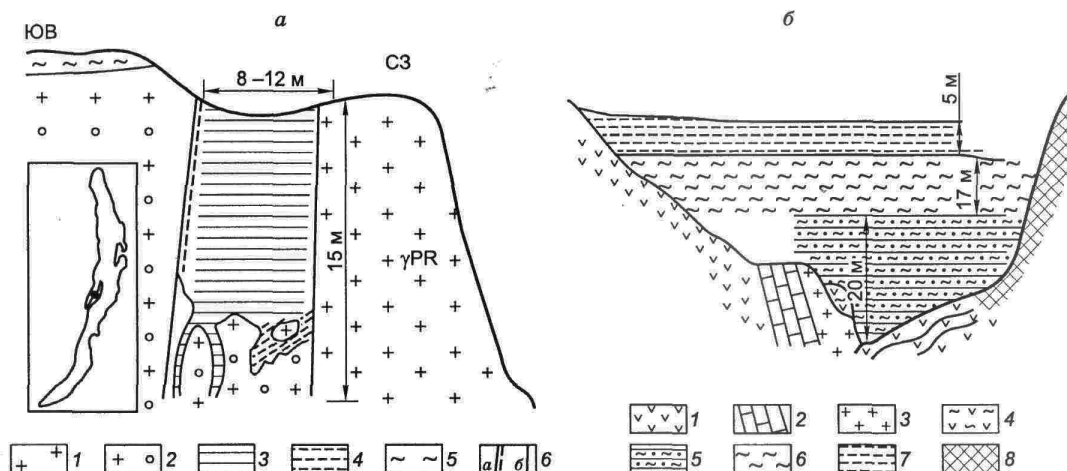


Рис. 4. Взаимоотношения фрагментов древнейшего литостратиграфического комплекса (ТЛСК-1) с кристаллическим фундаментом, пораженным каолинитовой корой выветривания, несогласно перекрытых средним литостратиграфическим комплексом (ТЛСК-2), о. Ольхон [Мац и др., 1982, 2001]; свидетельства предмаастрихтской и тункинской тектонических фаз.

а — верхнемеловые-палеогеновые аргиллиты (харалдайские глины), выполняющие микрогабен и перекрывающие белоцветную каолинитовую кору выветривания письменного гранита; о. Ольхон, м. Харалдай: 1 — гранит, пегматит; 2 — белоцветная каолинитовая кора выветривания (псевдоморфные каолины графической структуры с остаточным кварцем); 3 — тонкослоистые озерные каолинитовые аргиллиты; 4 — комковатые аргиллиты; 5 — верхнемиоценовые глины (сасинская свита); 6 — сброс (*а*), зеркала скольжения (*б*);

б — нижнеолигоценые (уларьские) отложения, охарактеризованные ископаемыми мелкими млекопитающими раннего олигоцена — *Desmatolagus cf. gobiensis*, *Cricetops cf. dormikor* [Покатилов, Николаев, 1986], залегающие на белоцветной каолиновой КВ и перекрытые верхним миоценом—нижним плиоценом (сасинская свита), о. Ольхон, губа Уларья: 1—3 — докембрий: 1 — базиты, 2 — мраморы, 3 — гранитоиды; 4, 5 — палеоген: 4 — монтмориллонитовые глины, 5 — красноцветные каолинитовые щебнистые глины (овражный пролювий) с ископаемой фауной; 6, 7 — неоген: 6 — синие и зеленые озерные глины, 7 — темносеры лагунные глины; 8 — кора выветривания, белоцветные каолинитовые продукты (мел—палеоген?).

С тункинской ТФ связан импульс расширения бассейна раннего этапа и его наступления на пологие склоны юго-восточного борта рифта. Этим объясняется залегание танхойского горизонта ТЛСК-2 непосредственно на кристаллическом фундаменте и, соответственно, почти полное отсутствие отложений ТЛСК-1 на бортах Байкальской впадины. Тункинская ТФ одна из главных в развитии Байкальского рифта.

Северобайкальская ТФ, середина миоцена. Ее проявления установлены в сухопутной и подводной частях Северобайкальской впадины. На о. Ольхон ею обусловлено угловое и азимутальное несогласие, разделяющее средний и верхний миоцен (тагайскую и сасинскую свиты). Возраст северобайкальской фазы порядка 10 млн лет.

Сасинская свита (верхний миоцен—нижний плиоцен) залегает то непосредственно на кристаллическом фундаменте, то на нижнем—среднем миоцене и на красноцветной КВ [Мац и др., 2001]. В основании верхнего миоцена на фундаменте нередко залегают базальные грубообломочные красноцветные отложения, прослеженные на о. Ольхон [Мац и др., 1982] и на подводном Академическом хребте [Зоненшайн и др., 1993].

В донных отложениях Северобайкальской впадины стратиграфический аналог миоцена—нижнего плиоцена представлен ССК-2. В его разрезе установлен перерыв и несогласие В2 [по Moore et al., 1997]. Это несогласие отмечено В.Г. Казьминым с соавторами [1995]. Оно параллелизуется с несогласием, разделяющим тагайскую и сасинскую свиты Ольхонского блока. На Академическом хребте несогласие отмечено в работах [Mats et al., 2000a; Ceramicola et al., 2001]. Здесь на кристаллическом фундаменте залегает толща А*, выполняющая небольшие впадины и сопоставленная с тагайской свитой. На ней с

* В сеймостратиграфических работах [Хатчинсон и др., 1993; Moore et al., 1997] было принято обозначение стратиграфических подразделений сверху вниз от А к В, С. В работах [Mats et al., 2000a; Ceramicola et al., 2001] дано обратное обозначение снизу вверх от А к В.

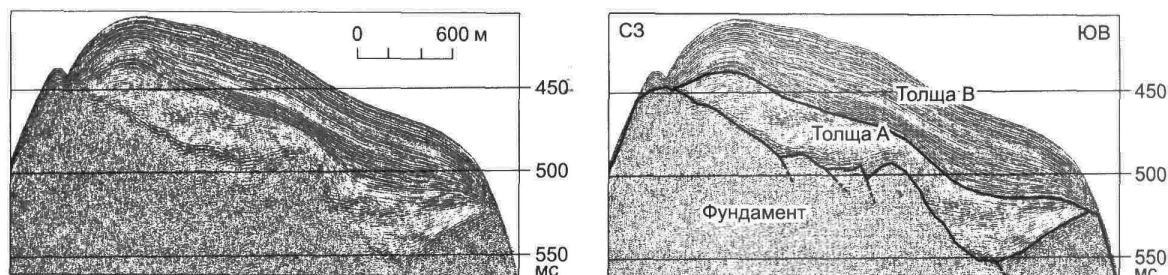


Рис. 5. Сеймостратиграфический профиль ACR 1053, подводный Академический хребет, северо-западный блок [Ceramicola et al., 2001].

Толща А — стратиграфический аналог тагайской свиты (нижний—средний миоцен); толща В — стратиграфический аналог сасинской свиты (верхний миоцен—нижний плиоцен). В основании толщи В залегает маркирующий пласт грубообломочных отложений, прослеженный в подводных (Академический хребет) [Зоненшайн и др., 1993] и наземных (о. Ольхон) [Мац и др., 1982, 2001] разрезах. Толща В и сасинская свита с угловым азимутальным несогласием залегают на подстилающих отложениях либо непосредственно на коре выветривания кристаллического фундамента. Толща А залегает с меньшими углами наклона, чем перекрывающие отложения, что свидетельствует о наличии азимутального несогласия. Искажение вертикального масштаба 17.

угловым и азимутальным несогласием (рис. 5) местами на КВ пород фундамента залегает толща В, отнесенная к верхнему миоцену—нижнему плиоцену [Mats et al., 2000a].

В основании толщи В прослежен пласт грубообломочных отложений [Зоненшайн и др., 1993, 1995], отчетливо коррелирующий с таким же пластом на о. Ольхон [Мац и др., 2001; Mats et al., 2000a].

