

# SEDIMENT THICKNESS AND BEDROCK RELIEF OF THE VELIKAYA SALMA CHANNEL (THE WHITE SEA)

E.G. MAYEV, G.A. SAFYANOV, V.V. FROL', A.S. ZVEREV

## Summary

Seismo-acoustic profiling helped to determine the boundaries of two main members overlaying crystalline bedrocks: fluvio-glacial sediments (mainly the moraine of the last glaciation) up to 150 m thickness and recent marine sediments of small thickness. These loose sediments do not occur continuously. Graben-like depressions a 100-300 m deep occur on the sea bottom, divided by barriers. There are no evidences of older than Valdai sediments' existence in this area.

УДК 551.432(-925.16)

© 2010 г. В.Д. МАЦ, И.М. ЕФИМОВА

## МОРФОСТРУКТУРА ЗАПАДНОГО ПОДНЯТОГО ПЛЕЧА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА<sup>1</sup>

### Введение

Байкальский рифт<sup>2</sup> (БР) – признанный тектонотип континентальных структур этого класса. Одна из дискуссионных проблем морфотектоники БР – строение его западного поднятого плеча. Оно специально нигде не описывалось и лишь кратко рассмотрено в публикациях Г.Ф. Уфимцева [1], считающего, что плечо образовано односторонними наклонными горстами. Но в итоге исследований выясняется, что его морфоструктура включает реликтовое плато, наклонные односторонние горсты и сводовые поднятия [2]. Рассмотрение строения и развития морфоструктур позволяет видеть некоторые последовательности их формирования и дает дополнительные аргументы к принятию пассивной модели рифтогенеза.

Предлагаемая статья преследует цель показать многообразие и сложность морфоструктур западного фланга окраины БР и выяснить историю их формирования. Статья основана на авторских материалах геологических съемок и многочисленных маршрутных исследованиях, выполненных в разные годы. Используются также данные геологических работ, проведенных коллегами-геологами Иркутской геологосъемочной экспедиции (ИГСЭ): А.С. Кульчицким, Н.В. Сухановой, В.С. Аносовым, А.А. Бухаровым, А.М. Рябых, В.Г. Рыбаковым, В.И. Устиновым, А.Н. Артемьевым, И.М. Широковым, В.П. Петровым, Ю.П. Коренных и др.) и результаты дешифрирования топо- и аэрофотоматериалов.

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01148-а).

<sup>2</sup> Под Байкальским рифтом мы понимаем Байкальскую рифтовую впадину со всеми внутривпадинными опущенными и поднятыми морфоструктурами и окружающие ее горные поднятия – плечи рифта – до (согласно Н.А. Флоренсову) подножий поднятий, ближайших к рифтовой впадине.

Западное плечо БР образовано Олхинско-Голоустинским плато и Приморским и Байкальским хребтами (рис. 1).

**Олхинско-Голоустинское плато** протягивается от ЮЗ окончания БР до долины р. Бугульдейки, нижний по течению отрезок которой использует зону Бугульдейского разлома (рис. 1). Это плоская возвышенность абсолютной высотой преимущественно до 900–1000 м. Плато – реликт базальной поверхности поздне мелового – палеогенового пенеппена, оно прорезано притоками р. Ангары и оз. Байкал. На ЮВ (со стороны Байкала) плато круто обрывается тектогенными уступами, отделяющими его от Байкальской впадины. На СЗ оно сливается с Ангаро-Ленским плато, представляя, по существу, его окраинную зону. От основных пространств Ангаро-Ленского плато его отделяет Онотская возвышенность, протягивающаяся к СВ субпараллельно Байкалу. Местами на плато сохранились красноцветные субаэральные каолиновые глины палеогена и латерит-каолиновая кора выветривания (КВ). Изотопный возраст латеритов 40–36 млн лет [3].

С точки зрения геологической структуры Олхинско-Голоустинское плато – это окраинная зона Сибирской платформы, в пределах которой обнажены архейский фундамент, а также рифейские и юрские отложения чехла.

**Приморский хребет** протягивается от долины р. Бугульдейки до верховья р. Чанчур. Севернее, в верховьях Бол. Лены располагаются Анайский и Шартлайский гольцовые массивы, которые по абсолютным высотам и морфологии занимают промежуточное место между Приморским и Байкальским хребтами.

Приморский хребет – асимметричное сооружение. Юго-восточные – байкальские склоны хребта обрезаются обрывами, образованными Приморской разломной зоной и интенсивно расчленены долинами притоков Байкала. Северо-западные склоны более пологие, менее высокие и расчлененные.

