

Неотектоника, геоморфология

УДК 551.248.2 (571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.59>

Структурное развитие центральной части Байкальской рифтовой системы: сходство и отличие Баргузинской и Тункинской долин

А. Хассан^{1,2,3}, С.В. Рассказов^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,3}, А. Аль-хамуд^{1,4}¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия²Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия⁴Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

Аннотация. Центральную часть Байкальской рифтовой системы образуют озерная Южно-Байкальская впадина и сухие долины, Баргузинская и Тункинская. В позднем кайнозое первая развивалась согласованно с развитием Южно-Байкальской впадины как ее дистальная структура растяжения, вторая испытывала не только растяжение, но и сжатие как отдельная структура Хангай-Бельской орогенной зоны.

Ключевые слова: кайнозой, осадочные отложения, Байкал, Тункинская долина, Баргузинская долина.

Structural development of the central Baikal Rift System: similarities and differences of the Barguzin and Tunka valleys

A. Hassan^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,3}, I.S. Chuvashova^{1,3}, A. Al-hamud^{1,4}¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia²Al-Bass University, Homs, Syria³Institute of Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia⁴Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

Abstract. The central part of the Baikal Rift System is exhibited by the lacustrine South Baikal basin and land Barguzin and Tunka valleys. In the Late Cenozoic, the former valley developed consistently with the South Baikal basin as its distal extensional pattern, the latter underwent both extension and compression as an individual structure of the Hangay-Belaya orogenic zone.

Keywords: Cenozoic, sediments, Lake Baikal, Tunka Valley, Barguzin Valley.

1. Введение

Озерная Южно-Байкальская впадина, занимающая центральное положение в Байкальской рифтовой системе, рассматривалась как ее историческое ядро (Логачев, 2001). Сопредельные с ней сухие долины, Тункинская и Баргузинская (рис. 1), заполнены осадочными отложениями, накопившимися одновременно с донными отложениями оз. Байкал (Логачев, 1958). Структура северо-восточной

части рифтовой системы, однако, существенно отличается от структуры ее юго-западной части. Баргузинская долина относится к Байкальской рифтовой зоне, в которую объединяются структуры растяжения коры оз. Байкал и сухих долин северо-восточной части рифтовой системы. Тункинская долина находится на территории Хангай-Бельской орогенной зоны. Эти зоны формировались в позднем кайнозое как однопорядковые структуры. В отличие от Байкальской

рифтовой, Хангай-Бельская орогенная зона развивалась в условиях общего сжатия литосферы, на фоне которого проявилось ее локальное эпизодическое растяжение с

оформлением рифтовых сегментов (Чувашова, Рассказов, 2014).

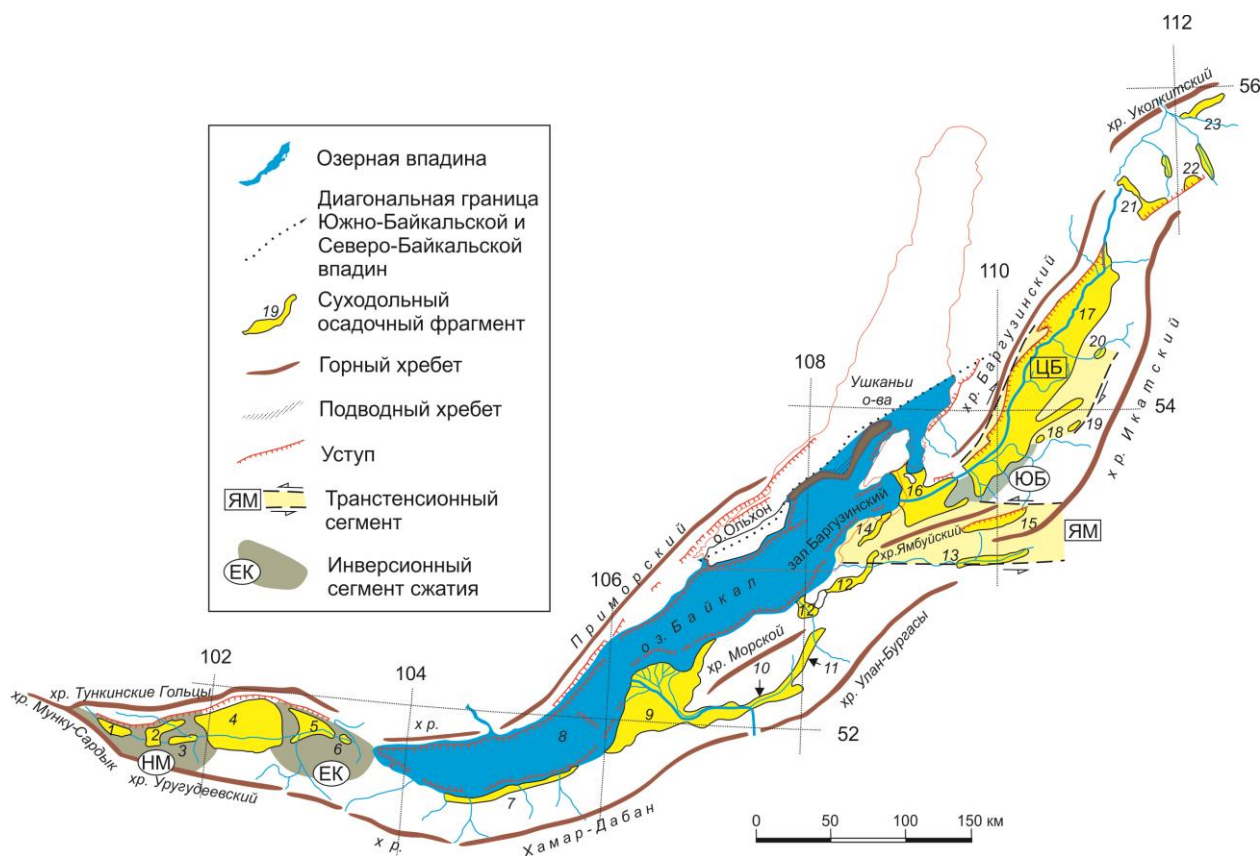


Рис. 1. Бассейны и хребты центральной части Байкальской рифтовой системы.

Впадины: 1 — Мондинская, 2 — Хойтогольская, 3 — Туранская, 4 — Тункинская, 5 — Торская, 6 — Быстринская, 7 — Танхойская, 8 — Южно-Байкальская, 9 — Усть-Селенгинская, 10 — Итанцинская, 11 — Хамская, 12 — Котокельская, 13 — Туркинская, 14 — Максимихинская, 15 — Ямбуйская, 16 — Усть-Баргузинская, 17 — Баргузинская, 18 — Ясская, 19 — Богундинская, 20 — Гаргинская, 21 — Амутская, 22 — Тураки, 23 — Нироконская. Транстензионные сегменты: ЦБ — Центрально-Баргузинский, ЯМ — Ямбуйский. Инверсионные секторы сжатия: ЕК — Еловско-Култуковский, НМ — Ниловско-Мондинский, ЮБ — Южно-Баргузинский. В качестве основы использован фрагмент схемы центральной части Байкальской рифтовой системы из работы (Флоренсов, 1960) с изменениями и дополнениями.

Fig. 1. Basins and ranges in the central part of the Baikal Rift System

Basins: 1 — Mondy, 2 — Khoytogol, 3 — Turan, 4 — Tunka, 5 — Tory, 6 — Bystraya, 7 — Tankhoy, 8 — South-Baikal, 9 — Ust-Selenga, 10 — Itantsy, 11 — Kham, 12 — Kotokel, 13 — Turin, 14 — Maksimikha, 15 — Yambuy, 16 — Ust-Barguzin, 17 — Barguzin, 18 — Iassy, 19 — Bogunda, 20 — Garga, 21 — Amuty, 22 — Turaki, 23 — Nirokon. Transtensional segments: ЦБ — Central Barguzin, ЯМ — Yambui. Inversional compression sectors: ЕК — Elovka-Kultuk, НМ — Nilovska-Mondy, ЮБ — South Barguzin. The fragment of the central part of the Baikal Rift System is modified after (Florensov, 1960).

Развитие поверхностной структуры литосферы обычно реконструируется по характеру осадконакопления во впадинах. В центральной части Байкальской рифтовой системы, с одной стороны, важно определить

характер строения Баргузинской и Тункинской долин через изучение разрезов осадочных отложений долин и донных отложений Южно-Байкальской впадины и реконструировать развитие долин как ее сопредельных

структур, с другой стороны, важно получить представление о деталях в строении Баргузинской и Тункинской долин через изучение разрезов их осадочных отложений как структур Байкальской и Хангай-Бельской подвижных зон. Если строение Баргузинской и Тункинской долин идентично и разрезы осадочных отложений не отличаются, обе долины, сопредельные с Южно-Байкальской впадиной, должны относиться к структуре с единым развитием (т.е. эффекты дивергентного развития рифтовой Байкальской и конвергентного развития орогенной Хангай-Бельской зон не проявились). Если же обнаружатся отличия этих долин, можно подойти к расшифровке характера перехода от подвижной зоны растяжения к зоне сочетания растяжения со сжатием в центральной части Байкальской рифтовой системы.