С северобайкальской ТФ связана трансгрессия вод Южно-Среднебайкальских впадин в Северобайкальскую. Северобайкальская ТФ ответственна за формирование складчатой структуры позднеолигоцен-среднемиоценовых отложений. Северобайкальская ТФ одна из второстепенных фаз, осложняющая средний этап развития Байкальского рифта. Она коррелируется с эпизодом, выделенным между средним и поздним миоценом и разделяющим преобладание транспрессивных напряжений транстенсивными [Delvaux et al., 1997].

Ольхонская (харамуринская) ТФ (середина плиоцена) зафиксирована повсеместно прослеженным перерывом и несогласием в основании верхнего плиоцена. Это главная фаза, разделяющая раннеорогенный и позднеорогенный этапы развития Байкальского рифта. Она сопровождалась формированием КВ, ростом плеч рифта и внутривпадинных блоков (Ольхонского и Святоносского) и накоплением грубообломочных отложений верхней молассы по периферии Байкальской впадины. Возраст ольхонской (харамуринской) ТФ — 3.5 (4.0—3.0) млн лет.

Тектонотип ольхонской фазы — взаимоотношения озерных отложений верхнемиоцен-нижнеплиоценовой сасинской свиты с верхнеплиоценовыми субэкринными отложениями харандинской в обнажении на м. Харанцы.

На границе сасинской и харандинской свит развита мощная палеопочва — кора выветривания типа каличе. Низы харандинской свиты нарушены сложными деформациями, напоминающими сейсмичность.

Паратектонотип ольхонской ТФ — взаимоотношения верхнего плиоцена с нижележащими образованиями — харамуринская ТФ. На левобережье р. Хара-Мурина верхнеплиоценовые отложения (шанхайхинская свита), содержащие остатки мелких млекопитающих позднего плиоцена (аналог хапринского комплекса [Адаменко и др., 1984]), залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента (рис. 6, а). На правом берегу р. Хара-Мурина шанхайхинская свита с КВ в основании перекрывает грубообломочные отложения осиновской свиты. На реках Аносовка, Осинковка Кедровская, Дулиха верхний плиоцен с конгломератами в основании несогласно перекрывает алевриты нижнего плиоцена (см. рис. 6, б).

Ольхонская фаза вызвала формирование Байкальского сводового поднятия, современного горного окружения и ультраглубоководной впадины оз. Байкал, переориентацию речных систем, послужившую началом образования современной речной сети [Мац, Ефимова, 2010; Мац и др., 2010a]. С движениями ольхонской (харамуринской) фазы связано формирование складчатой структуры доверхнеплиоценовых отложений (см. рис. 6, в).

Нюрганская ТФ, середина зоплейстоцена. Ее вещественным выражением служит деформированность верхнеплиоцен-нижнезоплейстоценовых отложений на суше (см. рис. 6, в), верхов ССК-2 (рис. 7) и несогласие в основании перекрывающих отложений. В разрезе донных отложений оно отме-

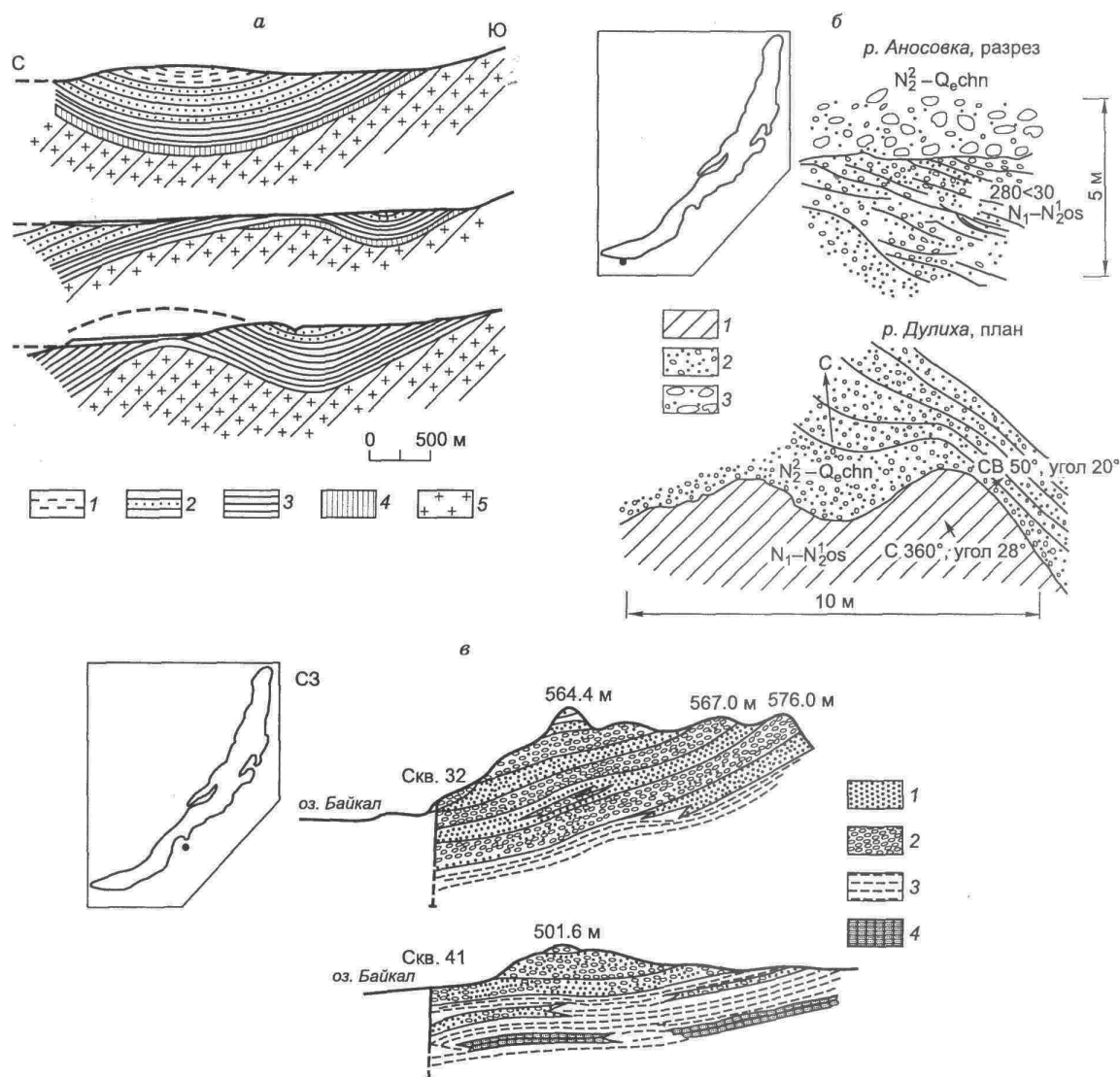


Рис. 6. Складчатые деформации дочетвертичных отложений как показатель сжатия вследствие инверсии тектонических напряжений, Южный Байкал [Мац и др., 2001].

а–в — складчатая структура в отложениях: *а* — танхойской свиты [Пальшин, 1955], инверсия в связи с ольхонской (харамуринской) ТФ: 1 — алевролиты, 2 — песчаники, 3 — глинистые алевролиты, 4 — каолиновая кора выветривания, 5 — фундамент; *б* — осиновской и шанхайхинской свит, инверсия в связи с ольхонской и приморской ТФ, угловое и азимутальное несогласие в основании шанхайхинской свиты (верхний плиоцен, приморская фаза): 1 — нижний плиоцен, глинистые алевролиты в кровле осиновской свиты; 2–3 — верхний плиоцен, шанхайхинская свита: 2 — гравелистые пески, 3 — валунные галечники; *в* — верхнего плиоцена, Душелан [Иметхенов, 1987], инверсия в связи с приморской ТФ: 1–3 — верхний плиоцен: 1 — пески с гравием, 2 — галечники, 3 — глины; 4 — миоцен–нижний плиоцен, песчаники.