С СЗ к хребту примыкает узкая Прихребтовая депрессия, которая протягивается между хребтом и Онотской возвышенностью. В центральной части Прихребтовая депрессия расширяется почти до 10 км. Эта часть депрессии описана как Сарминско-Анайская [2, 4]. За Онотской возвышенностью следует Предбайкальский предгорный прогиб (рис. 1). Прихребтовая депрессия отделена от плеча рифта системой покровно-надвиговых и сбросовых структур, прослеженной на сотни километров [2, 4, 5]. Поверхность депрессии на несколько сот метров ниже Приморского хребта и Онотской возвышенности. В пределах депрессии многочисленны реликты мел-палеогеновых пенеппена, древних долин и впадин, каолинит-латеритной КВ, поздне меловых-палеогеновых аллювиальных и озерных отложений. В мел-палеогеновых отложениях и КВ проявлена гидротермальная минерализация [6].

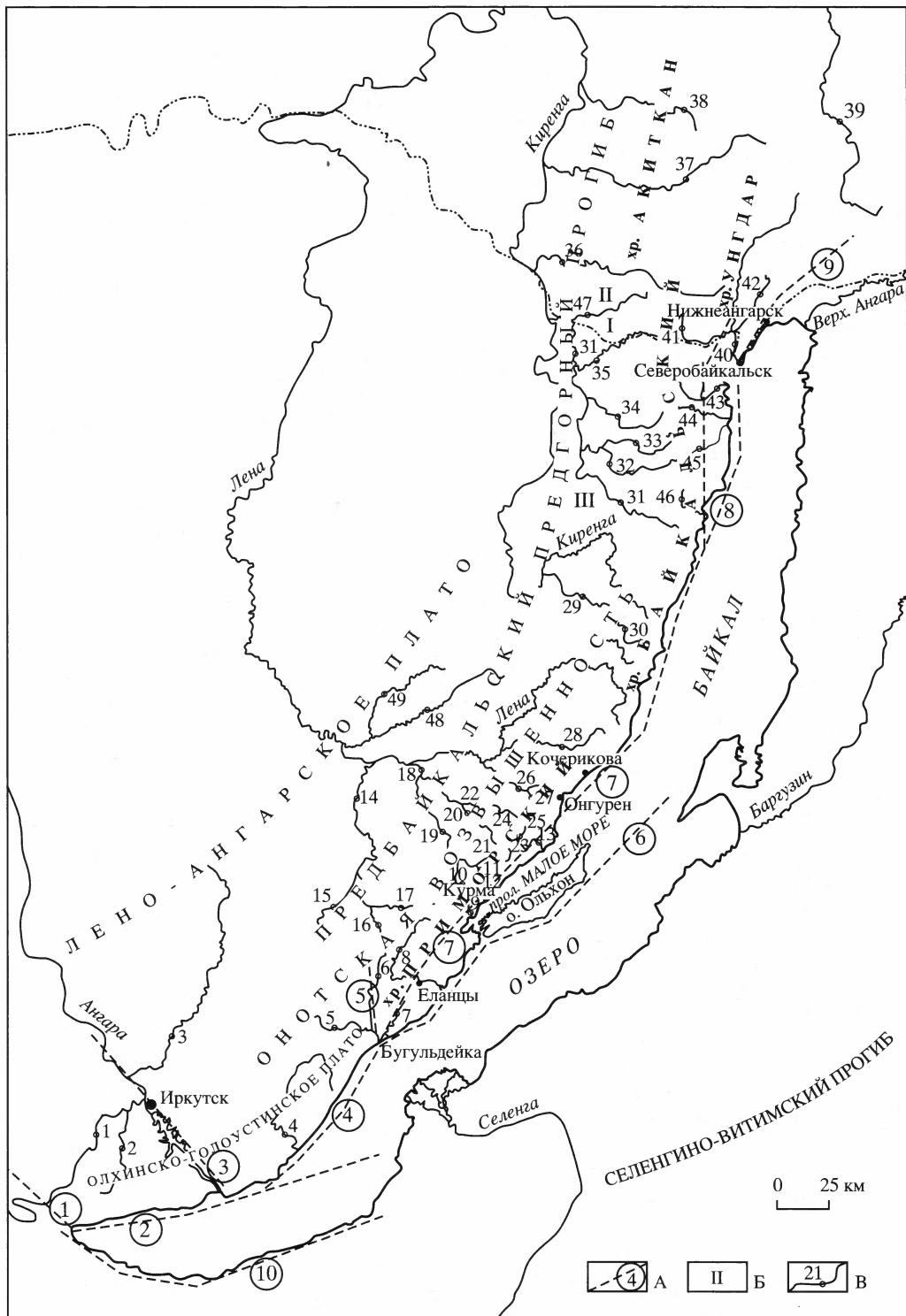
Высота Приморского хребта увеличивается от бассейна р. Бугульдейки, где она около 1200 м, к бассейнам рр. Сармы и Иликты. Здесь высоты достигают 1600–1700 м, господствующая вершина – гольц Трехголовый (1746 м). Параллельно с ростом высоты хребта увеличивается и высота Онотской возвышенности. Рост высот согласуется с увеличением амплитуды Приморской разломной зоны в СВ направлении [7].

