

УДК 551.248.2 (-925.16)

Г. Ф. УФИМЦЕВ

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

МАЛЫЕ ВПАДИНЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Большие грабены, или рифтовые долины, имеют определяющее значение в новейшей тектонической структуре Байкальской рифтовой зоны. Здесь также встречаются многочисленные малые впадины, которые отличаются морфологическим многообразием, структурными позициями и особенностями новейшей геодинамики. Рассмотрены распространение и типы малых впадин, предложена их структурно-морфологическая классификация.

Ключевые слова: *новейшая тектоника, молодая геодинамика, рифтовая долина, малая впадина, грабен, Байкальская рифтовая зона.*

Large grabens, or rift valleys, are of the utmost significance in the neotectonic structure of the Baikal Rift Zone. It is also the home for numerous small hollows which are distinguished by their morphological diversity, structural positions and special features of neogeodynamics. The distribution and types of small hollows are considered, and their structural-morphological classification is suggested.

Keywords: *neotectonics, young geodynamics, rift valley, small hollow, graben, Baikal Rift Zone.*

ВВЕДЕНИЕ

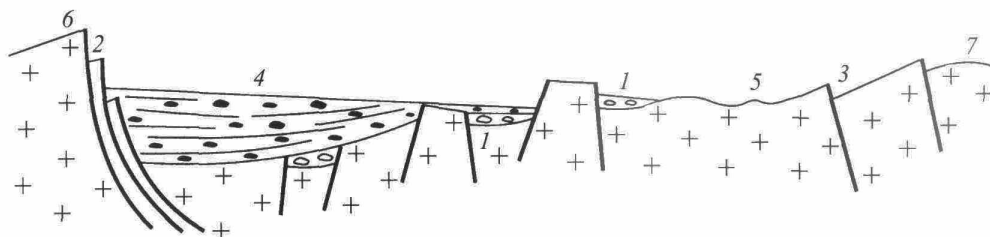
Главными структуроформирующими элементами в Байкальской рифтовой зоне являются рифтовые долины (рифты, или большие грабены) — протяженные на сотни километров тектонические погружения, ограниченные сбросовыми уступами или скатами изгибовой природы. Рифты группируются в цепи в центральной части рифтовой зоны, причем главная из них протягивается более чем на 1500 км и отдельные грабены в ней разделены относительными поднятиями (междурифтовыми перемычками) либо соединяются структурными седловинами. Горные поднятия занимают свыше половины площади рифтовой зоны и представлены цепями наклонных горстов ее северо-западного крыла и сводовыми поднятиями юго-восточного крыла. В центральной части рифтовой зоны грабены разделены высокими горстами или ступенчатыми глыбовыми поднятиями [1]. Эти крупные дислокации имеют сложное строение, состоят из различных структурных форм, в том числе из малых впадин, размеры которых составляют первые десятки квадратных километров.

Малые впадины Байкальской структурной зоны, несмотря на их значительное распространение, изучены и в геологическом, и в геоморфологическом отношении явно недостаточно. Целенаправленно исследовались лишь неогеновые впадины северо-западного побережья о. Ольхон на Байкале [2–4] и Тункинского рифта [5]. Классификация этих форм предлагается только для небольшого участка рифтовой зоны восточнее Байкала [6].

Цель настоящей статьи — рассмотреть особенности распространения малых впадин в Байкальской рифтовой зоне, дать их классификацию по морфологическим признакам и структурной позиции, оценить геодинамические свойства. Сведения об осадочном (вулканогенно-осадочном) выполнении малых впадин разрозненны и могут быть представлены лишь по мере обзора этих дислокаций.

РАЗНОРАНГОВЫЕ ПОГРУЖЕНИЯ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ

В структуре рифтовой зоны имеются как собственно межгорные впадины с осадочным или вулканогенно-осадочным выполнением, так и относительные тектонические погружения с денудационными или эрозионно-денудационными днищами. Последние довольно разнообразны (см. рисунок). К ним, в частности, относятся такие глубокие денудационные проходы в форме структурных седловин, пересекающих горные поднятия и соединяющих рифтовые долины, как седловина между поднятиями хр. Хамар-Дабан и массива Мунку-Сардык, соединяющая Тункинский и Хубсугульский рифты, или глубокий и широкий водораздельный проход по зоне поперечного Перевального разлома, соединяющий Верхнеангарский рифт с Муяканской впадиной. Такого рода относительные тектонические



Малые впадины (1) и понижения тектонического рельефа при перемещениях по листрическим (2) и антитетическим (3) сбросам в структуре рифтовой долины (4) и сопровождающих ее остаточных денудированных ступеней (5), плечей-противоподнятий (6) и сводов (7).