чено несогласием B10 (см. табл. 2, рис. 7) [Moore et al., 1997]. Это несогласие может быть классифицировано как трансгрессивное несогласное прилегание (*onlap*) [Хаин, Михайлов, 1985] (см. рис. 7).

Нюрганская фаза (одна из главных) привела к быстрым глубоким погружениям дна Байкальской впадины и образованию седиментационной ванны, в которой на протяжении большей части четвертичного времени в условиях поднятия уровня бассейна накапливался комплекс заполнения ССК-3 (см. рис. 7). С ней связано изменение характера тектонических напряжений, приведшее к изменению структуры отложений — деформированные слои ССК-2 сменились недеформированными ССК-3.

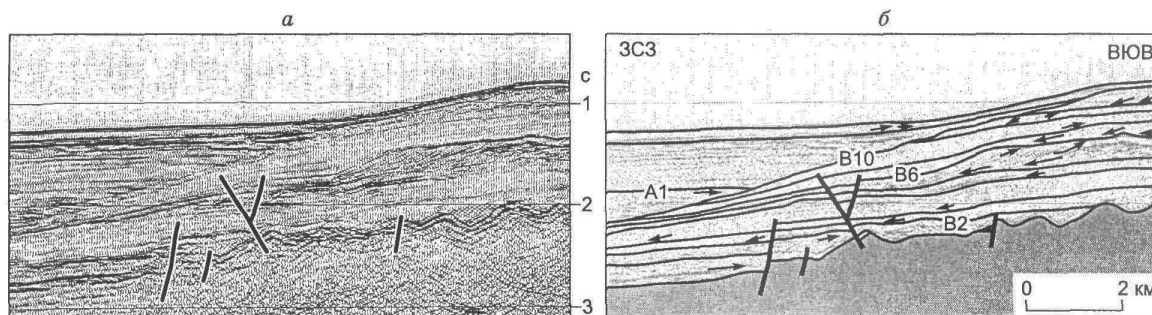


Рис. 7. Профиль 92-58 через южную часть Северобайкальской впадины, увеличенный фрагмент рис. 3, б [Moore et al., 1997].

а — сейсмический профиль, *б* — его интерпретация: А1 — граница слоистого недеформированного комплекса ССК-3; В2, В6, В10 — границы слоистого деформированного комплекса ССК-2; В10 — граница несогласия, вызванного приморской ТФ; В6 — граница несогласия, возможно, соответствующая ольхонской ТФ; В2 — граница несогласия, вероятно, соответствующая северо-байкальской ТФ. Искажение вертикального масштаба 2.4.

На окружающей Байкал суше этому несогласию соответствует несогласие в середине эоплейстоцена. Оно отделяет ССК-3 от ССК-2. На о. Ольхон оно следует из соотношений четвертичных (нюрганская свита) и неогеновых (сасинская свита) отложений в бухте Нюрганская, а в долинах на хамардабанском побережье — из соотношений шанхаихинской свиты с четвертичными террасами. В бухте Нюрганская верхнеэоплейстоцен-неоплейстоценовые отложения залегают гипсометрически ниже неогена. На хамардабанском побережье дислоцированные верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения обнажены в цоколях четвертичных террас. Возраст нюрганской фазы около 2 млн лет.

Приморская ТФ (середина плейстоцена). С приморской ТФ связаны ускоренное поднятие западного плеча Байкальского рифта на краю Сибирской платформы и перерыв в накоплении осадков Байкала. Поднятия привели к разрыву Праманзурского канала стока байкальских вод в систему р. Лена. В связи с возникшим тектоническим подпором начался подъем вод Палеобайкала, формирование серии молодых высоких террас, достигших порядка 120 м над современным уровнем Байкала и формирование нового палеостока через Иркутно-Ильчинскую древнюю долину [Кононов, Мац, 1986; Mats et al., 2000b; Мац и др., 2002; Yefimova, Mats, 2003; Мац, Ефимова, 2011]. Подъем уровня Байкала привел также к ингрессии байкальских вод в Баргузинскую и Усть-Селенгинскую впадины и формированию широко распространенных толщ четвертичных песков на восточных побережьях Байкала [Мац и др., 2002; Коломиец, Будаев, 2010а,б]. Возраст приморской фазы по наземным данным около 1 млн лет (см. табл. 2).

Движения приморской фазы привели также к перерыву длительностью в 200 тыс. лет во временном интервале 0.82—1.0 млн лет в накоплении осадков Байкала [Коллектив..., 2004]. Таким образом, возраст приморской фазы определяется в интервале 0.8—1.0 млн лет по независимым данным и методам.

Тектонотипом фазы служат геологические соотношения к СЗ от м. Голоустный. По данным Э.И. Фишбеина [Кононов, Мац, 1986], манзурская свита выполняет древнюю долину на поднятом плече бортового разлома Байкальской впадины на абсолютных высотах около 1000 м, а ее фрагменты сброшены во внутрь впадины и сохранились на одной из ступеней зоны бортового сброса впадины на абсолютной высоте около 700 м [Кононов, Мац 1986; Мац и др., 2010а].

С приморской и последующей ТФ также связана деформация тальвега долины Праманзурки — он то погружен на значительную глубину, то выходит на дневную поверхность [Логачев, 1974]. Все это свидетельствует о крупных дифференцированных движениях в середине эоплейстоцена.

Тыйская ТФ (граница среднего и верхнего неоплейстоцена) установлена по разрыву и смещению на высоту около 200 м отложений 80-метровой байкальской террасы ступенчатым бортовым разломом Байкальской впадины. Фрагменты отложений террасы в виде россыпей галек сохранились на ступенях разлома. По палеонтологическим данным [Базаров и др., 1982], возраст отложений террасы — вторая половина среднего неоплейстоцена. Эти соотношения, которые можно наблюдать на окраине г. Северобайкальск, предлагаются в качестве тектонотипа тыйской ТФ.

Паратектонотипом служат соотношения равнинных элементов рельефа, разорванных и смещенных тектогенным уступом Приморского разлома в районе с. Черноруд. Амплитуда смещения около 200 м. Возраст смещения в данном случае может быть предположен лишь по косвенным данным как

время среднечетвертичного оледенения. Таким образом, возраст тийской фазы — поздние отрезки среднего неоплейстоцена — начало позднего неоплейстоцена, порядка 150—120 тыс. лет.

Тийская фаза самая молодая из значительных по амплитуде ТФ Байкальского рифта. Она вновь интенсифицировала поднятие плеч рифта и опускание дна Байкальской впадины, в результате чего образовались современные экстраординарные глубины оз. Байкал, и горное обрамление достигло современных высот. Поднятие плеч рифта придало новый импульс попятной эрозии. С поднятиями тийской ТФ коррелируется и молодой этап формирования подгорно-верного комплекса вдоль западного поднятого плеча [Мац и др., 2010а].

На малых притоках попятная эрозия продвинулась на несколько километров внутрь горного массива поднятого плеча рифта. На реках Бугульдейка, Анга, Сарма попятная эрозия, видимо, обязанная не только тийской, но и более древним ТФ, рассекла весь массив Приморского хребта и обратила в Байкал отрезки водотоков, ранее принадлежавших бассейну р. Лена [Мац и др., 2010а].