*Рис. 1. Обзорная схема западного фланга Байкальского рифта*

*А – основные разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Южно-Байкальский, 3 – Ангарский, 4 – Ангаро-Бугульдейский, 5 – Бугульдейский, 6 – Ольхонский, 7 – Приморский, 8 – Северо-Байкальский, 9 – Кичерский, 10 – Черского.*

*Б – хребты: I – Суринский, II – Аверичев, III – Становой.*

*В – речная сеть: 1 – Иркут, 2 – Олха, 3 – Куда, 4 – Голоустная, 5 – Курдун, 6 – Бугульдейка, 7 – Таловка, 8 – Анга Байкальская, 9 – Сарма, 10 – Нуган, 11 – Левая Сарма, 12 – Курма, 13 – Зундук, 14 – Манзурка, 15 – Ходонца, 16 – Боганта, 17 – Унгур, 18 – Иликта, 19 – Левая Иликта, 20 – Средняя Иликта, 21 – Безымянка, 22 – Правая Иликта, 23 – Малая Иликта, 24 – Ерничная, 25 – Курга, 26 – Чанчур, 27 – Миндей (Булгары), 28 – Большой Анай, 29 – Тонгода, 30 – Толококтай, 31 – Улькан, 32 – Верхняя Ирель, 33 – Средняя Ирель, 34 – Маркина Ирель, 35 – Кунерма, 36 – Окунайка, 37 – Миня, 38 – Домугда, 39 – Чая, 40 – Тья, 41 – Гоуджекит, 42 – Нюрундукан, 43 – Слюдянка, 44 – Рель, 45 – Горемыка, 46 – Молокон, 47 – Умбелла, 48 – Бол. Анга (Ленская), 49 – Мал. Анга*



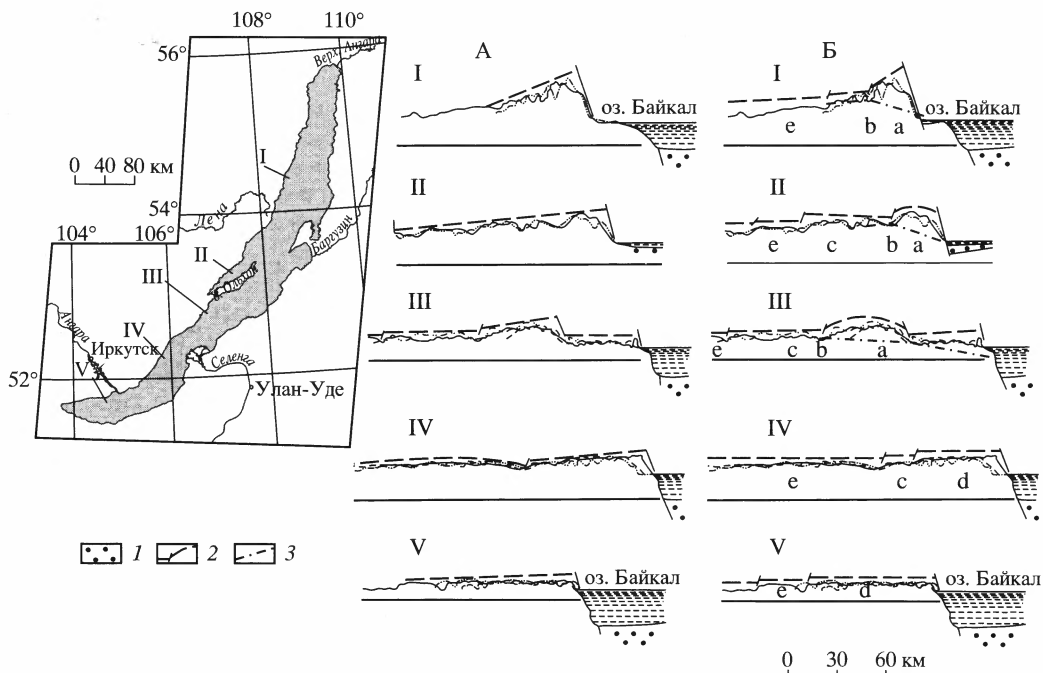


Рис. 2. Поперечные профили через западный фланг Байкальского рифта и их структурная интерпретация (А – по [1], Б – интерпретация авторов). Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в пять раз  
 1 – донные отложения Байкальской впадины, 2 – структурная интерпретация, 3 – зона шарьяжа; морфо-структурные элементы: а – поднятое плечо рифта: сводовые поднятия и односторонние наклонные горсты – хребты Приморский и Байкальский, б – Прихребтовая депрессия, с – Онетская возвышенность, d –Олхинско-Голоустинское плато, е – краевое поднятие Сибирской платформы