погружения могут достигать в ширину нескольких километров, а днища их располагаются обычно на высоте в несколько сотен метров над днищами рифтовых долин. Другого рода относительные узкие надразломные понижения — долины-грабены, или грабен-троги — имеют дополнительно углубленные эрозией или ледниками днища и разделяют поднятые блоки. К таким образованиям относятся горная верхняя часть долины Ихэ-Ухгунь, пересекающая поднятие Тункинских Гольцов, или грабен-трог оз. Фролиха. Небольшие предгорные понижения возникают в тылу тектонических блоков, перемещающихся по листрическим сбросам, например под сбросовым уступом склона Байкальского хребта на участке бухты Заворотной [7]. Еще один вид относительных тектонических погружений — краевые погруженные блоки на бортах впадин. Они имеют ограничения-уступы с трех сторон, а четвертой открываются к днищу рифтовой долины. Наглядный пример подобных форм — краевой погруженный блок Лиственничного залива у истока Ангары, как бы вложенный в подводную часть уступа Обручевского сброса.

Часто относительные тектонические погружения представляют собой входящие углы, или продолжающие по простиранию межгорные впадины. Образования типа входящих углов В. В. Ламакин [8] называл защербами. К ним можно отнести юго-западное продолжение Маломорского рифта — Кучелгинскую защербу, относительное понижение под уступом Обручевского сброса. В днище Кучелгинской защербы вложены и древние речные долины, выполненные констративным манзурским аллювием [9], залегающим на высотах 110 м и более над уровнем Байкала. Несколько севернее Заминская защерба образует входящий угол — понижение между Зундукской ступенью и поднятием Приморского хребта. Она оформлена в значительной мере благодаря перемещениям по листрическим сбросам [7]. Особенно распространены впадины-защербы на восточном побережье Северного Байкала, где они образуют клинообразной формы понижения (входящие углы) в сторону глыбового поднятия Баргузинского хребта. Одинаковые формы и ориентировка этих защерб в северо-восточных румбах позволяют сделать предположение об их возникновении под влиянием сдвиговых перемещений блоков фундамента рифта и глыбового поднятия относительно друг друга.

Тектонические погружения с заполнением их днищ осадками преимущественно неоген-четвертичного возраста в рифтовой зоне относятся к нескольким видам, различающимся по размерам и группирующимся в генетический ряд подобия. Самые крупные формы — собственно рифтовые долины (рифты, или большие грабены), их размеры составляют многие тысячи квадратных километров. Байкальский рифт среди них выделяется площадью (первые десятки тысяч квадратных километров) и, в сущности, является комбинацией двух больших грабенов, междурифтовая перемычка между которыми на значительном своем протяжении располагается ниже уровня озера. Обычная длина сухо-дольного большого грабена в Байкальской рифтовой зоне составляет 200 км и более при ширине до 30–35 км. Примеры такого рода образований — Тункинская и Баргузинская долины.

Малые рифты имеют площадь во многие сотни или тысячи квадратных километров и представляют собой либо ответвления от больших грабенов, либо их сужающиеся продолжения. К последним относится Маломорский рифт, являющийся непосредственным продолжением Северобайкальской впадины и расположенный между поднятием Приморского хребта и о. Ольхон. Ширина рифта не превышает 15 км, он постепенно сужается к юго-западу и по простиранию переходит в подступную Кучелгинскую защербу. Отличительная особенность Маломорского малого рифта состоит в том, что его днище относительно днища Северобайкальской впадины приподнято в виде ступени и практически лишено осадков [10], мощность которых в сопредельных байкальских впадинах составляет

более 3 км [11]. Маломорский рифт представляет собой молодую форму (инициальный рифт), и на многих участках над водной поверхностью пролива Малое море возвышаются островные выступы коренных пород.

К инициальным образованиям относится и Чивыркуйский малый рифт, который ответвляется от Северобайкальской впадины и отделяется от Южнобайкальской глыбовым поднятием п-ова Святой Нос. Малыми рифтами, видимо, также являются Улан-Бургинская впадина в Баргузинской долине, образующая входящий угол в сводовое поднятие Икатского хребта, и Кичерская впадина севернее окончания Байкала, разделяющая Кичерский и Верхнеангарский хребты-поднятия.