В связи с тийской фазой установлены постфактумные (завершающие) движения — это окончательное затопление вершин Академического хребта [Mats et al., 2000a; Хлыстов и др., 2001; Гранина и др., 2010], ингрессия байкальских вод и периодическое изменение скорости осадконакопления в Ангара-Кичерской и Верхнеангарской впадинах, установленное по реперам, определенным радиоуглеродными датами [Кульчицкий, 1991]. К ним также относится смещение Листвянского блока, открывшего путь байкальским водам в р. Ангара 60 тыс. л.н. [Mashiko et al., 1997; Мац и др., 2001; Yefimova, Mats, 2003]. Наконец, с ней связаны дифференцированные смещения среднечетвертичных террас на восточных бортах Байкальской впадины [Yefimova, Mats, 2003].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИНВЕРСИИ

В качестве тектонических инверсий в развитии Байкальского рифта выделены моменты смены напряжений растяжения напряжениями сжатия. Они отчетливо видны по наличию складчатых структур в пакетах отложений, разделенных перерывами и несогласиями. Установлено несколько эпизодов сжатия. Все они связаны с раннеорогенным этапом.

Инверсия на границе раннего и позднего олигоцена связана с тункинской ТФ. Прямые наблюдения, указывающие на инверсию напряжений на этой границе, отсутствуют, так как внутренняя структура ССК-1 не просматривается, а ТЛСК-1 представлен лишь разрозненными фрагментами. Но отчетливо выраженное несогласие между ТЛСК-1 и ТЛСК-2, а также изменение напряжений чистого раздвига напряжениями сдвига и переход от структуры одностороннего грабена к структуре двухстороннего грабена [Зоненшайн и др., 1995] позволяют предполагать ее наличие.

Инверсия на границе среднего и позднего миоцена связана с северобайкальской ТФ (около 10 млн лет). Ею обусловлены перерыв и угловое азимутальное несогласие между средним и верхним миоценом, несогласие между ССК-2-1 и ССК-2-2, смятие в складки доперерывных толщ (см. рис. 5, 6).

Инверсия на границе раннего и позднего плиоцена. Ольхонская (харамуринская) ТФ обусловила перерыв и несогласие между нижним и верхним плиоценом и смятие в складки доперерывных толщ (см. рис. 5, 6).

Инверсия в середине эоплейстоцена связана с нюрганской ТФ. Она обусловила перерыв и смятие в складки верхнеплиоцен-нижнеэоплейстоценовых отложений и верхней части разреза слоистого деформированного ССК-2 (см. рис. 6, 7).

Инверсии связаны с напряжениями сжатия, сопровождавшимися сдвигами. Последующие ТФ проходили в обстановке чистого раздвига [Зоненшайн и др., 1995; Delvaux et al., 1997; Актуальные вопросы..., 2005], соответственно, инверсии отсутствовали, тектонические движения сказались лишь в развитии сбросов и вертикальных перемещений блоков. Горизонтальное залегание слоев не было нарушено (см. рис. 7).

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ: ТРЕХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ ИСТОРИИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Фазы тектогенеза расчленяют историю Байкальского рифта на три этапа и ряд подэтапов.

Древнейший этап (70—30 млн лет). Пространственное распределение отложений раннего этапа (ТЛСК-1), представленных различными генетическими типами и фациями отложений, соответствует распределению основных современных морфоструктур рифта, что свидетельствует об их заложении с ранних этапов развития Байкальского рифта.

На протяжении этапа шло интенсивное погружение рифтовой впадины, где накопилось более 4000 м осадков, и слабое медленное поднятие структур, окружавших ее, которое компенсировалось денудацией с формированием исходного пенеплена [Логачев, 1974] и мономиктовых отложений коррелятивных каолинит-латеритной КВ. Пенепленизация время от времени прерывалась ускорением поднятий, вызывавшим расчленение (до 50 м) пенеплена, образование крутых склонов и смещение пенеплениза-

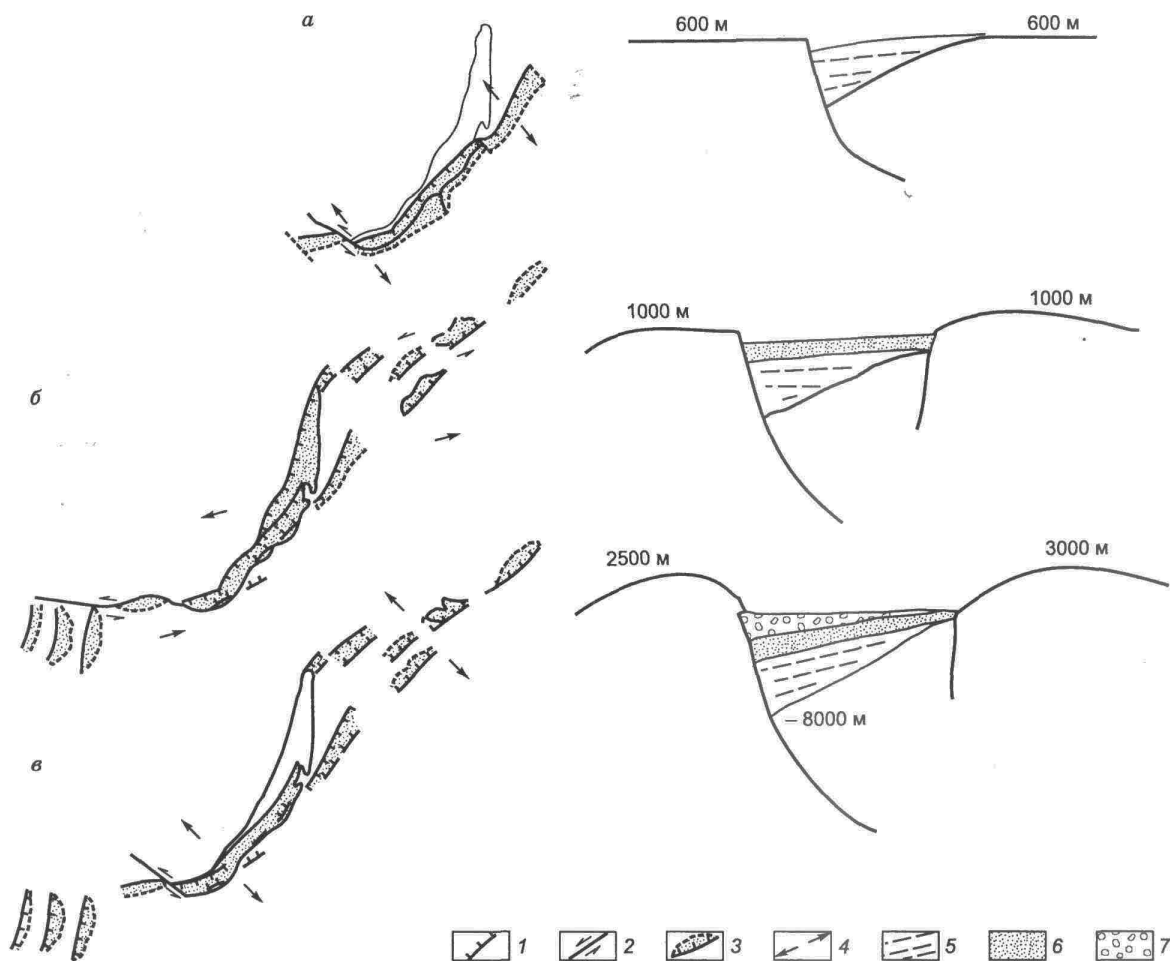


Рис. 8. Развитие Байкальской рифтовой зоны, по [Зоненшайн и др., 1995] с изменениями и дополнениями.

a — поздний мел—ранний олигоцен, *б* — поздний олигоцен—ранний плиоцен, *в* — поздний эоцено—неоцено—го-
лоцен.

1 — активные сбросы, 2 — сдвиги (зоны сдвиговой деформации), 3 — активные грабены, 4 — направление раздвига; 5—7 —
формации: 5 — коры выветривания (преимущественно моноклиновые продукты переотложения латерит-каолиновой КВ),
6 — нижнемолассовая (полимиктовые, преимущественно мелкоземистые отложения), 7 — верхнемолассовая (полимиктовые,
преимущественно грубообломочные отложения). 600 м — высота над уровнем моря.