Следовательно, изучение строения разреза осадочных отложений Тункинской и Баргузинской долин имеет первостепенное значение для понимания структурного развития рифтовой системы. Основная цель настоящей работы — выделить общность Баргузинской и Тункинской долин как сопредельных структур Южно-Байкальской впадины и обозначить особенности этих долин, которые могут подчеркнуть их принадлежность к рифтовой и орогенной обстановкам. Изложение материалов этой статьи основывается главным образом на базовых исследованиях Н.А. Флоренсова (1960) и Н.А. Логачева (1958, 1974, 2003) с учетом дополнений, полученных разными авторами в последние годы.

2. Общая характеристика структур

2.1. Южно-Байкальская впадина

На батиметрической схеме оз. Байкал (рис. 2) выделяются три котловины: Южная, Средняя и Северная с максимальными глубинами, соответственно, 1419, 1642, 890 м. Южная котловина отделена от Средней конусом выноса дельты р. Селенга. В геологическом отношении эти котловины составляют единую Южно-Байкальскую впадину (Логачев, 2003). Длина Южно-Байкальской впадины

405 км. Ширина меняется в основном от 40 до 60 км при минимальной напротив дельты р. Селенга (25 км) и максимальной напротив Баргузинского залива (около 80 км).

Западный склон Южно-Байкальской впадины озера обрамлен Приморским хребтом, Северо-Байкальской — Байкальским. Приморский хребет начинается от южной оконечности Байкала низкогорным плато с абсолютными отметками до 930 м и постепенно повышается к северу до 1700 м в Сарминских гольцах. Байкальский хребет в целом выше. Его максимальная высота — 2572 м (гора Черского).

Южный и восточный склоны Байкальской впадины плавно наклонены в сторону озера и осложнены сериями сбросов в форме тектонических уступов. На побережье озера с его обеих сторон многие поверхности ступеней покрыты корой выветривания, озерно-речными отложениями и делювиальными осыпями. Обширные предгорные ступени в своем развитии как бы отстали от поднятия хребтов и погружения дна котловин, задержавшись почти на прежнем высотном уровне добайкальского рельефа (Логачев, 1974). Поверхности этих ступеней полого наклонены в сторону озера. В пределах Южного Байкала такую поверхность представляет собой Танхойское третичное поле, вытянутое узкой полосой вдоль берега озера от р. Хара-Мурин до дельты р. Селенга на 120 км при ширине до 8 км (Пальшин, 1955).

Дельта р. Селенга представляет собой окраинную равнину шириной до 90 км. В депрессионной структуре дельты различаются Селенгино-Итанцинская и Усть-Селенгинская впадины, разделенные Фофановской кристаллической перемычкой, которая воздымалась в четвертичное время (Замараев, Самсонов, 1959). Между поселками Исток и Творогово находится Истокское поднятие, северо-западное продолжение которого составляет поперечную. Бугульдейскую внутривпадинную перемычку между Южным и Средним Байкалом.



Рис. 2. Схема подводного рельефа впадины оз. Байкал, составленная В.И. Галкиным (Логачев, 1974). Основные изобаты проведены через 200 м, дополнительные (пунктир) — через 100 м.

Fig. 2. Sketch map of the underwater relief in Lake Baikal compiled by V.I. Galkin (Logatchev, 1974). Main isobaths are shown in 200 meters, additionally (dotted line) in 100 m.

Бугульдейская перемычка имеет прямые структурные связи с Посольской банкой. Южное окончание Бугульдейско-Посольской структуры обрезано сбросом, ответвляющимся от главного Обручевского сброса. Сброс следует в виде уступов высотой от 50 до 100 м в направлении к центральной части дельты р. Селенга. В районе Посольской банки высота уступа, образованного серией ступенчатых сбросов, приближается к 1000 м. В северной части авандельты р. Селенга расположена сбросовая структура Кукуйской гривы.

Между дельтой р. Селенга и Усть-Баргузинской ступенью находится один из наиболее сложных в морфологическом отношении участков впадины. Хребет п-ова Святой Нос, поднятый над уровнем озера почти на 1,5 км, разбит диагональной системой разломов, по которым его северная половина несколько смещена к западу.

В подводном рельефе ярко выражены рвы растяжения. Самые крупные из них находятся в Баргузинском заливе. У северного подножия п-ова Святой Нос проходит тектонический желоб, глубиной до 1500 м, вдоль его другого склона — желоб глубиной до 1000 м. Последний рассекает мелководье залива в 10 км севернее губы Максимиха. Оба желоба соединяются у подошвы подводного гребня южной оконечности Святого Носа и далее переходят в плоское дно самой глубоководной Средней котловины Байкала (см. рис. 2).

Средняя котловина отделена от Северной Ольхон-Академической междувпадинной перемычкой, характеризующейся плавным изгибом северо-западного склона и осложнением юго-восточного склона системой сбросовых ступеней. Сравнительно спокойные очертания Академического хребта, рассеченного бороздами продольных разломов, в 70 км к северо-востоку от о. Ольхон, в районе Ушканьих островов, нарушены поперечными сбросо-сдвигами. Блок Ушканьих островов как бы выдавлен со дна Байкала выступом п-ова Святой Нос на высоту около 400 м и смещен в сторону впадины на несколько километров. Этот тектонический блок длиной около 15 км и шириной около 5 км расположен диагонально к простиранью

Академического хребта и разбит продольными ступенчатыми сбросами. Каждая из ступеней перекошена в сторону впадины. Их пологие склоны наклонены к западу и круто обрываются в сторону п-ова Святой Нос (Ламакин, 1952).

Академический хребет с максимальной отметкой 216 м над уровнем озера на о. Большой Ушканий обрывается к северу во впадину крутым 400-метровым подводным уступом. Со стороны п-ова Святой Нос его ограничивает еще более крутой дугообразный сбросовый уступ высотой 700 м. Продолжением Академического хребта на северо-восток служат цепи подводных куполовидных возвышенностей, осложненных продольными уступами. Низкогорье побережья отделено от Баргузинского хребта продольными сбросовыми уступами, местами заметно смещенными поперечными и диагональными разломами.

2.2. Баргузинская долина

Долина расположена северо-восточнее Святого Носа и Баргузинского залива и отделена от оз. Байкал Баргузинским хребтом. Длина долины составляет почти 200 км при ее максимальной ширине севернее Аргадинского отрога до 35 км. Отметки днища плавно повышаются вдоль долины с юго-запада на северо-восток от 470 до 600 м.

Баргузинский хребет, высота которого превышает 2700 м, к впадине круто обрывается. От его осевой части в сторону впадины ответвляются два продольных отрога — Улюнский и Сахулинский. Оба приурочены к участкам кулисного строения разломов, образующих основной Баргузинский сброс. Еще один, но более короткий выступ, связанный с осложнением основного сброса, находится вблизи с. Курумкан.

На юго-востоке дно долины постепенно переходит в поднятие Икатского хребта с максимальными высотами до 2500 м. Икатский склон впадины сложно искривлен по всему фронту и местами не имеет четко очерченной подошвы. От него внутрь впадины отходят короткие косые отроги, разделенные «заливами» аккумулятивного ложа.