Приморский хребет образован сводовыми поднятиями и односторонними наклонными блоками (рис. 2). Строение свода наиболее четко устанавливается в районе г. Острая Сопка на левобережье р. Сармы, где выделяется Бугульдейско-Сарминский свод. Его вершинная часть образована вытянутой по простиранию структур фундамента узкой останцовой грядой, сложенной кварцитами и хлоритоидными сланцами нижнего рифея. С ЮВ она ограничена крутыми денудационными склонами и на 40–50 м возвышается над примыкающими к ее склонам выровненными поверхностями – реликтами позднемелового–палеогенового пенеплена, который покрыт чехлом палеогеновых оранжево-красных каолинистых глин мощностью более 5 м. Подошва склона останцовой возвышенности осложнена морозобойным уступом. Продвижение уступа в результате криопланации вглубь возвышенности приводит к ее денудационному разрушению и сопровождается образованием крупноглыбовых развалов, которые смещаются по наклонной поверхности пенеплена, скользя по глинистому покрову, и полностью перекрывают глины. Перемещение глыбового покрова четко прослеживается на аэрофотоснимках, а наличие под глыбами глин было установлено лишь благодаря проходке шурфов. К описанной поверхности, отделяясь от нее денудационным уступом, примыкает более низкая ступень пенеплена, покрытая чехлом желтых каолинистых глин.

Пенеплен деформирован в результате позднеплиоценового поднятия и его реликты наклонены в обе стороны от водораздела, образуя отчетливо выраженный свод (рис. 2). Наиболее высокие участки свода преобразованы четвертичной криопланацией. Поверхности криопланации моложе сводообразования, они субгоризонтальны, но палеогеновый покров с них денудирован, что установлено при проходке многочисленных горных выработок.

С СЗ г. Острая Сопка граничит с более низким горным массивом на левобережье р. Сармы. На нем палеогеновый покров сохранился лишь в грабенах Левосарминском и руч. Пещерного, врезанных в докембрийский фундамент. В них описаны фрагменты пенеплена с покровом палеогеновых глин, КВ и Сарминским месторождением латеритных фосфоритов. Морфоструктура этого участка демонстрирует строение фундамента Сарминско-Анайской депрессии и указывает на участие сбросовой тектоники в ее формировании.

С ЮВ, в 7 км от водораздела к склону свода прилегает узкий наклонный Курминский горст. Со стороны Байкальской впадины он ограничен Приморской разломной зоной. С СЗ горст отделен от реликтов пенеплена листрическим сбросом. Поверхность горста наклонена к СЗ, палеогеновый покров на нем денудирован. Эта морфоструктура (а не весь массив г. Острая Сопка, как утверждается в [1]) и представляет собой наклонный горст. С Бугульдейско-Сарминским сводом сходны своды Правоиликтинско-Чанчурского и Анайского гольцовых массивов, однако детали их строения не выяснены.

Между сводами протягиваются узкие наклонные односторонние горсты. Со стороны Байкальской впадины горсты ограничены Приморской разломной зоной, а к СЗ протягивается их относительно пологая наклонная поверхность. Ее наивысшие точки непосредственно нависают над обрывами Приморской разломной зоны. Своды и горты разделены поперечными сдвигами, что хорошо видно на рис. 3.

Несколько в стороне от этих морфоструктур находится Шартлайское высокое плато – поднятый до более 2000 м над у. м. реликт древней поверхности выравнивания. Поверхность увенчана останцовыми холмами и грядами, покрытыми глыбовыми россыпями пород нижнего протерозоя и лишена растительного покрова. Ее дренируют небольшие ручьи с медленным течением. С ЮЗ плато обрывается субвертикальной, в несколько сотен метров стеной каньона Рытый, по которой эти ручьи низвергаются водопадами. С ЮВ плато ограничено уступами Приморской разломной зоны, осложненными юными грандиозными сеймотектоническими структурами. Ландшафт Шартлайского плато, напоминая лунный пейзаж, производит мрачное впечатление.

В структурном отношении Приморский хребет – краевое поднятие фундамента Сибирской платформы, сложенное нижнепротерозойскими морскими вулканогенно-терригенными образованиями сарминской серии (нижний карелий) и представляющее прискладчатое крыло краевого шва платформы. Анайский свод и Шартлайское плато также входят в его состав.