Днища рифтовых долин имеют сложную структуру, относительно поднятиями они разделены на отдельные межгорные впадины. Так, в Тункинской долине, благодаря наличию в ее днище поперечных или продольных отрогов-поднятий, обособляются малые Торская и Тункинская впадины, а от последней Ниловский отрог отделяет следующее на запад понижение, которое, в свою очередь, продольным горстом этого отрога разделено на Хойтогольскую и Туранскую впадины. Подобного рода образование представляет собой Парамская впадина в днище Муйского рифта, тоже обособленная в нем благодаря продольной низкогорной перемычке.

Следующую группу форм в ряду тектонических понижений образуют малые впадины. Максимальные площади днищ малых впадин составляют первые десятки квадратных километров. При таких довольно незначительных размерах их осадочное выполнение характеризуется большими скоростями накопления, достигая мощности во многие сотни метров, так что малые впадины вполне можно назвать седиментационными колодцами. В малой Янчуканской впадине — ответвлении Верхнеангарского рифта — песчаные отложения на глубине более 200 м имеют радиоуглеродный возраст около 35 000 лет [12].

Последними из ряда самых малых подобных тектонических понижений являются долины-грабены, или грабен-троги — надразломные узкие тектонические понижения, дополнительно углубленные денудационными и эрозионными процессами. Результаты их экзогенной проработки обычно на порядок превышают величину тектонических погружений. Эти формы являются самыми распространенными в новейшей тектонической структуре рифтовой зоны, особенно в пределах ее горных поднятий.

БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА МАЛЫХ ВПАДИН

Наиболее известные малые впадины вокруг Байкала находятся на северо-западном побережье о. Ольхон, на выположенной нижней части склона островного массива. Они имеют облик пологонаклонной предгорной поверхности, ограниченной со стороны озера приподнятыми мысами, сложенными выветрелыми (древняя кора выветривания) кристаллическими породами. Малые впадины здесь не распространяются в пределы дна Малого моря. Они сложены неогеновыми озерными отложениями преимущественно пелит-алевритового состава, мощностью до 120 м и более, иногда перекрытыми плейстоценовыми и современными золотыми песками [4]. Ширина впадин не превышает 3 км. Главные их особенности заключаются, во-первых, в том, что они не связаны с Маломорским малым рифтом, который по отношению к ним является дискордантным образованием. Во-вторых, днища этих малых неогеновых впадин инверсионно приподняты и включены в состав северо-западного крыла наклонного горста о. Ольхон, представляющего собой часть междурифтовой перемычки. По своей позиции и морфологическим особенностям (наклонный к Малому морю горст) Ольхонское поднятие, видимо, не только входит в состав междурифтовой перемычки, но и одновременно играет роль плеча-противоподнятия Южнобайкальской впадины около наибольшего погружения ее фундамента. Именно этим обусловлено инверсионное и с перекосом воздымание днищ неогеновых впадин Ольхона вплоть до их включения в состав наклонного горста плеча рифта.

На северо-западном побережье Байкала, севернее Малого моря, располагаются Онгуренская и Кочериковская малые впадины, отделенные от Северобайкальской впадины узкой полосой береговых, наклонных в сторону горного обрамления, поднятых блоков. Здесь прослеживается некоторая аналогия с Ольхоном: малые впадины примыкают к подошве пологого крыла наклонного горста, обрывающегося крутым сбросовым уступом в сторону Байкала. Приморский хребет на этом участке северо-западного крыла рифтовой зоны теряет морфологические особенности плеча-противоподнятия рифта [7]. Вероятно, вследствие этого цепь Онгуренской и Кочериковской впадин в известной мере приобретает ту позицию, которую имеют малые рифты в подошве крыла рифтовой зоны у ее юго-

западного окончания (цепь Терехольской, Бусингольской и Белингольской впадин) и впадины оз. Ничатка в подошве северо-западного крыла Кодарского поднятия как плеча Чарского рифта.

Возможно также, что цепь Онгуренской и Кочериковской впадин сформирована при перемещениях по листрическим сбросам, столь обычным на западном борту Байкальского рифта. В пользу этого может свидетельствовать низкое, практически на уровне Байкала, положение их днищ.