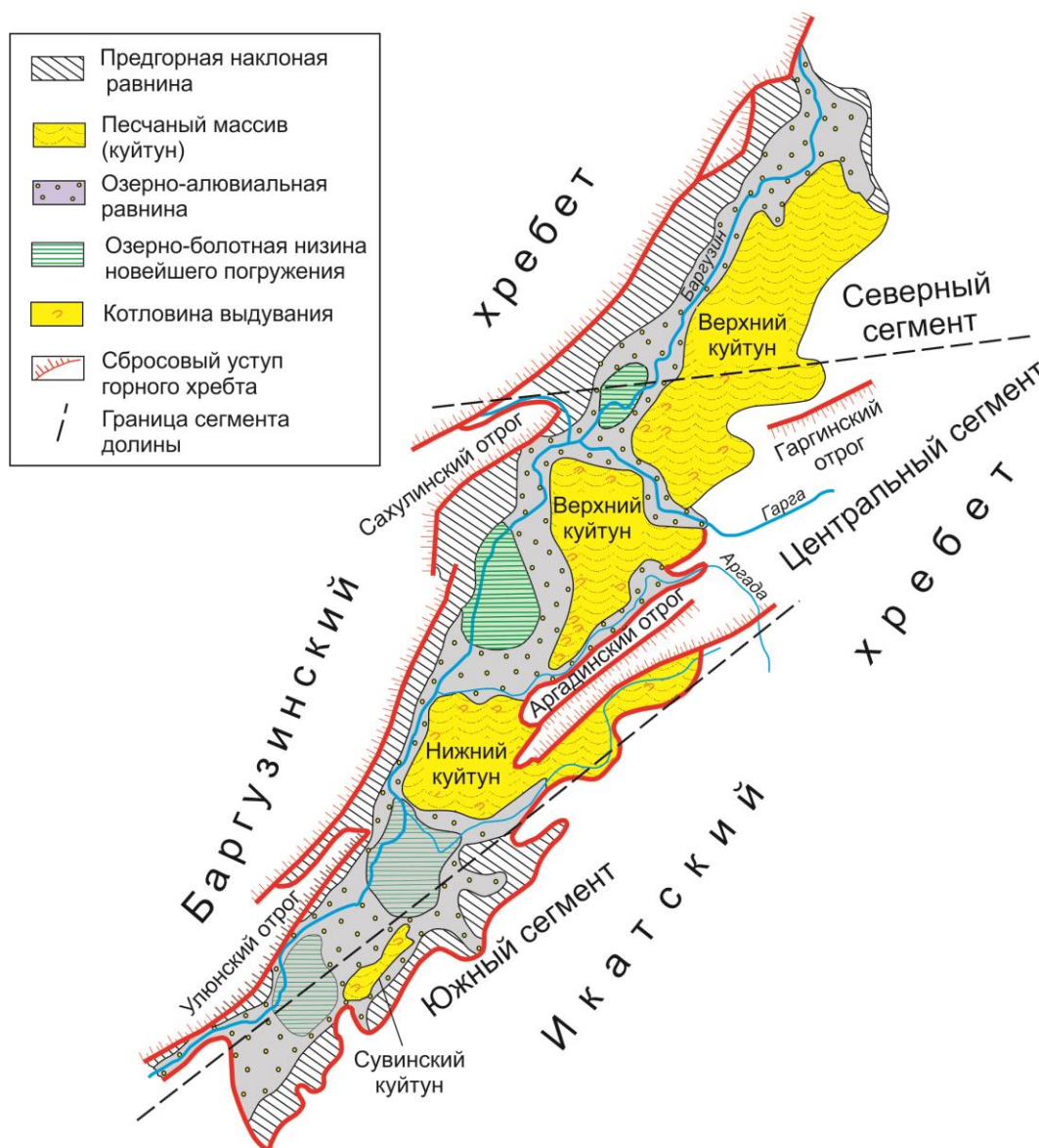


Рис. 3. Главные морфологические элементы Баргузинской долины.

В качестве основы использованы схемы Н.А. Флоренсова (1961) и Н.А. Логачева (1974) с изменениями и дополнениями.

Fig. 3. The main morphological elements of the Barguzin Valley.

The scheme is modified after N.A. Florensov (1961) and N.A. Logatchev (1974).

Крупный Аргадинский отрог отделяет от главной долины Улан-Бургинскую впадину второго порядка (30×7 км), морфологически похожую на крупные впадины байкальского типа. Другие отроги и «заливы» ложа впадины Центрального сегмента, расположенные севернее Аргадинского отрога, имеют меньшие размеры, сохраняют общую северо-

восточную ориентировку (50°) и составляют систему правосторонних кулис.

По характеру строения баргузинского и икатского бортов Баргузинская долина разделяется на три сегмента: Южный, Центральный и Северный (рис. 3). Центральный сегмент выделяется по кулисообразному расположению отрогов: Улюнского, Курумканского, Сахулинского Баргузинского хребта и

Аргадинского, Гаргинским Икатского хребта. Борта впадины в Северном сегменте имеют простое строение, за исключением промежуточной среднегорной ступени, обособленной на северном окончании основного Баргузинского разлома. Южный сегмент образуют тектонические ступени прикатского борта с миоценовыми отложениями и остатками подстилающей их коры выветривания. Эти ступени пространственно сочетаются с Болонским и Алгинским отрогами, имеющими меридиональное простираание.

Внутри Баргузинской долины обособляются аккумулятивные поверхности трех типов: наклонная предгорная равнина, развитая вдоль уступа Баргузинского хребта, комплекс широких аллювиальных террас и пойм с крупными озерно-болотными низинами и плоские песчаные возвышенности – «куйтуны». Равнины первого и второго типов переходят одна в другую постепенно, песчаные массивы обособлены.

Центральная аллювиальная равнина распадается на три расширения, соединенных суженной полосой поймы р. Баргузин. Самое северное из них обозначает малую зону опускания в месте слияния рек Баргузин, Гарга и Шаманка. Два более южных расширения крупнее. Самая высокая степень заболоченности характерна для четвертого (южного) расширения, образовавшегося у Шаманского порога.

Почти половина территории впадины занято «куйтунами»: Верхним, Нижним и Сувинским. Самый крупный Верхний Куйтун отделен от склона Икатского хребта долиной р. Аргада, русло которой вскрывает контакт песчаного покрова с кристаллическим фундаментом. Пески обнажены в 100–140-метровом уступе, протягивающемся почти вдоль всего северо-восточного отрезка реки. На водоразделе рек Гарга и Аргада песчаный массив причленяется к склону Икатского хребта. Нижний Куйтун имеет изометричную форму (20×20 км) и возвышается над плоским дном впадины на 150 м в виде пологого горба. С трех сторон он ограничен молодым аллювием рек Аргада, Баргузин и Улан-Бурга, а на северо-востоке прислонен к окончанию Аргадинского отрога. Невысокий Сувинский Куйтун (7×4 км) вытянут

параллельно Икатскому хребту, от которого отделен узкой заболоченной низиной, обозначенной цепочкой Алгинских сульфатных озер и пятен солончаков. Поверхность «куйтунов» осложнена эоловым рельефом – системой гряд, ложбин и ниш выдувания, ориентированных в целом вдоль долины на северо-восток (50°).

Локализация в Центральном сегменте Баргузинской долины озерно-болотных низин новейшего погружения, компенсированного отложением четвертичного аллювия, свидетельствует о позднем (в основном четвертичном) формировании структур этого сегмента в условиях транстенсии. Деформировался блок, образующий в целом форму трапеции. Северо-западное растяжение привело к западному движению Баргузинского хребта относительно Икатского хребта одновременно с его относительным движением к северу. На Северный сегмент боковые движения не распространялись. В Южном сегменте сохранились черты предшествующей (дочетвертичной) структуры.

Юго-западное окончание Баргузинской долины ограничено Шаманской перемычкой высотой около 1000 м, образующей среднегорный массив, отделенный от Баргузинского хребта антецедентной долиной р. Баргузин. Блок Шаманского поднятия имеет форму тупого клина, вдающегося в Усть-Баргузинскую тектоническую ступень и расщепляющего ее на собственно Усть-Баргузинскую и Гусихинскую.

Судя по непрерывному прослеживанию морфологических элементов из Баргузинской долины в Южно-Байкальскую впадину, эти структуры развивались взаимосвязано. В результате движений земной коры исходная поверхность деформировалась либо в виде ступеней, либо в виде изгибов кристаллического ложа. Северо-западный борт долины резко ограничен сбросом, ответвляющимся от Главного Байкальского (Обручевского) разлома. Юго-восточный борт переходит в прогиб, разорванный малоамплитудными сбросами. Предполагалось, что на этом борту преобладали изгибовые деформации (Флоренсов, 1961; Ламакин, 1968).

Северо-восточная часть Баргузинской долины упирается в широкое поднятие, за которым на удалении около 40 км слабо

намечаются малые котловины (Амутская и Тураки), расположенные в области сочленения северных хребтов (Баргузинского, Уколитского, Северо-Муйского) и южных (Икатского, Южно-Муйского). Фактически через эти структуры северо-восточная часть Баргузинской долины продолжается по простиранию крупными осевыми структурами северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны – Муяканской и далее Муйской. В отличие от впадин байкальского типа, малые впадины Амутская и Тураки ограничены крутым сбросом с южной стороны и имеют пологие склоны – с северной (Флоренсов, 1961). Такая же асимметрия характеризует в целом структуры Ципа-Муяканского трансензионного сегмента, образованного кулисообразной системой впадин, протягивающейся в субмеридиональном направлении от Витимского плоскогорья до Северо-Муйского хребта (Рассказов и др., 2007).

2.3. Тункинская долина

Среднее звено долины – собственно Тункинская впадина – обладает наиболее крупными размерами (65×32 км), имеет максимальное погружение фундамента (до 2500 м ниже уровня моря) и является ее своеобразным центром. К востоку и западу от нее, за Еловским и Ниловским отрогами, располагаются более мелкие и менее глубокие впадины: к востоку – Торская, за ней – Быстринская, к западу – Туранская – Хойтогольская, за ней – Мондинская (см. рис. 1). Впадины разделяются поднятыми перемычками кристаллического фундамента.

Горное обрамление Тункинской долины контрастно. Северная цепь Тункинских гольцов достигает 3300 м и состоит из узких скалистых гребней и пиков, разделенных глубокими цирками, карами и троговыми долинами. Она круто обрывается ко впадине с переходом в косую предгорную равнину. С юга впадину ограничивают пологие склоны массивных хребтов (с запада на восток): Мунку-Сардык, Ургудеевский и Хамар-Дабан, частично покрытые миоценовыми базальтами.

Южные хребты на 500–700 м ниже Тункинских гольцов и достигают максимальных отметок на расстоянии 20–25 км от впадины. В Тункинских гольцах, наоборот, высоты нарастают очень быстро до максимальных на расстоянии нескольких километров от края впадины. В соответствии с этим размещаются и элементы ледниковой морфоскульптуры. Ледниковые цирки и троговые долины придают альпинотипную выразительность Тункинским гольцам. На хребтах южного обрамления долины ледниковые формы сдвинуты от долины.