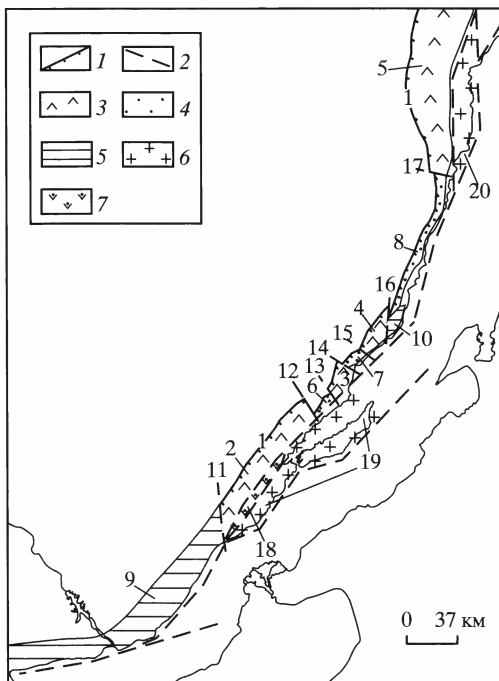


Рис. 3. Схема основных морфоструктур  
 1 – зона передового надвига, 2 – сброс, сдвиг, 3 – свод, 4 – горст, 5 – плато, 6 – красвая ступень, 7 – грабен  
 1 – зона передового надвига; *своды*: 2 – Бугульдейско-Сарминский, 3 – Правоиликтинско-Чанчурский, 4 – Анайский, 5 – Мужинай-Ирельско-Кунерминский; *горст*: 6 – Малоиликтинский, 7 – Верхнечанчурский, 8 – Верхнеленско-Ульканский; *плато*: 9 – Олхинско-Голустиное, 10 – Шартлайское; *сдвиги*: 11 – Бугульдейский, 12 – Среднеиликтинский, 13 – Зундукско-Иликтинский, 14 – Глубоцкий, 15 – Хулуртуйский, 16 – Лено-Шартлайский, 17 – Мужинайский; 18 – Бугульдейско-Чернорудский грабен; *краевые ступени*: 19 – Бугульдейско-Маломорская, 20 – Котельниковско-Тыйская

**Байкальский хребет** протягивается от истока р. Лены до северной оконечности БР его вершины достигают 2000 м и более. На юго-западном окончании Байкальского хребта от Анайского гольцового массива протягивается Верхнеленско-Ульканский односторонний наклонный горст шириной 2–3 км (рис. 2, профиль 1). Горст по простиранию через поперечный разлом, протягивающийся от мыса Мужинай, сменяется обширным Мужинай-Ирельско-Кунерминским сводом (рис. 3). Это отчетливо выраженное сводовое поднятие, увенчанное вершинами высотой более 2000 м. Здесь же расположена и наивысшая точка Байкальского хребта – г. Черского (2588 м). Ширина свода колеблется от менее 5 км на его южной оконечности до 25–30 км в бассейне р. Кунермы. Максимальные отметки свода рассредоточены по его широкой срединной области, и в характере его поперечного сечения ничто не свидетельствует, что это односторонний наклонный горст. На водораздельных пространствах свода выделяются обширные выровненные участки, но их природа не установлена – неизвестно, результат ли это криопланиции либо реликты более древних поверхностей выравнивания.

Рельеф хребта моделирован экзарационными и аккумулятивными формами четвертичного оледенения и эрозионными долинами бассейнов оз. Байкал и р. Лены. Ледники формировались, главным образом, на обширной поверхности свода и почти отсутствовали на узкой поверхности горста, с которой снежные массы преимущественно сдувались. Ледники спускались в Байкальскую впадину на Котельниковско-Тыйскую краевую ступень и на равнину Предбайкальского предгорного прогиба [8].

Вдоль западных склонов Байкальского хребта протягивается сложная система надвигов, покровов, шарьяжей, продолжающая аналогичные структуры близ Приморского хребта. Их сместители пересекают весь Байкальский хребет, и, по сути, он представляет собой аллохтонную массу, перемещавшуюся на Сибирскую платформу [5].

К западным склонам хребта примыкает узкая Прихребтовая депрессия с реликтами мел–палеогенового пенеппена и латеритной КВ, фосфатными проявлениями и железной шляпой месторождений полиметаллов. В современном рельефе депрессия выражена глубокими понижениями и цепью сквозных долин.

С запада депрессия ограничена Онотской возвышенностью, вершины которой в этой части Западного Прибайкалья достигают более 1800 м, тогда как на ЮЗ их высота составляет лишь около 1000 м, постепенно возрастая к СВ, параллельно с ростом высоты плеча БР. Осевая зона возвышенности ориентирована под острым углом к простиранию Байкальского хребта, в районе верховий р. Тонгоды возвышенность входит в состав предгорий хребта.

СВ к Байкальскому хребту через понижения Прихребтовой депрессии примыкают низкие (порядка 1000 м абс.) плосковерхие пространства Предбайкальского предгорного прогиба, осложненные отдельными впадинами (Хандинская и др.) и возвышенностями. Вдоль восточных склонов хребта протягиваются бортовые сбросы БР, движения по которым продолжаются и в настоящее время [7]. В геологической структуре Байкальский хребет представляется приплатформенное крыло краевого шва Сибирской платформы. Оно сложно континентальными вулканогенно-терригенными образованиями акитканской серии верхней части нижнего протерозоя (верхний карелий).