пии на более низкий гипсометрический уровень [Замараев и др., 1976; Мац, Ефимова, 2010]. Как пока-
зано выше, на околбайкальской суше установлены фрагменты отложений крупных озер — фаций вол-
ноприбойной зоны и внутренней (абиссальной) зоны озера.

В донном разрезе древнейшие отложения, соответствующие ТЛСК-1, представлены проторифто-
вым ССК-1 [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995], распространенным в Южно- и Среднебай-
кальской впадинах.

Формирование пенеплена и отсутствие горных преград в Центральной Азии [Кузьмин, Ярмолюк,
2006], подтверждаемых широчайшим обменом биот и смещением вплоть до Заполярья теплолюбивых
зоо- и фитоценозов [Мартинсон, 1998; Волкова, Кузьмина, 2005], наряду с открытостью недр, способ-
ствовавшей излияниям базальтов и проникновению гидротерм [Девяткин, 1981; Цеховский и др.,
1996], — свидетельства общего растяжения литосферы Азии.

В этих условиях в зоне древнего литосферного шва на границе Сибирской платформы и Байкаль-
ской горно-складчатой области, задолго до Индо-Евразийского столкновения и проникновения его вли-
яния на регион Байкала, началось формирование Байкальского рифта. Глобальное растяжение в этот
период Е.Е. Милановский связывает с фазой расширения в пульсациях Земли, которая могла приводить

к небольшим изменениям ее объема и площади, и связанным с этим деформациям: «В мезокайнозой ... наибольшее расширение Земли ... происходило ... в середине и второй половине мела, а также в палеоцене и эоцене» [Милановский, 1995, с. 22—23]. Древнейший этап развития Байкальского рифта связан с этим отрезком времени.

Новейшие исследования с использованием трекового датирования апатитов показали, что Баргузинский рифт, прямое продолжение структур Байкальской впадины также начал формироваться в меловое время, т.е. до начала столкновения Индии и Евразии [Jolivet et al., 2009].

Рифтовая впадина образовалась на фоне пенепплена (щелевой рифт, по Е.Е. Милановскому) в виде одностороннего грабена, ограниченного с запада системой листрических сбросов (в современной структуре Обручевский сброс [Ламакин, 1955]) и простиравшегося к северо-востоку по азимуту СВ 55°. Формирование одностороннего грабена шло по схеме чистого раздвига при ориентировке растягивающих напряжений с северо-запада на юго-восток вкрест простираения рифта по азимуту ЮВ 145—150° [Зоненшайн и др., 1995] (рис. 8, а). Его ориентировка определялась положением литосферного шва, в зоне которого формировалась рифтовая впадина.

Таким образом, ранний этап байкальского рифтогенеза был пассивным региональным откликом на проявление глобального события, охватившего Центральную Азию [King, 1967; Николаев, 1984], и соответствовал модели пассивного механизма в прямом понимании этого термина.

Средний этап (30.0—3.5 или 30.0—1.0 млн лет). Образование среднего (в нашей схеме) этапа Н.А. Логачев [2003] рассматривает в качестве древнейшего (раннеорогенного), включая в него и допозднеолигоценовые отложения, выделенные нами в самостоятельный доорогенный этап. Отложения раннеорогенного периода слагают нижнемолассовую формацию. Именно с этого момента, по всеобщему, но вопреки нашему мнению, началось формирование Байкальского рифта. Он отделен от древнейшего этапа тункинской ТФ, а северобайкальской ТФ (около 10 млн лет) разделен на два подэтапа [Мац, Ефимова, 2011].

Глубинные процессы вызвали поднятия в области плеч рифта. Началось расчленение исходного пенепплена. Эрозионно-денудационные процессы прорезали плащ КВ, шло массовое поступление в бассейны седиментации неизмененного выветриванием вещества. Формация коры выветривания раннего этапа сменилась нижней молассой среднего этапа, доорогенный этап — раннеорогенным.

На этом этапе вектор напряжения развернулся против часовой стрелки [Зоненшайн и др., 1995] в направлении СВ—ЮЗ под острым углом к простираению рифта (см. рис. 8, б), и рифт развивался в обстановке транспрессии, а позднее — транстенсии [Delvaux et al., 1997; Парфеев, Саньков, 2006]. Переход от транспрессии к транстенсии на границе позднего миоцена [Delvaux et al., 1997] близко соответствует по времени установленной нами северобайкальской ТФ. Обстановка господствовавших напряжений сжатия сопровождалась активным сдвигообразованием. Развитие сдвиговых деформаций было выявлено в том числе в ходе изучения трещинных структур этого этапа в центральной части Байкальской впадины [Delvaux et al., 1997; Актуальные вопросы..., 2005; Черемных, 2010]. Как известно из анализа разломно-впадинных структур, «... без сдвигов раскрытие рифта невозможно» [Балла и др., 1990, с. 89]. Структура рифта была преобразована в двухсторонний грабен, ограниченный листрическими сбросами [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995; Казьмин и др., 1995].

Смена режима и ориентации напряжений и сдвигообразование согласуются с северо-восточным направлением напряжений сжатия, передаваемых фронтом Индо-Евразийского столкновения, который медленно продвигался на север начиная с эоцена [Molnar, Tapponnier, 1975]. Можно полагать, что напряжения, связанные с движением коллизионного фронта, достигли байкальский регион во второй половине олигоцена, спустя примерно 20 млн лет после начала события. С того времени развитие байкальского рифта проходило под воздействием («импактом») процессов на границах плит. Рифт на этой стадии может быть отнесен к импактогенной структуре.

Современный этап (начиная от 3.5 млн лет в краевой зоне и от 1.0 млн лет во внутренней зоне). С ним связано радикальное преобразование всего природного комплекса Байкальского рифта. Изменились его морфоструктура и морфоскульптура, отмеченные ростом Байкальского свода и перестройкой речной сети [Мац, Ефимова, 2010, 2011].

Сводообразование было морфоструктурной реакцией на подъем разогретой мантии под рифтовой зоной, опередившей структурный отклик (перестройка напряжений и изменение геометрии впадины) более чем на 2 млн лет. Растекание вязких масс глубинного диапира (плюма) по подошве литосферы, которая под Байкальской впадиной утонена до мощности коры (так называемый астеносферный выступ), создает гравитационную неустойчивость и поддерживает растяжение в СЗ направлении, вовлекая в растяжение надлитосферную жесткую оболочку [Logatchev, Zorin, 1987; Zorin et al., 2003; Зорин, Туртанов, 2005].

Согласно трехмерной телесеismicческой томографии [Tiberi et al., 2008; Mordvinova et al., 2010], астеносферный выступ располагается под юго-западной частью Байкальской рифтовой зоны и достига-

ет размеров 400—500 км, что не противоречит оценкам по гравиметрическим данным и распространению вулканических полей [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2007]. Вероятно, около 3 млн л.н. воздействие астеносферного выступа стало доминирующим геодинамическим фактором, преодолевшим действия напряжений, связанных с Индо-Евразийской коллизией [Mordvinova et al., 2010]*. Таким образом, развитие рифта на современном этапе соответствует модели активного рифтогенеза.

Начало позднего этапа было одновременным в краевой и внутренней частях Байкальской впадины, что связано с различием признаков, положенных в основание выделения современного этапа. В краевой зоне оно отмечено сменой нижней молассы верхней на границе раннего и позднего плиоцена и связано с ростом Байкальского свода, вызванного ольхонской (харамуриной) ТФ 3.5 млн л.н. В развитии внутренней зоны граница среднего и современного этапов обозначена сменой деформированного ССК-2 недеформированным ССК-3 (см. рис. 7, 8), что обусловлено нюрганской ТФ (2 млн л.н.). ССК-3 залегает на подстилающих отложениях с краевым трансгрессивным прилеганием (см. рис. 7) и сохраняет горизонтальное залегание слоев, так как нарушен лишь сбросами. Таким образом, морфоструктурная реакция на глубинные процессы опережала реакцию напряжений, действовавших в структуре рифта почти на 2.5 млн лет.