Эта разница в морфологии, впервые замеченная еще в 19-м веке А. Л. Чекановским, объяснялась в работах В. В. Ламакина и Н. А. Флоренсова в связи со структурной асимметрией впадин байкальского типа. В данном случае имело немаловажное значение раннее поднятие южного борта долины и более позднее – северного, отразившееся в смене источников осадочного материала, вскрытого Жемчугской скважиной (Kashik, Mazilov, 1994). Лавы возрастом 16–15 млн лет заполняли глубокие эрозионные врезы. Благодаря накоплению лавовых толщ на территории от стыка хребтов Ургудеевский и Хамар-Дабан до осевой части Тункинской долины к позднему миоцену произошла существенная планировка рельефа. Образовалась лавовая равнина, подобная лавовой равнине Витимского плоскогорья. По ее поверхности развивались меандры рек Зун-Мурун и Маргасан, которые оказались врезанными в лавовую толщу, венчающуюся покровами возрастом 10–9 млн лет (Рассказов и др., 1990). Хр. Тункинские Гольцы начал воздыматься в это время или несколько позже. Поднятие хребта сопровождалось образованием главного Тункинского разлома листрического типа, определившего захват кристаллического материала базальтовыми расплавами из-под долины с последовательным увеличением его глубины от разлома в южном направлении. Из-под долины извлекался коровый материал. Мантийные ксенолиты захватывались на расстоянии 30 км от Тункинских гольцов (Рассказов и др., 2010).

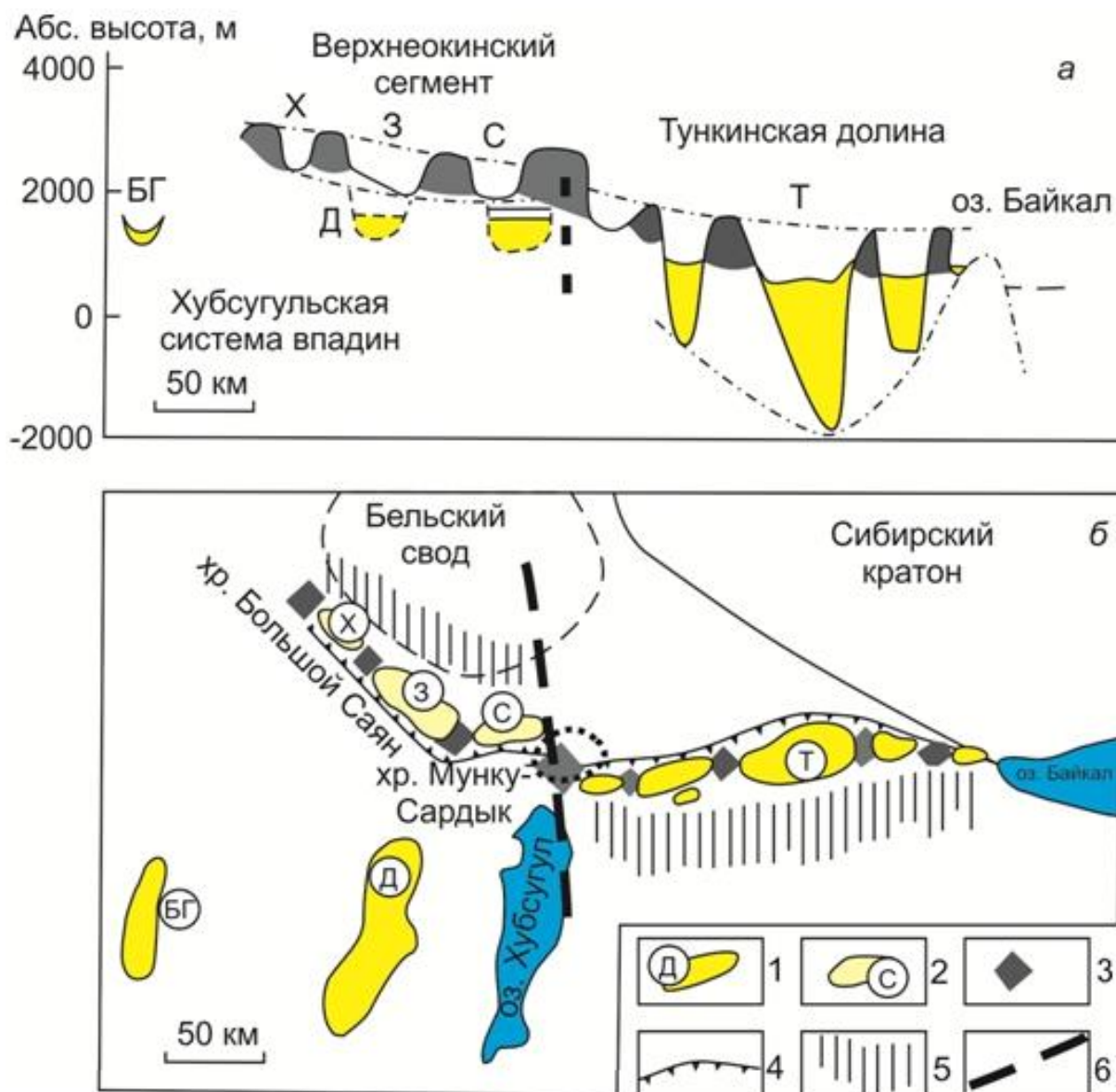


Рис. 4. Тункинская долина и другие рифтовые сегменты западной части Байкальской рифтовой системы: *а* – в разрезе, *б* – в плане (Рассказов, 1993).

1 – сухие рифтовые впадины: Тункинская (Т), Дархатская (Д), Бусийнгольская (БГ); 2 – межгорные понижения Верхнеокинского сегмента: Забитское (З), Хирписинское (Х), Садэ (С); 3 – перемычки (отроги), разделяющие впадины и межгорные понижения; 4–5 – борта рифтовых долин: 4 – крутые, 5 – пологие; 6 – Хубсугул–Бельская зона сочленения разноориентированных структур (точками выделена зона аккомодации между Тункинским и Верхнеокинским рифтовыми сегментами). На разрезе *а* глубины впадин показаны по геофизическим данным (Зорин, 1971; Зорин и др., 1989), штрих-пунктирными линиями подчеркнуты «вершинный» уровень горных перемычек и уровень максимального погружения фундамента во впадинах.

Fig. 4. The Tunka Valley and other rift segments in the western part of the Baikal Rift System: *a* – section *б* – sketch map (Rasskazov, 1993).

1 – land rift basins: Tunka (T), Darkhat (D), Busiyngol (BG); 2 – intermountain saddles in the Upper Oka segment: Zabit (3), Khirpisa (X), Sade (C); 3 – spurs that separate basins and intermountain saddles; 4–5 – slopes of rift valleys: 4 – steep, 5 – gentle; 6 – Belaya-Khubsugul zone structural junction (dotted line shows an accommodation zone between the Tunka and Upper Oka rift segments). The cross-section *a* demonstrates depths of depressions determined from geophysical data (Zorin, 1971; Zorin et al., 1989), dashed-dotted lines emphasize the "top" level of mountain jumpers and the maximum level of subsided basement in valleys.

Максимальная ширина Тункинской впадины обусловлена изгибанием к северу фронта Тункинских гольцов (рис. 4). Длина впадины в пределах контура осадочных отложений (включая западную часть Еловского отрога) в 2 раза превосходит ширину. Дно расположено на высоте около 720 м. Аккумулятивное дно Тункинской впадины состоит из предгорных наклонных равнин, обширных озерно-болотных низин с затрудненным дренажем, представляющих собой зоны активного современного осадконакопления, аллювиальной террасированной равнины р. Иркут и крупного, почти изолированного со всех сторон песчаного массива Бадар, занимающего всю центральную часть западной половины впадины.

Равнины первого типа представляют собой область накопления пролювиальных и речных отложений, перемежающихся с ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Аллювиальная равнина Иркут отделяет массив Бадар от наклонной равнины южного склона долины, образована широкой поймой и низкими (до 12 м) речными террасами р. Иркут и правых притоков этой реки. Над равнинной поверхностью дна впадины и сопредельной частью Еловского отрога выступают вулканические постройки — небольшие единичные конусы, холмы и гряды. Возраст построек не моложе эоплейстоценового. Их выходы в днище Тункинской впадины обусловлены ее вовлечением в инверсионные движения вместе с Еловским отрогом (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010).

В рельефе дна Тункинской впадины выделяется обширная внутренняя возвышенность Бадар (урочище Сосновый бор) — песчаный куполообразный массив овальных очертаний, возвышающийся над окружающими равнинами на 130–150 м. На севере его поверхность плавно снижается и переходит в озерно-болотную низину, которая отделяет его от наклонной равнины предгорий Тункинских гольцов. На юге склон массива обнажен в крутых обрывах р. Иркут высотой 60–80 м. Происхождение этого грядово-ложбинного рельефа на поверхности массива связано с интенсивной эоловой деятельностью в прошлом. На востоке массив переходит в узкую возвышенность, которая отделяет пойму

Иркут от центральной озерно-болотной низины. Возвышенность прорезана р. Тунка, восточнее которой толща песков с грядово-ложбинной поверхностью переходит на склон Еловского отрога и частично переслаивается с эоплейстоценовыми базальтами.