К другого рода тектоническим погружениям на западном побережье Байкала относятся Кучелгинская и Заминская защербы, которые приурочены к подошве уступа Приморского сброса и отделяют от плеча-противоподнятия рифтовой долины ее краевые ступени. Первая из них является продолжением Маломорского малого рифта, вторая — входящим углом Северобайкальской впадины. Эти защербы острыми углами ориентированы в южных румбах, в отличие от подобных образований на восточном побережье Байкала. По-видимому, это свидетельствует о расположении Байкальского рифта в широкой полосе сдвиговых продольных перемещений блоков его фундамента.

У северного окончания Байкала, на его западном побережье, располагается Тья-Котельниковская краевая ступень, имеющая сложную блоковую структуру [7], включающую ряд долин-грабен и малых впадин. Тектоническое понижение западнее мыса Котельниковского, скорее всего, обусловлено перемещениями по листрическим сбросам. Благодаря этому сформирован и узкий береговой наклонный блок, прорезанный антецедентной долиной р. Куркулы, русло которой образует каскады и водопады, а выше по течению располагается на низкой поверхности понижения. Другая малая впадина в пределах этой краевой ступени располагается вблизи Слюдянского озера и полностью компенсирована водной массой. Впадина обнаружена благодаря бурению, и здесь вскрыт весь разрез ее заполнения. Общий разрез выполнения впадины мощностью чуть более 100 м включает древнюю кору выветривания в его основании, слои олигоцена, неогена и четвертичных отложений [13], т. е. все возрастные группы разреза выполнения рифтовых долин, в которых было проведено глубокое бурение. Это одно из свидетельств того, что малые впадины в рифтовой зоне вполне могли формироваться одновременно с большими грабенами. Несмотря на значительные различия в объемах осадочного (вулканогенно-осадочного) заполнения больших грабен и малых впадин, они оказываются практически одновозрастными образованиями.

На восточном побережье Байкала малые впадины многочисленны и образуют довольно протяженные цепи. Например, вдоль долины р. Турки, между поднятиями хребтов Голондинского и Улан-Бургасы, располагается цепь малых впадин, в днищах которых залегают плейстоценовые пески [6]. Эти впадины еще ждут своего изучения. А на восточном побережье Северного Байкала наблюдается ряд впадин типа входящих углов-защерб, днища которых заняты низкими аккумулятивными равнинами с широкими их выходами в береговую зону озера. Но главная особенность восточной прибортовой части Байкальского рифта заключается в распространении здесь характерной пары неотектонических форм «береговой горст—тыловой грабен», совокупность которых может быть выстроена в генетический ряд преобразования. Начало его — малый береговой горст и за ним понижение, в котором может располагаться небольшое озеро. Днище понижения находится на высоте более 100 м над уровнем Байкала.

Следующий элемент этого ряда — узкий береговой горст и малая впадина с озерной котловиной за ним. Таковы Холодяночный горст и малая впадина Духового озера южнее устья р. Баргузин. Днище впадины расположено на высоте более 50 м над уровнем Байкала, а река пересекает береговой горст в узкой долине с многочисленными каскадами в русле. Днище впадины, занятой оз. Котокель, имеет значительные размеры и располагается выше уровня Байкала не более чем на 6 м, хотя отделено от него довольно высоким (более 250 м) береговым горным массивом. На следующей стадии подобных тектонопар происходит разрыв берегового горста, а днище малой впадины находится на уровне Байкала. Такую ситуацию можно наблюдать вблизи устья р. Кика и пос. Гремячинск. Финальный элемент генетического ряда тектонопар «береговой горст—тыловой грабен» — скрытое поднятие под банкой Сахалин и залив Провал, опустившийся под уровень Байкала при катастрофическом Цаганском землетрясении 1862 г. [14]. Такая эволюция тектонопары определенно является элементом общего растяжения литосферы в центральной части рифтовой зоны и обусловленного им процесса переукладки тектонических блоков верхнелитосферной (выше делителя-волновода) пластины [7, 15]. На земной поверхности этому сопутствует и денудационный срез, вырабатывающий в прибортовой части рифта низкие остаточные ступени, часто представляющие собой широкие денудационные проходы, что также можно назвать частью сложного процесса расширения днища рифтовой долины.