Современный этап нюрганской (2 млн лет), приморской (1.0—0.8 млн лет) и тыйской (0.15—0.12 млн лет) фазами разделен на подэтапы.

Ранний подэтап ограничен ольхонской (внизу) и приморской ТФ. Ольхонская ТФ привела к резкому ускорению вертикальных тектонических движений — поднятий плеч рифта и опусканий внутренних зон Байкальской впадины. Начался рост Байкальского сводового поднятия, последовала смена нижней молассы верхней. Грубообломочные отложения образовали пояс в прибортовой зоне Байкальской впадины, который в глубь впадины сменяется зоной глубоководных алевропелитовых и органогенно-пелитовых осадков [Кузьмин и др., 2001; Коллектив..., 2004]. В сухопутной части впадины вдоль западного борта началось формирование подгорно-веерного комплекса [Мац и др., 2010а].

Нюрганская ТФ определила смену ССК-2 комплексом ССК-3 и двухстороннего грабена односторонним. Односторонний грабен формировался в обстановке чистого раздвига (см. рис. 8 в), при ориентировке вектора растяжения вкрест простирания рифта [Зоненшайн и др., 1995; Delvaux et al., 1997].

Средний подэтап связан с приморской ТФ (1.0—0.8 млн лет). Она придала новый импульс поднятиям плеч рифта и обусловила перерыв в накоплении осадков во внутренней зоне Байкальской впадины [Коллектив..., 2004]. Одновременно вследствие разрыва Праманзурского стока и возникшего тектонического подпора поднимался уровень озера, образовывались молодые высокие террасы. Воды Байкала проникали в Кичерскую, Верхнеангарскую, Баргузинскую, Усть-Селенгинскую и ряд малых впадин на восточном борту. Сформировался Иркут-Ильчинский канал стока в бассейн Енисея (см. выше).

Поздний подэтап связан с тыйской ТФ (0.15—0.12 млн лет), которая вновь интенсифицировала поднятия плеч рифта и опускания дна Байкальской впадины. Началось накопление осадков недеформированного ССК-3. Изменилась геометрия Байкальской впадины, которая вновь вернулась от двухстороннего грабена к одностороннему.

Односторонний грабен формировался в обстановке чистого раздвига при ориентировке вектора растяжения вкрест простирания рифта [Зоненшайн и др., 1995; Delvaux et al., 1997], как на раннем этапе (см. рис. 8, а, в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литостратиграфические данные (см. табл. 1) показывают наличие трех крупных комплексов, обнаженных на окружающей Байкал суше. Они коррелируются с тремя ССК в разрезе донных отложений (см. табл. 2). Предложенная корреляция устраняет противоречия предыдущих моделей с реконструкциями палеонапряжений, основанными на структурных данных, возникшие в результате ошибочной корреляции ССК-1 с танхойской свитой и, таким образом, сопоставления его с олигоцен-раннеплиоценовой раннеорогенной стадией двухстадийной схемы развития Байкальского рифта.

Выделение и уточненная корреляция ТЛСК и ССК позволили разработать непротиворечивую трехстадийную модель рифтогенеза на юге Восточной Сибири и согласовать ряд узловых моментов его истории, установленных традиционными геологическими методами, с данными, полученными сейсмостратиграфическими, структурно-физическими методами и при глубинных геофизических исследованиях.

Развитие рифта включало три основных этапа начиная с позднего мела и периодически осложнялось фазами тектогенеза, когда происходила смена движущих сил и характера напряжений. На рассматриваемом отрезке геохронологической шкалы было четыре главные тектонические фазы и три второстепенные.

* В.М. Мордвинова с соавторами [Mordvinova et al., 2010] считают, что при исследовании байкальского рифтогенеза не следует принимать в расчет Индо-Евразийскую коллизию. Однако этот вывод справедлив лишь для третьего этапа развития Байкальского рифта.

Тектонические фазы и изменения характера и ориентации напряжений, установленные общегеологическими исследованиями, находятся в хорошем соответствии с реконструкциями полей палеонапряжений по структурным данным [Delvaux et al., 1995, 1997; San'kov et al., 1997; Актуальные вопросы..., 2005; Парфеев, Саньков, 2006]. Но процитированные авторы выделяют лишь два основных этапа в развитии Байкальского рифта и отсчитывают его начало с позднего олигоцена.

Трехстадийная схема развития Байкальского рифта логично увязывается с изменениями геометрии рифтовых впадин на протяжении его истории, установленными сейсмическими исследованиями.

На древнейшей стадии, проходившей до воздействия Индо-Евразийской коллизии на Байкальский регион, Байкальский рифт возник и развивался на фоне общего рассеянного растяжения. Причиной глобального растяжения могли быть пульсации объема Земли в фазу его увеличения. В мезокайнозой эти процессы наиболее интенсивно проявились в конце мела, палеоцене и эоцене [Милановский, 1995]. Именно с этим временным отрезком связана древнейшая стадия рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Положение и ориентировка рифтовой зоны определялись древним литосферным швом, его байкальским отрезком, разделявшим Сибирскую платформу и Центрально-Азиатскую горно-складчатую область, и его Саяно-Тункинской ветвью. Северо-восточная ориентировка Байкальской ветви шва определила юго-восток—северо-западную ориентировку вектора напряжений растяжения. Рифт формировался в виде одностороннего грабена под воздействием деформации чистого раздвига. Механизм его образования соответствовал модели пассивного рифтогенеза.

На средней стадии развитие рифта определялось воздействием дальнего источника напряжений — Индо-Евразийской коллизии, начавшейся 50 млн л.н. [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1979]. Коллизионный фронт, продвигаясь к северу, оказал огромное влияние на геодинамику Азии [Dobretsov et al., 1996]. Эффект конвергенции достиг Байкальского региона, по-видимому, около 30 млн л.н., чем и определился переход от ранней стадии к средней. Механизм рифтообразования на этой стадии может быть определен как импактогенный, проходивший под воздействием удаленного источника напряжений, связанных с процессами на границах литосферных плит.

Вектор напряжений был повернут против часовой стрелки и приобрел ЮЗ—СВ направление [Зоненшайн и др., 1995; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Актуальные вопросы..., 2005], соответствовавшее генеральному направлению коллизионного фронта. Рифт приобрел форму двухстороннего грабена. Общее рассеянное растяжение сменилось вначале транспрессией, а затем — транстенсией. Изменение преобладающего типа напряжений произошло около 8 млн л.н. [Delvaux et al., 1997], что практически совпадает с нашей оценкой возраста и воздействия северобайкальской ТФ (10 млн лет). Господствовали сдвиговые деформации [Балла и др., 1990].

Современная стадия развития в краевых зонах Байкальской рифтовой впадины началась с позднего плиоцена (3.5 млн лет) и продолжается до настоящего времени. Она связана с местным источником напряжений (с поднятием горячего вещества мантии к основанию рифтовой структуры), ростом астеносферного выступа [Gao et al., 1994, 2003; Zorin et al., 2003; Зорин, Турутанов, 2005; Tiberi et al., 2008] и соответствует модели активного рифтообразования. Морфоструктурным эффектом увеличения астеносферного выступа был начавшийся с этого времени рост Байкальского сводового поднятия. С этим связано изменение формационного состава осадочной толщи — ранняя моласса сменилась поздней.

С ростом астеносферного поднятия увеличивалось воздействие продуцируемых им напряжений растяжения, и они около 2 млн л.н. возобладали над влиянием Индо-Евразийского столкновения. Рифтовая впадина вновь приобрела форму одностороннего грабена, когда напряжения растяжения вернулись к северо-запад-юго-восточной ориентации, деформация шла по типу чистого раздвига и не прерывалась тектоническими инверсиями.