Другие впадины Тункинской долины претерпели инверсию движений, эффект которой увеличивается от Тункинской впадины и к востоку, и к западу. Мондинская впадина, несмотря на малые размеры (6×15 км), обнаруживает типичный для большинства впадин байкальского типа характер асимметрии: крутой северный борт со стороны Тункинских гольцов и относительно плавный переход ее дна в склон хр. Мунку-Сардык. Северный склон террасирован. Специальное изучение «террас», показало наличие мелких сбросовых ступеней, возникших в послеледниковое время (Медведев, Клейн, 1967). Существенную инверсию претерпела Быстринская впадина, в которой находятся поднятые фрагменты миоценовых озерных отложений и плейстоценового аллювия, частично маркирующего сток из оз. Байкал через р. Иркут.

3. Строение осадочного наполнения рифтовых структур по геофизическим данным

3.1. Южно-Байкальская впадина

При сейсмическом профилировании наиболее отчетливые изображения структуры осадочного наполнения Южно-Байкальской впадины были получены в работе (Hutchinson et al., 1992). Согласно авторской интерпретации, разрез впадины был подразделен на три сейсмокомплекса, условно названные проторифтовым, среднерифтовым и современнорифтовым (рис. 5). Средний (складчатый) и верхний (горизонтально-слоистый) сейсмокомплексы относились к позднеорогенному этапу, нижний (сейсмически-прозрачный) — к раннеорогенному. На этом профиле получена оценка максимальной мощности осадочного наполнения 7.5 км, согласующаяся с оценкой глубины осадочного наполнения, сделанной по гравиметрическим данным (Зорин, 1971). Подобное трехчленное строение сейсмического разреза обнаружено и на других профилях Южно-

Байкальской впадины (рис. 6). Нижний сейсмически-прозрачный комплекс может, однако, представлять собой милониты фундамента шовной зоны, интенсивно перетертые и гомогенизированные. Следовательно, к

собственно осадочным должны относиться только два других вышележащих слоистых комплекса, суммарная мощность которых не превышает 4 км (Рассказов С.В. и др., 2021).

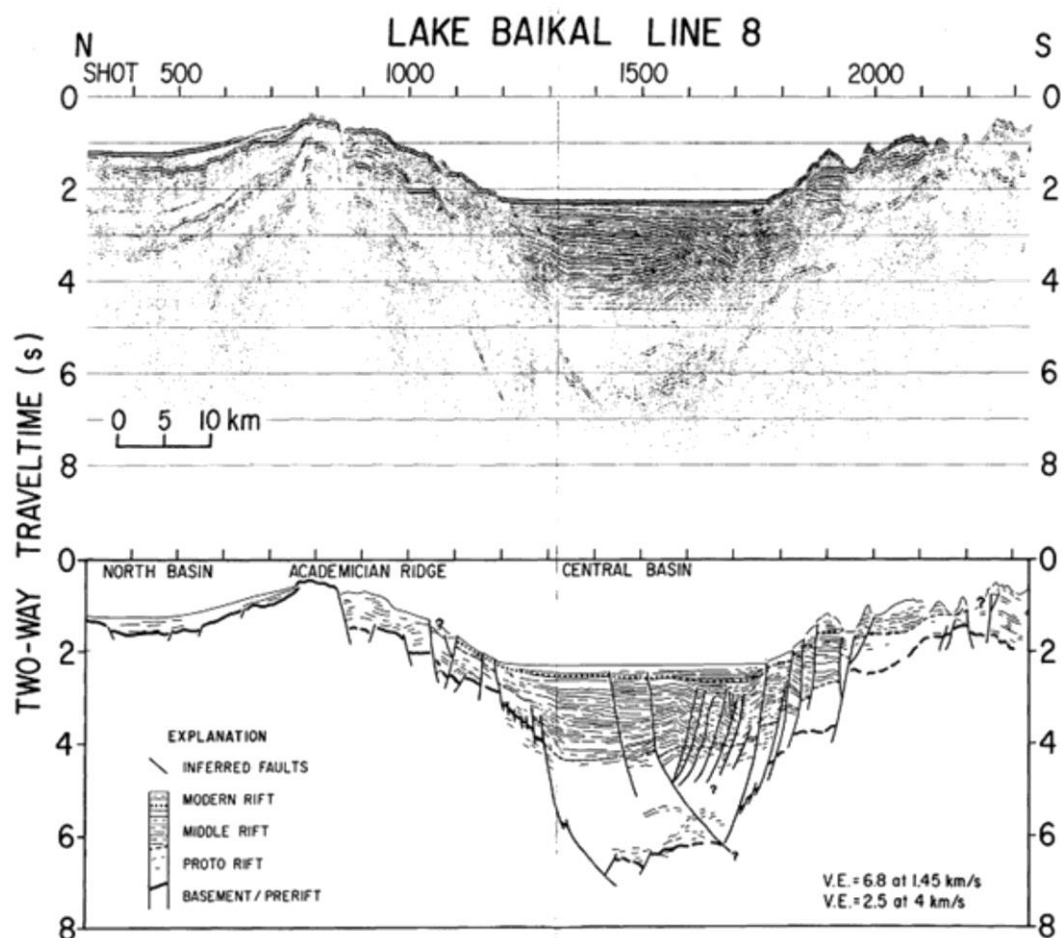


Рис. 5. Многоканальный сейсмический профиль отраженных волн через Академический хребт показывает сейсмические данные (верхняя панель) и авторскую интерпретацию этих данных (нижняя панель) (Hutchinson D.R. et al., 1992).

Fig. 5. Multi-channel seismic reflection profile across the Academic Ridge shows seismic data (top panel) and the author's interpretation of the data (lower panel) (Hutchinson D.R. et al., 1992).

3.2. Баргузинская долина

По результатам интерпретации геофизических данных в Баргузинской долине выделены четыре котловины (с юго-запада на северо-восток): Джидинская, Усть-Миндайсая, Хонхинская и Усть-Гаргинская. Мощность отложений в котловинах достигает 2000 м, в Хонхинской — 2500 м. В центральных частях седловидных перемычек, разделяющих котловины, мощность отложений уменьшается до 700 м (рис. 7).

Наиболее крупные разрывные нарушения зафиксированы в северо-западном борту долины с амплитудой вертикальных смещений до 2000 м. Параллельно этой системе разломов в 2–4 км к юго-востоку от нее протягивается сброс с амплитудой 1000–1500 м, который ограничивает с северо-запада зону больших мощностей кайнозойских отложений. В пределах долины отмечены менее протяженные сбросы с амплитудами в первые сотни метров.

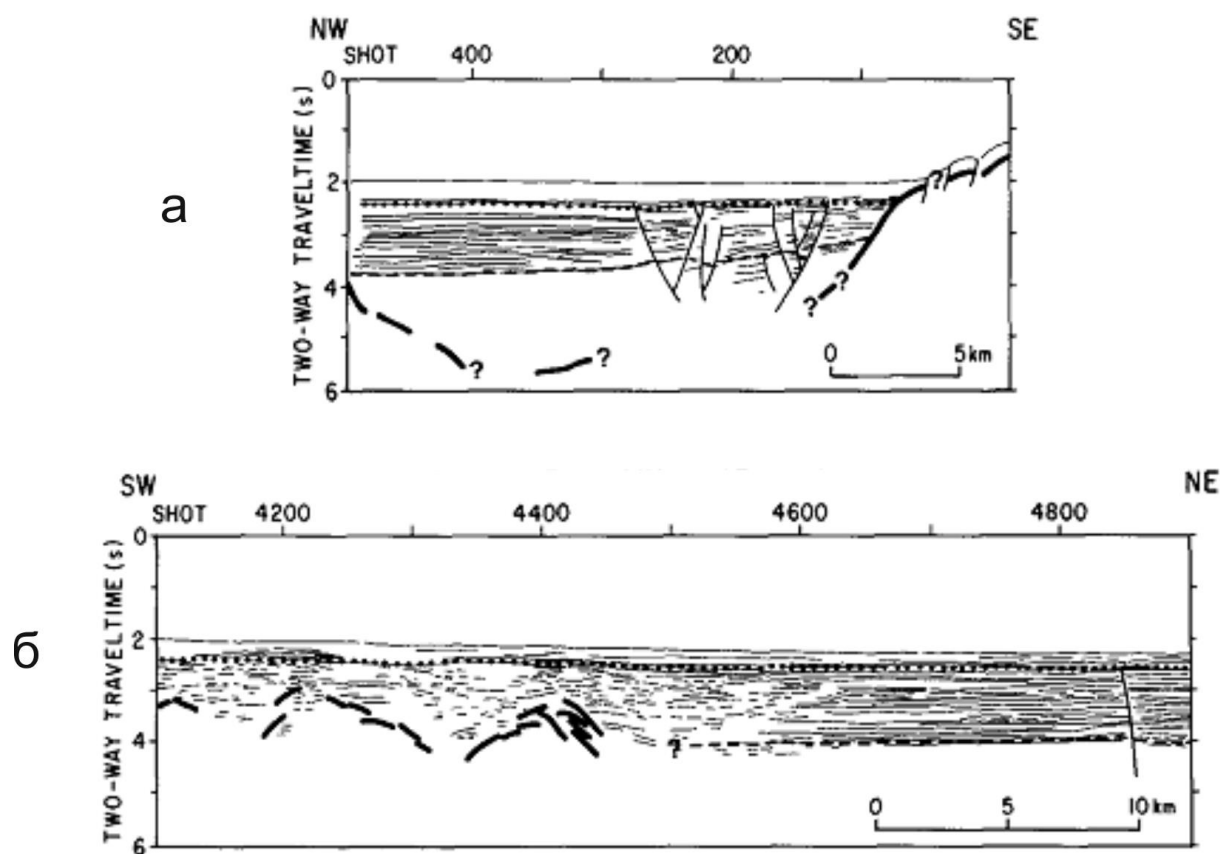


Рис. 6. Представительные сейсмические профили осадочного заполнения Южно-Байкальской впадины (Hutchinson et al., 1992): *а* — напротив истока р. Ангара, *б* — южнее о. Ольхон.