Баргузинский рифт имеет те же особенности, что и Байкальский. И здесь впадины (входящие углы или защербы) обращены острыми углами в северных румбах на восточном борту рифта (Улан-

Бургинская впадина и Жаргалантский проход с Ясской впадиной, вторгающиеся в склон Икатского хребта) и в южных румбах на его западном борту (малые впадины и защербы в тылу краевых ступеней Шаманского отрога, Улюнского и Передового хребтов у склона Баргузинского хребта-поднятия). При этом Улан-Бургинская впадина имеет значительные размеры и на поверхности сложена мощной песчаной толщей. Расположенная рядом Ясская впадина отделена от Усть-Бургинской и Баргузинского рифта довольно высоким горным массивом, который прорезается узкой и антецедентного облика долиной Неругана с крутым уклоном тальвега. Днище Ясской впадины находится высоко над днищем Баргузинского рифта [1]. Это напоминает описанные выше тектонопары «передовой горст-тыловой грабен» на начальной стадии развития.

На юге Баргузинский рифт отделен от Байкальского междурифтовой перемычкой, типичной для такого рода структур, — системой узких разновысотных ступеней и горстов и малых впадин под горным обрамлением. К ним относятся малая Гусихинская впадина на юго-востоке и тектоническое понижение вдоль р. Баргузин. Обе эти малые впадины сужаются к северо-востоку и ограничиваются низкими поперечными ступенями, а на юге открываются в Усть-Баргузинскую впадину, являющуюся одновременно южным продолжением Баргузинского рифта и периферической (типа краевого погруженного блока?) частью Байкальского рифта [16]. Северо-восточнее Баргузинского рифта, в верховьях долины р. Баргузин, располагается изометричная Амутская впадина, днище которой занято частично оз. Амут и рядом других. Впадина имеет прямоугольные очертания размером примерно 10×15 км и окружена высокими, до 700 м, уступами.

Тункинский рифт на востоке и западе ограничивается сложноустроенными междурифтовыми перемычками, которые включают разновысотные тектонические ступени, высокие продольные горсты, малые впадины и долины-грабены. В междурифтовой перемычке на востоке Тункинского рифта расположена малая Быстринская впадина, днище которой существенно приподнято и, благодаря эрозионному врезу, представляет собой увалистую поверхность, сложенную валунными конгломератами плиоценовой ановоской свиты, в которых достаточно интенсивно проявлены дислокационные явления — от тектонической расколотости гальки и валунов до крутого падения слоев (до 45° и более) в прибортовых частях [1]. Кроме плиоценовой молассы во впадине обнаружены и миоценовые слои, и базальты, а верхняя часть разреза впадины сложена плейстоценовыми песками, что говорит о достаточном разнообразии ее выполнения в возрастном отношении.

Одна из особенностей малой Быстринской впадины заключается в том, что ее днище приподнято более чем на 150 м над уровнем Байкала и как бы возвышается над ним в виде довольно крутого ската на междуречье Ильчи и Култучной [17]. Это, видимо, обусловлено и общим возвышением днища Тункинского рифта над Байкальским, и частным инверсионным воздыманием самой впадины. То же самое можно сказать и о малой Мондинской впадине на западном окончании Тункинского рифта. Здесь наблюдается система узких тектонических ступеней под сбросовым уступом северного борта и изолированный наклонный поднятый блок в центральной части впадины, сложенный так называемыми мондинскими конгломератами, возраст которых считается то миоценовым, то плиоценовым [5, 18]. Скорее всего, это возрастные аналоги ановоской свиты. На запад Мондинская впадина продолжается долиной-грабеном Иркуты, разделяющей поднятия Тункинских Гольцов и Мунку-Сардыка. В верховьях Иркуты, в пределах северного плеча Тункинского рифта, располагается малая Ильчирская впадина — внутригорное понижение, днище которого служило в плейстоцене ледоемом. Под ледниковыми отложениями бурением вскрыты неогеновые осадки [19]. Эта малая впадина является западной частью понижения тектонического рельефа вдоль долин Иркуты и Китоя, разделяющего наклонные горсты Тункинских и Китойских Гольцов [1].

Крайняя юго-западная Хубсугул-Дархатская секция Байкальской рифтовой зоны отличается от других многими структурными особенностями [1], в частности тем, что в подошве ее западного крыла располагается система малых рифтов (Терехольский, Бусингольский и Белингольский). В центральной части секции наблюдается поперечное понижение рельефа в южном подножии Мунку-Сардыка, которое соединяет Хубсугульский и Дархатский рифты и, возможно, включает в себя малую впадину у северной части первого. В западной части оз. Хубсугул расположены изолированный полуостровной горный массив и за ним — тыловой сквозной проход, полное морфологическое подобие пары «п-ов Святой Нос—Чивыркуйский залив» на Байкале.

В северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны (Верхнеангарский, Муйский и Чарский рифты) малые впадины и понижения тектонического рельефа также широко распространены. В юго-западном углу Верхнеангарского рифта можно наблюдать повторение байкальского сценария «бере-

говой горст—тыловой грабен». Здесь, у с. Кумора, небольшая впадина оз. Иркана (7×10 км) отделена от днища рифта с севера невысоким горным массивом-отрогом и открывается на восток. Она, таким образом, может быть отнесена к разряду небольших краевых погруженных блоков.

Борта Верхнеангарской рифтовой долины однообразны и представляют собой прямолинейные сбросовые уступы, лишь северо-восточное ее окончание занимает Чуровская среднегорная краевая ступень [1]. Это система разновысотных тектонических ступеней, по периферии горного массива обрамленная долинами-грабенами и малыми впадинами, освоенными реками Чуро, Верх. Ангарой и их притоками. Некоторые из малых впадин заполнены мощной толщей песков, сформировавшейся во второй половине позднего плейстоцена, и, как уже отмечалось, по скоростям осадконакопления могут быть отнесены к седиментационным колодцам. Из этой системы понижений тектонического рельефа на северо-восток в горное обрамление входят долины-грабены, разделяющие Делюн-Уранский и Северо-Муйский хребты. А расположенная рядом перемычка между Верхнеангарским рифтом и Муяканской впадиной — часть их горного обрамления. Она состоит из глубокой перевальной седловины вдоль поперечного Перевального разлома, ряда горных массивов и малых внутригорных впадин в верховьях рек Ковокта, Янчуй и Янчукан, высоко расположенные днища которых покрыты ледниковыми отложениями. Малые впадины объединяются в единую систему благодаря многочисленным водораздельным проходам (блокораздам).

Особенность Муйского рифта — разделение его центральной части на левобережье Витима продольным низкогорным отрогом, обособляющим довольно крупную по размерам Парамскую впадину. Расположенная восточнее Муйско-Чарская междурифтовая перемычка отличается сложным строением [1]. Главный ее признак — сочетание высоких продольных горстов и среднегорных ступеней и узких долиноподобных малых впадин, в пределах которых мощность выполняющих их отложений по геофизическим данным оценивается до 500 м и более [20]. Эти продольные линейные понижения рельефа вдоль долин Сюльбана и Конды на востоке сменяются по простиранию также продольными грабен-трогами, в которые вложены котловины ледниковых озер (Бол. Леприндо и др.). Днища грабен-трогов несколько возвышаются над днищем Чарского рифта.

С севера к междурифтовой перемычке прилегает высокая (до 2600 м) краевая ступень, которая входит в состав хр. Кодар как плеча-противоподнятия рифта, но, в отличие от последнего, не имеет перегиба и наклона в северных румбах. В тыловой части этой ступени, в верховьях р. Сюльбан, располагается внутригорная котловина с гидрографическим узлом, в пределах которой среди ледниковых отложений обнаружен выступ (или отторженец?), сложенный миоценовыми диатомитами [21] — бассейновыми отложениями, указывающими на существование здесь в прошлом впадины, вовлеченной в воздымания и переработанной ледниковыми процессами. А в северной подошве Кодарского наклонного горста располагается протяженная впадина, занятая оз. Ничатка. Сведения о ней весьма скудны и имеют самый общий характер [22].

В южном горном обрамлении Муйского рифта малые впадины довольно многочисленны и морфологически разнообразны: линейные погружения вдоль долин рек Таксима и Ниж. Джилинды на правобережье Витима, имеющие, по-видимому, шовный характер и сопровождаемые узкими придолинными ступенями в подошве Каларского хребта; несколько вытянутые или даже близкие к изометричным малые впадины в бассейнах рек Бамбуйка и Тулдунь на левобережье Витима. Они являются частями сложноустроенных блоковых полей, расположенных между рифтовой долиной и сводовыми поднятиями Каларско-Удоканским и Бабанты, составляющими здесь южное крыло рифтовой зоны. Восточнее, в центральной части хр. Удокан, располагается обширная Верхнекаларская внутригорная впадина — элемент новейшей тектонической структуры. Восточнее Чарской впадины, у северо-восточного окончания рифтовой зоны, преобладают, наряду с Токкинской впадиной, блоковые поля в виде комбинаций горстов и разновысотных тектонических ступеней и малых впадин типа Ханьской, вблизи которой находятся эпицентры сильных землетрясений середины XX в. и обнаружены живые разломы (палеосейсмодислокации) [23].