Таким образом, начальный этап рифтогенеза был откликом на общее рассеянное растяжение литосферы Азии, второй — проходил под влиянием удаленного источника напряжений (Индо-Евразийской коллизии) и, наконец, на последнем этапе рифт развивался под воздействием местного источника сил — растущего астеносферного выступа.

Только первый этап в полной мере соответствует модели пассивного рифтогенеза, в ее основе изначально лежит концепция общего растяжения. Рифтогенез же, обязанный действию удаленного источника сил на границах литосферных плит, заслуживает выделения в самостоятельную модель, которая может быть названа импактогенной. Наконец, современный этап в полной мере соответствует модели активного рифтогенеза.

Так, пересмотр возраста Байкальского рифта, корреляция наземных и донных разрезов привели к существенно новым представлениям о его геологической истории [Mats, Perepelova, 2011]. Начало рифтогенеза отнесено к позднему мелу, и его история взамен общепринятых двух этапов развития разделена на три, что позволяет уточнить общие представления о механизме рифтогенеза, дополнив пассивную и активную модели третьей — импактогенной. Эти модели, связанные с разными движущими силами, по-видимому, могут быть применены для объяснения реальных геологических явлений как в последо-

вательно сменяющих друг друга механизмах или в любой их комбинации, так и отдельно взятых. Дискуссия о моделях рифтогенеза должна заключаться не в их противопоставлении, а в раскрытии механизмов в каждом конкретном случае. При этом совмещение геологических, литостратиграфических, структурных и геофизических данных может стать шагом вперед в понимании рифтогенеза на юге Восточной Сибири и континентального рифтогенеза в целом.

Автор благодарен профессору Р.М. Лобацкой за поддержку стремления опубликовать статью и за ряд советов по улучшению ее общей композиции, рецензентам, чьи замечания были чрезвычайно полезны при редакции первоначального варианта рукописи. Я также признателен Т.И. Перепеловой за помощь в ознакомлении с недоступными мне литературными источниками.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А., Ендрихинский А.С. О возрасте молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны по фауне мелких млекопитающих // *Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке*. Новосибирск, Наука, 1984, с. 189—193.

Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, С.С. Шермана. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 297 с.

Базаров Д.Б., Будаев Р.И., Калмыков И.П. Возраст плейстоценовых террас северо-восточного побережья Байкала // *Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири*. Новосибирск, Наука, 1982, с. 155—158.

Балла З.К., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // *Геотектоника*, 1990, № 2, с. 86—91.

Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала: взгляд из «Пайсиса». Новосибирск, Наука, 1996, 112 с.

Вислобокова И.А. О парнопалых из нижнего миоцена бухты Тагай о. Ольхон (Байкал) // *Палеонтологический журнал*, 1990, № 2, с. 134—138.

Волкова В.С., Кузьмина О.В. Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен, эоцен) по палинологическим данным // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (8), с. 844—855.

Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К. Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36 (8), с. 82—96.

Галазий Г.И., Кузьмин М.И., Лут Б.Ф. О возрасте впадины Байкала (на основе оценки поступающего в нее взвешенного и растворенного вещества) // *География и природные ресурсы*, 1999, № 1, с. 10—15.

Гранина Л.З., Мац В.Д., Федорин М.А. Железомарганцевые образования в регионе озера Байкал // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (6), с. 835—848.

Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии: стратиграфия, геохронология и корреляция. М., Наука, 1981, 180 с.

Домбровская Ж.В., Аргельянц М.М., Волков В.Н. О радиологическом возрасте эпигенетически серицитизированных и алунизированных измененных пород байкальской серии Прибайкалья // *Полезные ископаемые*, 1984, № 3, с. 46—58.

Замараев С.М., Адаменко О.М., Резанов Г.Ф., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М., Наука, 1976, 134 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин А.А., Мишарина Л.А., Солоненко Л.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии // *Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал* / Ред. А.С. Монин. М., ИО АН СССР, 1979, с. 157—203.

Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И., Добрецов Н.Л., Баранов Б.В., Кононов М.В., Мац В., Балла З., Фиалков В.А., Харченко В.В. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов «Пайсис» // *Докл. РАН*, 1993, т. 330, № 1, с. 84—88.

Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // *Геотектоника*, 1995, № 3, с. 46—58.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.

Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. Новосибирск, Наука, 1987, 150 с.

Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц С., Вебер Е. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36 (10), с. 164—176.

Коллектив участников проекта «Байкал-бурения». Высокорастворяющая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (2), с. 163—193.

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Позднеплейстоценовый аквальный морфогенез Усть-Селенгинской рифтовой впадины // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева / Под ред. Е.В. Склярова, С.В. Рассказова. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010а, т. 1, с. 177—180.

Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Баргузинская рифтовая впадина в неоплейстоцене: геология и история формирования осадочного чехла // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева / Под ред. Е.В. Склярова, С.В. Рассказова. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010б, т. 1, с. 173—176.

Кононов Е.Е., Мац В.Д. История формирования стока вод Байкала // Изв. вузов. Геология и разведка, 1986, № 6, с. 91—98.

Конторович А.Э., Каширцев В.А., Москвин В.И., Бурштейн Л.М., Земская Т.И., Костырева Е.А., Калмычков Г.В., Хлыстов О.М. Нефтегазоносность отложений озера Байкал // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1346—1356.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Горообразующие процессы и варианты климата в истории Земли // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 7—25.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина М.Н., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Е.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 8—34.

Кульчицкий А.А. Скорость накопления верхнеплейстоценовых отложений Верхнеангарской и Муйско-Куандинской впадин Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 4, с. 941—945.

Ламакин В.В. Обручевский сброс в Байкальской впадине // Вопросы геологии Азии, 1955, т. 2, с. 448—478.

Логачев Н.А. Стратиграфия. Кайнозойская группа // Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. М., Недра, 1964, с. 258—281.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М., Наука, 1974, с. 16—162.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 196 с.

Логачев Н.А., Брандт Л.С., Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт С.В., Конев А.А., Пясова А.М. К-Аг датирование палеоценовой коры выветривания в Байкальском регионе // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 6, с. 648—650.

Мазилов В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1972, 120 с.

Мазилов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Оligоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (8), с. 81—88.

Мартинсон Г.Г. Палеогеновый этап развития крупных озер Северо-Восточной Азии и их малакофауны // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (3), с. 279—286.

Мац В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1985, с. 36—53.

Мац В.Д. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1987, 42 с.

Мац В.Д. Происхождение и развитие Байкальской впадины // История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки / Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. Л., Наука, 1990, с. 165—191.

Мац В.Д. Этапы развития Байкальского рифта: стратиграфия и литология отложений // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, т. 1, с. 227—230.

Мац В.Д. Геологические факторы формирования уникального биоразнообразия оз. Байкал // Аннотированный список фауны озера Байкал и его водосборного бассейна / Ред. О.А. Тимошкин. Т. II. Кн. 2. Новосибирск, Наука, 2011, с. 1406—1419.

Мац В.Д., Ефимова И.М. Морфоструктура западного поднятого плеча Байкальского рифта // Геоморфология, 2010, № 1, с. 67—76.

Мац В.Д., Ефимова И.М. Палеогеографический сценарий позднего мела—кайнозоя центральной части Байкальского региона // Геодинамика и тектонофизика, 2011, т. 6, с. 175—193.

Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Шимараева М.К. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 192 с.

Мац В.Д., Воробьева Г.А., Попова С.М. Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Байкальской впадины и основные геологические события // Четвертичный период: стратиграфия. М., Наука, 1989, с. 131—138.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

Мац В.Д., Фуджий Ш., Машико К., Гранина Д.З., Осипов Э.Ю., Ефимова И.М., Климанский А.В. К палеогеографии Байкала в связи с неотектоникой // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 142—154.