## Обсуждение

Западное поднятое плечо Байкальского рифта образовано различными по возрасту и морфогенезису образованиями, свидетельствующими о длительном и сложном процессе его формирования.

Олхинско-Голоустинское плато [2, 9] – прямое продолжение Ангаро-Ленского плато Сибирской платформы. БР в этой его части может быть отнесен к “щелевым рифтам” по терминологии Е.Е. Милановского. В отличие от более распространенного типа рифтов, связанных со сводовыми морфоструктурами, щелевой рифт по системе сбросов врезан в субгоризонтальную поверхность [10]. Это наиболее древний элемент поднятого крыла БР, незатронутый сводообразованием. Его поверхность представля-

ет собой фрагмент исходного пенеплена. Олхинско-Голоустинское плато – свидетель позднемелового–раннеолигоценового, крипторифтового [2] или доорогенного этапа Байкальского рифтогенеза. По-видимому, плато и щелевой рифт – первичные элементы морфоструктуры БР.

ПенеПЛен формировался в условиях жаркого влажного климата при господстве растяжений [12, 13], которые имели характер глобальных событий [14, 15]. В байкальской ветви древнего литосферного шва, которым является пограничная зона Сибирской платформы и Центральноазиатского складчатого пояса (Палеосибирского континента и Палеоазиатского океана), растяжение реализовалось формированием Байкальской рифтовой зоны [16].

В Байкальском регионе образование пенеПлена началось в предмастрихте (около 70 млн л. н.) и завершилось к позднему олигоцену [2, 11], т.е. длилось около 40 млн лет. Ясно, что в столь длительный временной интервал тектоника и климат не оставались неизменными, и формирование пенеПлена проходило в несколько этапов. Это установлено в Предбайкальском прогибе [17] и на Приморском хребте [2].

За Олхинско-Голоустинским плато далее к СВ следуют Приморский и Байкальский хребты, образованные, как отмечено выше, частными сводовыми поднятиями и одно-сторонними наклонными горстами. Строение и генезис сводовых поднятий наиболее полно выявлены при изучении Бугульдейско-Сарминского свода, в основе которого лежит реликт мезозойского (?) поднятия, от которого сохранились лишь останцовые водораздельные гряды (необходимо учесть, что это утверждение хотя и является весьма вероятным, но все же не может считаться вполне доказанным – нельзя исключить литоморфный генезис останцовой гряды) и деформированные реликты мел–палеогенового пенеПлена. Вследствие неоплейстоценовой криопланиции реликты пенеПлена и палеогенового покрова на наиболее поднятых участках свода денудированы.

К Бугульдейско-Сарминскому своду прислонен Курминский горст. Его формирование связано с молодыми поднятиями, свидетелем которых является высоко приподнятый (536 м над Байкалом) фрагмент речной долины, сохранившийся на ЮВ склоне горста, образованного уступом Приморского разлома. Это поднятие, скорее всего, обусловлено тектоническими движениями приморской тектонической фазы (1 млн л. н. [2, 18]).

Вследствие движений ольхонской тектонической фазы (3–4 млн л. н. [2]) с позднего плиоцена начались деформация мел–палеогенового пенеПлена и рост Байкальского свода, объединившего частные морфоструктуры. Изменился общий топографический уклон на крыльях свода, древние притоки Лены начали отклоняться от первоначального субмеридионального направления и стремиться к СВ (рис. 1).

В окончательном оформлении морфоструктуры большое значение имели неотектонические горсты, грабены, тектонические ступени, а также покровно-надвиговые структуры и поперечные сдвиги. Среди сдвигов особенно выразительны Среднеиликтинская и Зундукско-Иликтинская структуры. По ним низменные (порядка 1000–1100 м абс.) пространные Сарминско-Анайской депрессии сменяются по простиранию массивами гольцов Трехголового (высота 1746 м) и Кургинского (высота 1542 м). В области депрессии простираются реликты мел–палеогенового пенеПлена на породах байкальской серии рифея. Высокие отроги гольцов Трехголового и Кургинского сложены гранитами и метапородами нижнего протерозоя, который надвинут на рифей. Зона надвига вскрыта горными выработками и фиксируется погружением рифейских отложений под нижнепротерозойские образования. Особенно эффектны в этом отношении обнажения на правом берегу р. Мал. Иликты. Там выходы рифейских песчаников в основании высокого склона Малоиликтинского горста полого (10–15°) погружаются под нижний протерозой, занимающий более высокое гипсометрическое положение. К долине р. Мал. Иликты приурочена разбуренная ГСЭ мел–палеогеновая впадина глубиной около 30 м.