Fig. 6. Representative seismic profiles of the sedimentary infill in the South Baikal Basin (Hutchinson et al., 1992): *a* — in front of the Angara output, *б* — to the south of Olkhon Island.

Кроме седловидных перемычек, разделяющих внутренние котловины, во впадине отмечены положительные структурные формы высокого порядка — подземные продолжения отрогов Икатского хребта (Флоренсов, 1960). Аргадинский отрог раздваивает восточное крыло Усть-Миндайской котловины. Подобное диагональное поднятие осложняет Хонхинскую котловину. Скв. Р-1 достигла кристаллического фундамента на его переклиналном замыкании, в 8 км юго-восточнее пос. Могойото. Общая мощность кайнозойских отложений в скважине составила 1400 м, из которых 600 м приходится на четвертичные образования (Зорин, 1971).

На продольном осевом профиле долины отчетливо выражен единый уровень перемычек на уровне около 200–300 м ниже уровня моря, но максимальные глубины впадин не подчиняются общему уровню. Максимальную глубину имеет центральная (Хонхинская) впадина. К северу-северо-востоку и к югу-юго-западу от нее глубина ложа уменьшается. Некоторый диссонанс вносит сочетание глубин Усть-Миндайской и Джидинской впадин, отразившее перестройку структуры при переходе от Центрального трансензионного сегмента Баргузинской долины к ее Южному сегменту.

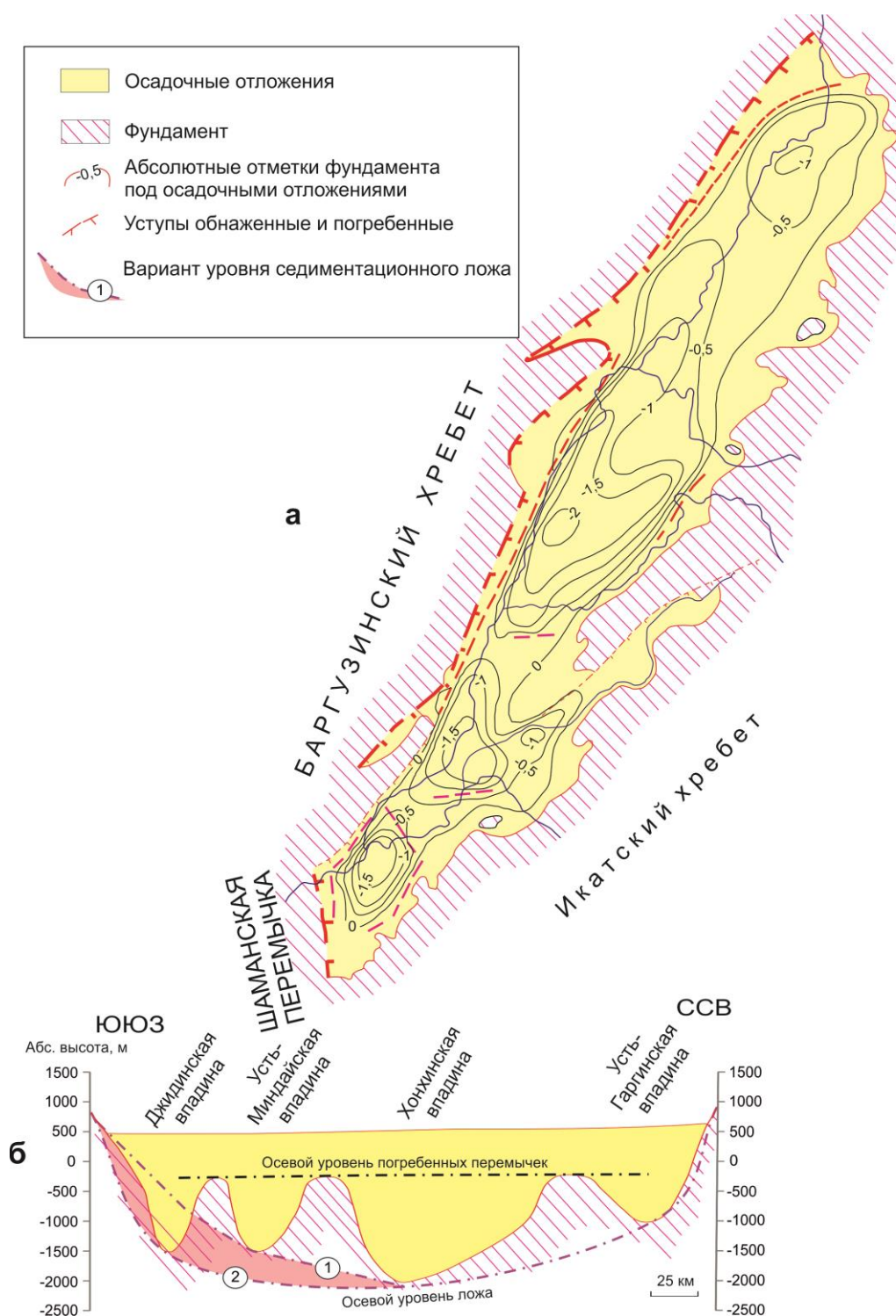


Рис. 7. Глубины впадин осадочного наполнения Баргузинской долины по геофизическим данным (а) и продольный осевой профиль долины (б). Схема а из работы (Зорин, 1971).

Fig. 7. Depths of sedimentary basins in the Barguzin valley from geophysical data (а) and the axial valley section (б). Scheme а is adopted after (Zorin, 1971).

Принимая общую мощность отложений Хонхинской впадины 2500 м и допуская максимальную вскрытую мощность четвертичных отложений 600 м, остальную глубину ложа впадин Центрального сегмента долины

нужно рассматривать как результат накопления неогеновых и, возможно, палеогеновых отложений. Поднятие ложа в Южном сегменте привело к частичному экспонированию угленосных миоценовых отложений,

окислению и самовозгоранию угля (Рассказов и др., 2016).

3.3. Тункинская долина

Эта долина имеет четковидное строение, сходное со строением Баргузинской долины, но ее междувпадинные перемычки не перекрыты отложениями, а резко выражены морфологически поднятиями кристаллического фундамента (см. рис. 4). Подобно поверхности междувпадинных перемычек Баргузинской долины, поверхность междувпадинных перемычек Тункинской долины составляет единый уровень. Она несколько повышается к уровню отрогов-перемычек Верхнеокинского сегмента. Зона аккомодации между этими сегментами образует более высокое поднятие.

Так же как в Баргузинской впадине, уровень перемычек не согласуется с глубинами впадин. В отличие от общего уровня перемычек, между уровнями ложа впадин Тункинской долины и межгорных опусканий Верхнеокинского сегмента существует отчетливый изгиб. Мощность кайнозойских отложений в центральной части Тункинской котловины достигает 2800 м (абсолютные отметки поверхности фундамента уменьшаются до 2100 м), а в Торской котловине не превышает 600 м. Уровень осадочного ложа круто поднимается от минимальной отметки Тункинской впадины по направлению к Верхнеокинскому сегменту до Мондинской впадины и в Верхнеокинском сегменте находится почти на одном уровне. Приблизительно одинаковый уровень ложа Хубсугульского ряда впадин-подвесок свидетельствует об общем характере движений коры Хубсугульского и Верхне-Окинского сегментов, отличающегося от движений коры Тункинского сегмента.

Зона максимального опускания в Тункинской впадине смещена к северному борту. Подобный характер асимметрии сохраняется на всем ее протяжении. С севера Тункинская котловина ограничена одноименным сбросом, однако этот разлом не является границей зоны больших мощностей кайнозойских отложений. Судя по гравиметрическим материалам (Зорин, 1971), мощность отложений плавно возрастает от подножия Тункинских

гольцов до 1200 м на расстоянии 5–6 км к югу от курорта Аршан. Здесь фиксируется сброс, протягивающийся в широтном направлении с амплитудой до 1200 м при падении поверхности сместителя на юг под углом 50–60°. Малая мощность отложений в промежутке между этим разломом и Тункинским сбросом подтверждена бурением гидрогеологических скважин. На южной окраине курорта Аршан (скв. 27) мощность кайнозойских отложений составляет 400 м, из которых 300 м приходится на четвертичные образования и 100 м — на верхнеплиоценовые.