Мац В.Д., Кульчицкий А.А., Ефимова И.М. Древние долины Западного Прибайкалья // Геоморфология, 2010а, № 2, с. 91—101.

Мац В.Д., Ломоносова Т.К., Воробьева Г.А., Вологина Е.Г. Позднемеловые-кайнозойские отложения Байкальской рифтовой впадины в связи с меняющимися природными обстановками // Геодинамика и тектонофизика, 2010б, т. 1, № 1, с. 75—86.

Мац В.Д., Щербаков Ю.В., Ефимова И.М. Позднемеловая-кайнозойская история Байкальской впадины и формирования уникального биоразнообразия озера Байкал // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 4, с. 40—61.

Машук И.М., Акулов Н.И. Олигоценные отложения Байкальской рифтовой впадины // Геология и геофизика, 2012, т. 53(4), с. 461—475.

Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника, 1995, № 5, с. 3—24.

Николаев Н.И. Закономерности тектонических движений и осадконакопления в позднем кайнозое // Доклады 27-й сессии МГК. М., Наука, 1984, Т. 3, с. 22—32.

Николаев В.Г. О времени заложения Байкальской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1998, т. 73, вып. 4, с. 13—16.

Павлов С.Ф., Кашик А.С., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1976, 160 с.

Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М., Изд-во АН СССР, 1955, 201 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Стрессы и геодинамика земной коры юго-запада Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006, 198 с.

Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, Наука, 1981, с. 129—141.

Попов А.М., Киселев А.И., Лепина С.В. Магнитотеллурические исследования в Прибайкалье: глубинное строение и механизм рифтогенеза // Геология и геофизика, 1991 (4), с. 106—117.

Покатилов А.Г. Геология и палеонтология позднего кайнозоя Байкальского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 3, с. 52—64.

Покатилов А.Г., Николаев В.Г. Палеогеновые отложения Среднего Байкала // Докл. АН СССР, 1986, т. 291, № 5, с. 1203—1205.

Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных стран. М., Наука, 1981, 178 с.

Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Кульчицкий А.А., Воробьева Г.А., Климанова В.М., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Лазо Ф.И., Орлова Л.А., Паньчев А., Сизиков А.М., Шибанова И.В. Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона. Новосибирск, Наука, 1989, 111 с.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1993, 287 с.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2007, 193 с.

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1992, 216 с.

Уфимцев Г.Ф. Морфоструктурное значение листрических сбросов в Байкальском рифте // Геотектоника, 1993, № 6, с. 88—93.

Хаин В.Е. Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 5—8.

Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1985, 326 с.

Хатчинсон Д., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д. Особенности строения осадочных толщ оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989 г.) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 25—36.

Хлыстов О.М., Мац В.Д., Марк де Батист. Юго-западное окончание Северо-Байкальской впадины: геологическое строение и корреляция с кайнозойскими разрезами о. Ольхон и кернами BDP-96 и BDP-98 // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 373—383.

Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппенизации рельефа // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1996, т. 71, вып. 1, с. 14—26.

Черемных А.В. Внутренняя структура разломных зон Приольхонья и эволюция напряженного состояния верхней коры Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 3, с. 273—284.

Щербаков Ю.Д. Сравнительное исследование эволюционных историй букетов видов байкальских беспозвоночных: Автореф. дис. ... д.б.н. СПб., М., ЗИН РАН, 2003, 39 с.

Geologic time scale 2004 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith. Cambridge University Press, 2004, www.Stratigraphy.org.

Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A. Raptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and surrounding. Geol. Soc. Amer. Mem., 1993, v. 181, 62 p.

Ceramicola S., Rebesko M., De Batist M., Khlystov O.M. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia) // Mar. Geophys. Res., 2001, v. 22, p. 445—461.

Colman S.V., Foster D.S., Hatton J. High-resolution seismic-reflection of Lake Baikal, Siberia, 1990—1992. US Geological Survey Open-File Report 96-274, 1996, <http://geo-nsdi.er.usgs.gov/metadata/open-file/96-274/metadata.fag.html>.

Das S., Filson J.R. On tectonics of Asia // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 28, № 2, p. 141—153.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region Central Asia. Part 1. Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics, 1995, v. 252, p. 61—101.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II. Cenozoic rifting // Tectonophysics, 1997, v. 282, p. 1—38.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Mezo- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Intern. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.

Gao S.S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Logachev N.A., Kogan M.G., Burkholder P.D., Meyer R.P. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal Rift zone, Siberia // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, № 15, p. 315—330.

Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M., Slack P.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Rozhevnikov V.M. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal Rift zone // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B4, p. 5—12, doi:10.1029/2002JB002039.

Geologic time scale 2008. International Commission on Stratigraphy 2008, <http://www.stratigraphy.org>.

Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Buslov M., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal rift zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics, 2009, v. 28, doi:10.1029/2008 TC002404.

King L.C. The morphology of the Earth: a study and synthesis of world scenery. Edinburgh, Oliver & Boyd, 1967, 699 p.

Logachev N.A. History and geodynamics of the Baikal rift (East Siberia). A review // Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod., Elf Aquitaine, 1993, v. 17, № 2, p. 353—370.

Logachev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics, 1987, v. 143, p. 225—234.

Mashiko K., Kamaltynov R.M., Shcherbakov D.Y. Genetic separation of gammarid (*Eolimnogammarus cyaneus*) population by localized topographic changes in ancient Lake Baikal // Arch. Hydrobiology, 1997, v. 139, p. 379—387.

Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // *Earth Sci. Rev.*, 1993, v. 34, p. 81—118.

Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Ceramicola S., Lomonosova T.K., Klimansky A.V. Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations // *Int. J. Earth Sci.*, 2000a, v. 89, № 2, p. 229—250.

Mats V.D., Fujii S., Mashiko K., Osipov E.Jr., Yefimova I.M., Klimansky A.V. Changes of Baikal water levels and runoff direction in the Quaternary period // *Lake Baikal* / Ed. K. Minoura. 2000b, p. 15—34.

Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobyova G.A., Granina L.Z. Upper Cretaceous-Cenozoic clay minerals of the Baikal region (eastern Siberia) // *App. Clay Sci.*, 2004, v. 24, № 3—4, p. 327—336.

Mats V.D., Perepelova T.I. A new perspective on evolution of the Baikal Rift // *Geoscience Frontiers*. China University of Geosciences, 2011, v. 2, № 3, p. 349—365. www.elsevier.com/locate/gsf.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—425.

Moore T.C., Klitgord K.D., Golmstok A.Ya., Weber E. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1997, v. 109, p. 746—766.

Mordvinova V., Treussov A., Tiberi C., Barruol G., Déverchère J., Deschamps A. 2D P-telesismic tomography in Southern Siberia and Mongolia: evidence for upwelling mantle flows. Abstract Book, European Seismological Commission, 32nd General Assembly, September 6—10, 2010. Montpellier, France, 2010, p. 182.

San'kov V.A., Miroshnitchenko A.L., Levi K.G., Likhnev A.V., Melnikov A.L., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine*, 1997, v. 21, № 2, p. 435—455.

Sherman S.I. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 297—307.

Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine*, 1997, v. 21, № 2, p. 207—231.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal region // *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, p. 3425—3459.

Tiberi C., Deschamps A., Déverchère J., Petit C., Perrot J., Appriou D., Mordvinova V., Dugaarma T., Ulzibaat M., Artemiev A. Asthenospheric imprints on the lithosphere in Central Mongolia and southern Siberia from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment) // *Geophys. J. Intern.*, 2008, v. 175, p. 1283—1297, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03947.x.

Yefimova I.M., Mats V.D. Change of Baikal level substantiated by analysis of terraces // *Berliner Paleobiologische Abhandlungen*. Berlin, 2003, Band 4, p. 77—87.

Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.

*Рекомендована к печати 15 декабря 2011 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
12 июля 2011 г.*