Общая шарьяжная структура бассейна р. Иликты была расшифрована ранее [19], она простирается вдоль хребтов и складчатых структур. В свете такой вполне одно-

значно доказанной трактовки поперечные сдвиги выступают в качестве динамопары шарьяжей.

В контексте рассматриваемой темы важна пространственная и генетическая связь некоторых послепалеогеновых морфоструктур и зоны шарьяжа. Иными словами, движения по шарьяжам и поперечным сдвигам после основных древних фаз [5] возобновились уже в кайнозое.

Морфоструктура Байкальского хребта включает Верхнеленско-Ульканский односторонний наклонный горст и Мужинайско-Ирельско-Кунерминский свод. Хотя о строении большей части сводовых поднятий нет столь детальных данных как о Бугульдейско-Сарминском, но можно предполагать, что их строение и генезис аналогичны.

Различия строения участков БР во многом обусловлены кососекущей ориентировкой рифтовых структур по отношению к структурам фундамента. ЮЗ окончание БР по бортовым сбросам рассекает структуры обнаженного фундамента Сибирской платформы, не вовлеченного в поднятия Байкальского свода. Морфоструктура Приморского хребта образована над прискладчатой частью зоны краевого шва платформы. Область Байкальского хребта охватывает приплатформенную часть зоны краевого шва. Ранний этап формирования морфоструктуры хребтов, во всяком случае, Приморского, сопряжен с деформацией исходного пенеплена и образованием щелевого рифта. В это время морфоструктура области Приморского хребта была подобна современной морфоструктуре Олхинско-Голоустинского плато. Для суждения о морфоструктуре области Байкальского хребта в позднемел–палеогеновое время нет данных. Последующее позднеплиоцен–четвертичное развитие, связано со сводообразованием; участки Байкальской впадины, примыкающие к хребтам, занимают осевую зону Байкальского свода.

В оформлении морфоструктур поднятого плеча значительную роль сыграли покровно-надвиговые структуры. Формирование зоны шарьяжа проходило в несколько этапов. Основное значение имели докембрийские движения и перемещения, связанные с каледонской коллизией. Установлены также мезозойские надвиги [5]. Явно выраженная приуроченность послепалеогеновой Прихребтовой депрессии непосредственно к зоне шарьяжа свидетельствует о возобновлении движений в кайнозое, т. е. во время формирования БР. Приведенные данные согласуются с наличием кайнозойских надвигов в Тункинском рифте [22]. Причины оживления в кайнозое надвиговых движений по древним зонам остаются не достаточно ясными, хотя сам факт их наличия является бесспорным.

Вполне очевидна приуроченность молодых надвигов к подошве склона Байкальского свода, где топографические превышения достигают 1000 м и более. В области Олхинско-Голоустинского плато кайнозойские надвиги не зафиксированы, хотя мезозойские (когда также существовали горные поднятия на месте будущего рифта) здесь хорошо известны. Оживление движений в кайнозое, скорее всего, обусловлено ростом Байкальского свода, и их можно рассматривать в качестве аркогенных, т. е. возникших при формировании сводовых поднятий [24, с. 4]. Наиболее вероятно, с нашей точки зрения, гравитационное перемещение масс по древним разрывам. В этом случае не возникает противоречий между рифтогенезом и покровообразованием.

Несмотря на наличие надвигов, главное значение в формировании и развитии рифта играют сбросово-сдвиговые структуры. Они изучены и описаны в многочисленных публикациях [2, 7, 21–23 и др.]. Значительно менее известны покровно-надвиговые структуры, при этом, как правило, в их развитии не усматривают кайнозойское обновление. Это и побудило нас уделить их характеристике непропорционально большое внимание.

## Заключение

Рассмотрение морфоструктуры западного поднятого плеча БР показало, что она включает разные по возрасту, морфологии и генезису образования: Олхинско-Голоустинского плато, сводовые поднятия и односторонние наклонные блоки Приморского и Байкальского хребтов.

Олхинско-Голоустинское плато является фрагментом позднемелового–палеогенового пенеплена, рассеченного бортовым разломом щелевого рифта. Морфоструктура поднятого плеча здесь, в своей основе, позднемеловая–палеогеновая. Это наиболее древний элемент БР, который, по-видимому, является первичным в формировании всего морфоструктурного комплекса рифта. С позднего плиоцена начал формироваться Байкальский свод, который включает морфоструктуры Приморского и Байкальского хребтов.

Пример Бугульдейско-Сарминского свода позволяет считать, что в своей основе своды, по крайней мере часть из них, включают реликты мезозойских (?) поднятий, моделированных позднемеловой–палеогеновой пенепленизацией, вовлеченных в позднеплиоцен–четвертичное сводообразование и интенсивно преобразованных плейстоценовыми криопланацией и денудационно-тектоническим расчленением. Односторонние наклонные горсты – это молодые плейстоценовые поднятия. Их образование, скорее всего, связано с развитием листрических, т. е. выполаживающихся с глубиной и определяющих, в связи с этим, формирование наклонных морфоструктурных блоков, бортовых разломов Байкальской впадины [7].