В скв. Р-2, пройденной в 7 км к югу от курорта Аршан, мощность четвертичных отложений составляет около 250 м, остальная вскрытая часть разреза (свыше 1900 м) относится к неогену (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010). Сокращение мощности четвертичных отложений относительно мощности, зафиксированной у подножия Тункинских гольцов, объясняется расширением впадины к северу одновременно с инверсионным поднятием Еловского отрога и сопредельной восточной части Тункинской впадины. Такие соотношения отражают деформации коры, сопряженные с ее четвертичным сжатием в Еловско-Култукском сегменте Тункинской долины (см. рис. 1).

4. Обсуждение

Мы сосредоточимся на обсуждении 1) развития рассматриваемых сухих долин в связи с развитием Южно-Байкальской впадины и 2) временного аспекта становления этих структур.

4.1. Соотношение озерной впадины с сухими долинами

Сравнивая озерную Южно-Байкальскую впадину с Тункинской и Баргузинской сухими долинами (таблица), можно видеть ее большую протяженность и максимальную ширину, хотя максимальные высоты ее обрамляющих хребтов несколько снижаются. Это понижение известно как «Селенгинская седловина» (Логачев, 1974). Значение Южно-Байкальской впадины как наиболее выразительной центральной структуры рифтовой системы не вызывает сомнений (Флоренсов, 1960; Логачев, 2001).

Сопоставление параметров Южно-Байкальской впадины и сопредельных сухих долин

Параметры	Тункинская долина	Южно-Байкальская впадина	Баргузинская долина
Протяженность	200 км	405 км	200 км
Максимальная ширина	30 км	80 км	35 км
Максимальные отметки поднятия северного плеча	3300 м, Тункинские гольцы	930 м в юго-западной части хр. Приморский, 1700 м в его северо-восточной части (Сарминских гольцах)	2840 м, Баргузинский хребет
Максимальные отметки поднятия южного плеча	2600 м, хребты Мунку-Сардык (восточная часть), Ургудеевский, Хамар-Дабан (западная часть)	2030 м (г. Хурхаг), хребты Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Морской, Ямбуйский	2600 м, Икатский хребет
Продольная структурная дифференцированность	Впадины (мульды) с востока на запад (от Култук-Слюдянской ступени Южно-Байкальской впадины): Быстринская, Торская, Тункинская, Торская-Хойтогольская, Мондинская	Единая структура погружения. Морфологическое деление на Южную и Среднюю котловины связано с выносом материала в авандельте р. Селенга	Впадины (мульды) с запада на восток (от Усть-Баргузинской ступени Южно-Байкальской впадины): Джидинская, Усть-Миндайская, Хонхинская и Усть-Гаргинская
Минимальная абсолютная отметка фундамента	–2.5 км в Тункинской впадине	–4 км, ложе слоистой осадочной толщи	–2 км
Вулканизм	Проявление вдоль всей долины и преимущественно на ее южном Мунку-Сардык-Ургудей-Хамар-Дабанском плече	Отсутствует	Отсутствует
Максимальная оценка мощности четвертичных отложений	600 м	Более 1000 м в дельте р. Селенга, уменьшение мощности в центральной части впадины до первых сотен метров	600 м
Некомпенсированная амплитуда погружения (водная линза)	Отсутствует	1642 м	Отсутствует
Развитие трансенсии	Отсутствует	В области Ольхон-Академической перемычки, в акватории и на восточном побережье (Ямбуйский сегмент)	Центральный сегмент
Сжатие	В Ниловско-Мондинском и Еловско-Култукском секторах	Предчетвертичный эпизод, обусловивший складчатость нижнего сейсмокомплекса	Южный сегмент между трансенсионными сегментами

Соотношения Южно-Байкальской впадины с сухими долинами существенно отличаются. Вблизи западного окончания Южно-Байкальской впадины Тункинская долина как бы вырождается. В восток-северо-восточной части Южно-Байкальской впадины рифтовые

структуры, наоборот, расширяются (см. рис. 1). Такое отличие характеризует Тункинскую долину как отдельную структуру Хангай-Бельской орогенной зоны, а Южно-Байкальскую впадину и Баргузинскую долины — как

взаимосвязанные структуры Байкальской рифтовой зоны.

Южно-Байкальская и Северо-Байкальская озерные впадины наследовали шовную зону фундамента Сибирского кратона. Пространственный переход между ними при смене простирания с субширотного на субмеридиональное сопровождался образованием Ольхон-Академической диагональной перемычки. Пространственно связанные с ней деформации литосферы повлекли трансензионный характер развития структур растяжения. Посольское диагональное поднятие, переходящее в депрессионные структуры дельты р. Селенга (Замараев, Самсонов, 1959), не сопровождалось дифференцированными боковыми смещениями. В отличие от нее, на диагональной Ольхон-Академической перемычке резко обособилось кулисообразное сочетание о-ва Ольхон и блока максимального погружения дна озера, сопряженного с ним по Морскому разлому. Восточнее образовались рвы погружения Баргузинского залива. Далее, на побережье Байкала, образовалась Ямбуйская полоса кулисообразно расположенных малых бассейнов и хребтов, зафиксировавшая левостороннее смещение южного отрога Икатского хребта относительно северного отрога хр. Улан-Бургасы. В объеме этого трансензионного сегмента и кулисных структур акватории реализовалось финальное максимальное растяжение коры. Именно здесь зафиксирована глубина озера 1642 м и его ширина 80 км.

Северо-восточное продолжение Ольхон-Академической диагональной перемычки геометрически совпадает с северным пределом действия трансензии в Центральном сегменте Баргузинской долины при относительном смещении Баргузинского хребта к северу и Икатского хребта — к югу. Совместный эффект бокового движения в Ямбуйском сегменте и Центральном сегменте Баргузинской долины вызвал локальное сжатие и инверсионное поднятие фундамента впадины в Южном секторе Баргузинской долины (см. рис. 1).

Погружению междувпадинных перемычек под осадки способствовало общее растяжение в Баргузинской долине. Сжатие литосферы в Тункинской долине отразилось в существенном инверсионном поднятии ее

терминальных секторов, в результате которого фундамент междувпадинных перемычек оказался оголенным.

Разительное отличие Тункинской структуры от Южно-Байкальской и Баргузинской отразилось в вулканизме. Базальтовые лавы извергались на всем протяжении Тункинской долины, преимущественно на ее южном плече (хр. Мунку-Сардык, Ургудей, Хамар-Дабан). В сущности, Тункинская долина с ее горным обрамлением явилась одной из территорий вулканизма, охватившего всю Хангай-Бельскую орогенную зону. В Байкальской рифтовой зоне вулканизм не получил сквозного распространения и локализовался только на структурных окончаниях Ципа-Муяканского и Муя-Удоканского трансензионных сегментов (Рассказов, 1996).

Дистальная связь между Южно-Байкальской впадиной и Баргузинской долиной проявляется в современных деформациях коры, выраженных в концентрации сейсмической активности вдоль этих структур при асейсмичном характере Северо-Байкальской впадины. Структурная индивидуальность Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины отражается в пространственном разрыве между эпицентрными полями землетрясений этих структур.

4.2. Оценки времени формирования структур

Предполагается, что Северо-Байкальская впадина формировалась позже Южно-Байкальской. Ее растяжение было инициировано после позднемиоценовой структурной перестройки (Рассказов, 1996; Кашик, Ломоносова, 2006; Мац, 2013).

Во временном аспекте перехода от миоценовых отложений к плиоценовым и четвертичным в Южно-Байкальской впадине в настоящее время сложилась неопределенность. С одной стороны, нижнеплиоценовые отложения включались в состав угленосной танхойской свиты, а верхнеплиоценовые и эоплейстоценовые — в состав охристой аносовской (Логачев, 1958, 1974). Официальное изменение хроностратиграфической шкалы, внесенное международным стратиграфическим сообществом в 2009 г., привело к расширению рамок четвертичного периода с

включением в эту эпоху гелазия. Охристые отложения аносовской свиты теперь могут в целом относиться к эоплейстоцену. Такое время смены сероцветных отложений красноцветными определяется на территории Северо-Восточного Китая и согласуется с выделением слоев относительного похолодания по материалам керна скважин Академического хребта (Кайнозойские красноцветные осадочные отложения..., 2016). С другой стороны, на о-ве Ольхон выделялись более древние красноцветные образования. Горизонты красноцветов отмечались в стратотипе тагайской свиты (нижний-средний миоцен). Слои красных глин были зафиксированы в сарайском биостратиграфическом горизонте (верхний миоцен или верхний миоцен — нижний плиоцен) и в вышележащей одонимской пачке (нижний плиоцен). На Танхойском поле к верхнему плиоцену — началу эоплейстоцена относилась красноцветная шанхайская (аносовская) свита (Мац, 2013). Эоплейстоценовые красноцветные толщи имеют общее значение для территории Внутренней Азии. Неопределенность же, связанная с появлением доэоплейстоценовых красноцветных толщ требует выяснения условий их образования с постановкой специальных исследований источников осадочного материала.