Ципа-Баунтовская рифтовая долина располагается обособленно в структуре Байкальской рифтовой зоны и имеет одну примечательную особенность: над ее днищем возвышается ряд горных массивов, и самый крупный из них, в междуречье Ципикана и Верх. Ципы, занимает центральное положение в рифте. В эти горные массивы, вернее, в осложняющие их малые впадины типа входящих углов или краевых погруженных блоков, вложены котловины крупных озер (Орон, Копылоши, Бусани). Эти озера, за исключением оз. Баунт, располагаются в стороне от магистральных рек и, следовательно, от основных потоков наносов. Кроме того, судя по геофизическим материалам [24], и крупные

озера, и участки многоозерий находятся в стороне от максимальных погружений фундамента рифта. Это типичное явление в материковом рифтогенезе: на определенной стадии развития рифтовых долин их поднятия и ступени, сложенные породами повышенной плотности, в условиях утонения литосферы при горизонтальном ее растяжении испытывают ускоренное погружение днищ рифтов. А поскольку они находятся в стороне от магистральных рек, то в понижениях субаэрального рельефа в их пределах формируются озера или многоозерья.

Ситуация в Ципа-Баунтовском рифте — характерный пример такой геодинамической обстановки. Особенно наглядно она проявляется в районе оз. Бусани, занимающего входящий угол между горными массивами, или озер Орон и Копылюши, находящихся в понижениях между небольшими низкогорными и увалистыми массивами. Все это напоминает озерные ингрессии и вложения в педиментированные остаточные низкогорья и холмогорья в пределах окраинно-материковой рифтовой системы Нижнего Приамурья [25].

ТИПЫ МАЛЫХ ВПАДИН

Малые впадины Байкальской рифтовой зоны имеют довольно мощное осадочное или вулканогенно-осадочное заполнение и представляют собой «голые», или эвгимнические, по [26], формы. Днища их инверсионно подняты и подвергаются эрозионному расчленению или ледниковому выполаживанию. В первом случае во впадинах преобладает холмисто-увалистый рельеф, а во втором они во время оледенения становились локальными ледоемами (таковы Верхнесульбанская впадина в краевой ступени между Муйским и Чарским рифтами и Ильчирская впадина в верховьях Иркутта, в долине-грабене между наклонными горстами Китойских и Тункинских Гольцов, составляющих плечо Тункинского рифта).

По морфологическим особенностям малые впадины представляют собой грабены с полным ограничением сбросовыми уступами; клиновидные формы, образующие входящие углы в горные поднятия, краевые ступени — защербы или краевые погруженные блоки, ограниченные с трех сторон уступами, а с четвертой открывающиеся в сторону более глубоких погружений.

По структурной позиции малые впадины могут быть разделены на три группы: располагающиеся в подошве западного (северо-западного) крыла рифтовой зоны, в основном составленного наклонными горстами — плечами-противоподнятиями рифтовых долин; располагающиеся внутри рифтовых долин на относительно поднятых участках их днищ; малые впадины в пределах поднятий, окружающих или сопровождающих рифтовые долины.

В подошве западного крыла рифтовой долины впадины могут достигать значительных размеров, что позволяет отнести их к малым рифтам (например, впадина в западной подошве Хубсугул-Дархатской секции рифтовой зоны или линейное понижение в подошве Кодарского поднятия, занятое оз. Ничатка). Южнее Иркутска располагаются небольшие предгорные понижения в подошве флексугообразного изгиба, ограничивающего наклонный блок Олхинского плоскогорья. Такие предгорные дислокации — краевая часть Сибирской платформы. Малые впадины в пределах горных поднятий более разнообразны в структурно-морфологическом отношении. Это могут быть малые впадины или долины-грабены в пределах блоковых полей, например на северо-восточном окончании рифтовой зоны. Их линейные цепи обычно играют роль шовных зон, разделяющих крупные поднятия или тектонические ступени. В пределах сводовых изгибов малые впадины могут играть роль компенсационных грабенов в их замковых частях либо представлять собой односторонние грабены на крыльях изгибов, оформленные относительно опусканиями по антитетическим сбросам, сместители которых наклонены под центральные части выпуклых изгибов (например, Ясская (Неруганская) малая впадина на западном крыле Икатского свода, обращенном в сторону Баргузинского рифта).