Важной особенностью морфоструктуры западного фланга БР является Прихребтовая депрессия, образование которой связано с передовым шарьяжем. Как согласуются рифтогенные структуры растяжения и напряжения сжатия, вызвавшие оживление движений шарьяжа? Выше мы высказали предположение об их связи с ростом Байкальского свода и о гравитационной природе аркогенных покровов. Насколько верна эта гипотеза – предстоит выяснить в последующем.

Установленные морфоструктурные особенности и последовательность их формирования – раннее образование плато и щелевого рифта, последующий рост сводового поднятия, хорошо согласующийся с такой же последовательностью событий, устанавливаемой общим анализом формаций Байкальского рифта [2, 11], добавляют аргументы в пользу пассивной модели рифтообразования. Попытка представить “синтез” идей активного и пассивного рифтинга, рассмотренный в [22] как новый шаг в развитии представлений не убедительна, ведь пассивная модель включает позднейший рост глубинного диапира (как пассивную реакцию на растяжение и утонение литосферы), усиливающего и ускоряющего рифтинг на поздних этапах рифтогенеза.

Включение в пассивную модель действия местного глубинного диапира решает также проблему двухстороннего разрастания Байкальского рифта от Байкальской впадины, как якобы противоречащую идее о роли Индо-Евразийской коллизии в формировании Байкальского рифта [22].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 216 с.
2. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2001. 252 с.
3. Домбровская Ж.В., Аргальянц М.М., Волков В.Н. О радиологическом возрасте эпигенетически измененных серицитизированных и алунитизированных пород байкальской серии Западного Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 3. С. 69–73.
4. Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Antverpen, Elsevier: Earth – Science Review. 1993. V. 34. P. 81–118.
5. Александров В.К., Сизых В.И., Бухаров А.А., Мац В.Д. Тектонические покровы Южной части Байкальского хребта // Геотектоника. 2003. № 4. С. 35–50.
6. Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мац В.Д. Аутигенный дривит в палеогеновых глинах Прибайкалья // ДАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 671–673.
7. Mats V.D., Lobatskaya R.M., Khlystov O.M. Evolution of faults in a continental rift: morphotectonics evidence from the southwestern termination of the North Baikal basin // Earth Science Frontiers (China University of Geoscience, Beijing; Peking University). 2007. V. 14. № 1. P. 207–219.

8. *Кульчицкий А.А.* Отложения и палеонтология эпохи максимального оледенения Предбайкальской впадины // Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 60–65.
9. *Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
10. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Наука, 1976. 277 с.
11. *Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др.* Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
12. *Десяткин Е.В.* Кайнозой внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 180 с.
13. *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 пенепленизации рельефа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 1. С. 14–26; Вып. 3. С. 31–41.
14. *King L.C.* The morphology of the Earth. A study and the synthesis of world scenery. N.-Y.: Hafner, 1967. 560 p.
15. *Николаев Н.И.* Закономерности тектонических движений и осадконакопления в позднем кайнозое // Четвертичная геология и геоморфология / Докл. 27 сессии МГК. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 98–105.
16. *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 оз. Байкал. М.: Ин-т океанологии, 1979. С. 157–203.
17. *Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др.* Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. С. 134.
18. Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Высокоразрешающая осадочная запись из нового ядра BDP-99 глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 163–193.
19. *Александров В.К., Мац В.Д., Мазукабзов А.М.* Надвиги в бассейне р. Иликты (Зап. Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1988. № 9. С. 11–18.
20. *Хатчинсон Д.Р., Гольмиток А.Ю., Зоненшайн Л.П. и др.* Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 25–36.
21. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 228 с.
22. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297с.
23. *Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др.* Активная тектоника Байкальской впадины // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 154–163.
24. *Данилович В.Н.* Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3–11.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию  
29.01.2008

## MORPHOSTRUCTURE OF THE WEST SHOULDER OF THE BAIKAL RIFT

V.D. MATS, I.M. YEFIMOVA

### Summary

The southwest end of Baikal rift is a slit-like gap incised into plateau – the relic of the Late Cretaceous-Paleogene (initial) peneplain. This is the most ancient element of the rift system. The plateau is transferred along-strike into Late Pliocene-Quaternary Baikal dome, which comprises the most part of the Baikal rift. The morphostructural pattern of the dome exhibits relics of the initial peneplain deformed into local domes and young tilted horsts. Ancient landforms within the horsts were denuded. The vast system of overthrusts frames the Baikal rift from the west. Cenozoic rejuvenation of this system may probably be the result of the Baikal dome's rise. The evolution of the Baikal morphostructure may serve as additional argument for the passive rifting model.