О времени образования глубоководной Байкальской впадины выдвигались разные гипотезы. Предполагалось ее зарождение на границе среднего и верхнего плейстоцена (Аносов, 1964) (т. е. около 126 тыс. лет назад). По скорости отложения осадков время накопления дельтовых толщ рек Верхняя Ангара и Кичера оценивалась в 560 тыс. лет (Гурулев, 1959). Скоростной разрез авандельты р. Селенга интерпретировался, исходя из средней скорости накопления отложений 17 см за 1000 лет. Клиноформные пакеты перемежаемости отложений авандельты с пелагическими осадками были идентифицированы в верхней 2-километровой части разреза. Сделан вывод о том, что депоцентр дельты развивался в последние 3–2 млн лет (Scholz, Hutchinson, 2000). Последние оценки времени образования глубокого Байкала согласуются с отсутствием на антецендентном отрезке долины р. Селенга отложений древнее эоплейстоценовых (Логачев, 1974). Эти

оценки можно принимать как наиболее реальные.

Морфология подводной части Байкальской впадины зависела от соотношения прогибания дна и привноса осадочного материала. Первые подсчеты осадконакопления в Байкале для удаленных от берегов участков дали оценку скорости 4.2 см за 1000 лет (Вотинцев и др., 1965). По палеомагнитным данным получены оценки скорости накопления осадков в Северном Байкале на порядок меньше — 0.2–0.7 см за 1000 лет (Кравчинский и др., 1971).

О быстром опускании котловины Байкала свидетельствует состав отложений центральных частей Северного и Среднего Байкала, в которых под 2–3-метровым слоем пелитовых илов залегает песок и гравий. Вскрытая мощность грубозернистых отложений достигает 7 м. Следовательно, в недавнем геологическом прошлом осадки, вскрытые ныне на глубине 1000 м и более, накопились на мелководье вблизи суши — источника грубозернистого материала. Медленное накопление осадков не компенсировало быстрое прогибание котловины Байкала, ускорившееся в позднечетвертичное время (Логачев, 1974).

В структуре Баргузинской долины и ее осадочном наполнении отражены два основных этапа деформаций, соответствующих накоплению нижнего (складчатого) и верхнего (горизонтально-слоистого) сейсмокомплексов Южно-Байкальской впадины. Первый этап запечатлен в структуре растяжения Южного сегмента Баргузинской долины, второй — в структуре трансенсии ее Центрального сегмента. Первый этап охватывал широкий временной диапазон миоцена и плиоцена. Второй получил развитие в квартере. Трансенсионная структура оказалась дискордантно наложенной на структуру седиментации первого этапа. Очевидно, что тектоническая перестройка, произошедшая перед отложением горизонтально-слоистого сейсмокомплекса Южно-Байкальской впадины, была главным событием в развитии ее структуры, которое выразилось в эпизоде относительного сокращения (сжатия), повлекшего за собой смятие толщи нижнего сейсмокомплекса.

Хотя структура Тункинской долины в целом подобна структуре Баргузинской

долины, в ее восточном и западном секторах явно доминировало сжатие, реализовавшееся в инверсионных поднятиях ее обоих окончаний. Отметим ограниченность вулканизма в култугской части Еловско-Култугского инверсионного сектора временным интервалом 18–12 млн лет назад. Около 18 млн лет назад здесь уже существовали глубокие (не менее 200 м) каньонообразные долины, углубившиеся в фундамент около 16–15 млн лет назад. Вулканизм прекратился из-за того, что литосфера оказалась непроницаемой для магм. Возможно, ее сжатие усилилось около 12 млн лет назад и с течением времени привело к расплющиванию Слюдянского блока напротив жесткого основания Сибирского кратона. Относительное поднятие и эрозионное расчленение Еловского отрога центральной части Тункинской долины имело место около 16–15 млн лет назад и вновь значительно активизировалось в четвертичное время (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010). Это свидетельствует об общей продольной структурной дифференциации Тункинской долины в течение всего позднего кайнозоя.

5. Заключение

В центральной части Байкальской рифтовой системы находятся озерная Южно-Байкальская впадина и сопредельные с ней сухие долины, Баргузинская и Тункинская.

Южно-Байкальская впадина, приспособленная к краю кристаллического фундамента Сибирской платформы, характеризуется разделением на Южную и Среднюю плоскодонные котловины отложениями дельты и авандельты р. Селенга, развитием диагональных внутривпадинных перемычек (Посольской и Ольхон-Академической), образованием протяженных, высоких сбросовых тектонических уступов и желобов растяжения, наложением четвертичного опускания ложа на неогеновый бассейн седиментации, горизонтальной слоистостью четвертичных отложений внутри впадины и изменчивой мощностью на ее бортах.

Позднекайнозойское развитие Баргузинской долины было согласовано с развитием Южно-Байкальской впадины как ее дистальной структуры. Доминирующее растяжение контролировалось диагональным

обособлением Ольхон-Академической перемычки с осложнением структуры субширотным Ямбуйским и субмеридиональным Центральным (в Баргузинской долине) транстенсионными сегментами. Позднекайнозойское развитие Тункинской долины определялось сочетанием локального растяжения с общим сжатием литосферы в Хангай-Бельской орогенной зоне.

6. Благодарности

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 и грант научно-исследовательского фонда Академии наук провинции Хэйлуцзян КНР (2016 г.) при частичном финансировании РФФИ, грант 17-05-00808.

Литература

Аносов В.С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье // Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. – М.: Недра. – 1964. – С. 247–251.

Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. – М., Наука, 1965. – 495 с.

Гурулев С.А. О возрасте оледенения в Северном Прибайкалье // Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та ВСФ АН СССР. — Иркутск, 1959. – Вып. 2. – С. 175–186.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селингинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1959. – С. 435–475.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. – М.: Наука, 1971. – 168 с.

Зорин Ю.А., Е.Х. Турутанов, Н. Арвисбаатар. Строение кайнозойских впадин Прихубсугуля по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. – 1989. – № 10. – С. 130–136.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. – С. 339–353.

Кравчинский А.Я., Давыдов В.Ф., Болдырев Г.С. Опыт палеомагнитной стратификации

донных осадков оз. Байкал // Хронология ледникового века. – Л.: Недра, 1971. – С. 48–56.

Ламакин В.В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала / В.В. Ламакин. – М.: ГеографГиз, 1952. – 197 с.

Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. — М.: Наука, 1968. – 247 с. (Труды Геологического института, вып. 187)

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1958. – № 4. – С. 18–20.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М.: Наука. – 1974. – С. 7–163.

Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН. — 2001. — Т. 376, № 4. — С. 510–513.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 5. – С. 391–406.

Мац В.Д. Стратиграфия отложений позднего мела — кайнозоя Байкальского рифта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2013. – Т. 21, № 6. – С. 72–87.

Медведев М.Е., Клейн Я.Я. Неотектоника и вулканизм Мондинской впадины // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967.

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

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. – 288 с.

Рассказов С.В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 4. – С. 60–70.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. Калий–аргоновое датирование базальтов Тункинской долины // Советская геология. – 1990. – № 9. С. 62–67.

Рассказов С.В. [и др.] Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007а. – 193 с.

Рассказов С.В. [и др.] Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – 40 с.

Рассказов С.В. [и др.] Кайнозойские красочные осадочные отложения Внутренней Азии: литогенетическое значение вариаций содержания Al_2O_3 и CO_2 // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. – Вып. 14. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. – С. 233–235.

Рассказов С.В. [и др.] Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту // Геология и окружающая среда. – 2021. – Т. 1, № 1. – С. 3–18.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.–Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. – 258 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли // Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2014. – 291 с.

Hutchinson D.R. [et al.] Depositional and tectonic frame work of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. – 1992. – V. 20. – P. 589–592.

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system // Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf. Aquitaine. 1994. V. 18. No. 2. P. 453–461.

Scholz C.A., Hutchinson D.R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal, Siberia // Int. J. Earth Sci. – 2000. – V. 89. – P. 212–228.

Хассан Абдулмонем,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
аспирант,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

Ведущий инженер,

*Сирия, город Хомс,
Университет Аль-Басс,
преподаватель,
email: abdulmonemhassan86@gmail.com.*

Hassan Abdulmonem,
664003 Irkutsk, ul. Lenina, 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
master's student,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
Syria, Homs city,
Al Bass University,
teacher,
email: abdulmonemhassan86@gmail.com.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of the Dynamic Geology Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov Str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Assistent Professor,
664033 Irkutsk, Lermontov Str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Аль-хамуд Аднан,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
аспирант,

Сирия, город Дейр-Эз-Зор,

Университет Аль-Фурат,

преподаватель,

email: hamoudadnan04@gmail.com.

Al-Hamoud Adnan,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

graduate student,

Syria, Deir ez-Zor city,

Al-Furat University,

teacher,

email: hamoudadnan04@gmail.com.