Наибольшее разнообразие малых впадин мы видим внутри контуров рифтовых долин, в пределах поднятых участков их днищ. Таковыми являются краевые и промежуточные ступени под сбросовыми уступами, внутренние глыбовые поднятия и междурифтовые перемычки. Последние обычно представляют собой системы продольных горстов и разновысотных ступеней, отделенных от бортов рифта малыми впадинами с достаточно мощным осадочным выполнением, долинами-грабенами или надразломными проходами-блокоразделами. Перемычка между Муйским и Чарским рифтами служит примером такого рода образований. Ольхонско-Академическая перемычка между впадинами Байкальского рифта — пример иного рода: здесь малые впадины с инверсионно поднятыми днищами являются, видимо, свидетельством первого заложения малого рифта как продолжения Северобайкальской

впадины. Однако, поскольку Ольхонский горст играет роль не только главного поднятия перемычки, но и плеча-противоподнятия глубокой Южнобайкальской впадины, цепь неогеновых малых впадин была вовлечена в воздымания и вошла в состав его пологого северо-западного крыла.

На бортах и в прибортовых частях краевых ступеней рифтов обычны малые впадины и понижения тектонического рельефа типа входящих углов (зашербы), в том числе наращивающие по простиранию большие впадины (юго-западное продолжение Маломорского рифта) либо обособляющие краевые ступени от подошв сбросовых уступов. Часто, особенно в тыловых частях промежуточных ступеней на сбросовых уступах, эти формы возникают благодаря перемещениям по листрическим сбросам.

Особую группу малых впадин составляют опускания, отделенные от днищ рифтов передовыми горстами. Тектонопары «береговой горст—тыловой грабен» на восточном побережье Байкала служат лучшим их примером. Генетический ряд преобразования этих тектонопар свидетельствует о том, что они участвуют в общем процессе поперечного разрастания рифтовых долин — одном из следствий утонения литосферы как центральной части рифтовой зоны в целом, так и верхней (выше делителя-волновода) ее пластины в особенности [15]. Это утонение верхней литосферной пластины представляет собой процесс переукладки составляющих ее тектонических блоков.

Малые впадины северо-восточного замыкания рифтовой зоны и в перемычке между Верхнеангарским рифтом и Муяканской впадиной, расположенные западнее поперечного Перевального разлома, выделяются в геодинамическом отношении, как и вся эта перемычка: по структурно-морфологическим особенностям она не имеет аналогов в Байкальской рифтовой зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При рассмотрении вопроса о временной позиции малых впадин в процессе внутриконтинентального морфогенеза на юге Восточной Сибири и в Северной Монголии высказывалось предположение, что малые впадины могут быть зрелыми или эмбриональными формами, от чего зависит их сейсмический потенциал [27, 28]. Этот вопрос по-прежнему требует изучения. Следует отметить, что в тех случаях, когда разрез компенсированных малых впадин удается полностью вскрыть бурением, видны все возрастные группы отложений начиная с олигоценовых, известных и в рифтах. С другой стороны, есть малые впадины, например Котокельская, где разрез выполняющих их отложений ограничивается плейстоценом. В таких случаях малые впадины располагаются на остаточных ступенях рельефа, в пределах которых происходит выравнивание с сопутствующей выработкой в краевой части рифтовой долины поверхности, способной принять бассейновые осадки.

Таким образом, малые впадины в тектоническом отношении представляют собой промежуточные формы между вулканогенно-осадочным комплексом осадков рифтовых долин и фундаментом и свидетельствуют о расширении рифтовых долин на континентальной литосфере, увеличении их размеров как по простиранию, так и вкост его с возможным последующим их захоронением плитным комплексом (чехлом) платформ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992. — 216 с.
2. Логачёв Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. — М.: Наука, 1964. — 195 с.
3. Мац В. Д. Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1987. — 42 с.
4. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала / Ред. Н. А. Флоренсов. — Новосибирск: Наука, 1982. — 193 с.
5. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Ред. Н. А. Логачёв. — М.: Наука, 1972. — 120 с.
6. Абалаков А. Д. Кайнозойские впадины на восточном побережье оз. Байкал // Геология и геофизика. — 1974. — № 9. — С. 141–146.
7. Уфимцев Г. Ф. Морфоструктурное значение листрических сбросов в Байкальском рифте // Геотектоника. — 1993. — № 6. — С. 88–93.
8. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. — М.: Наука, 1968. — 247 с.
9. Уфимцев Г. Ф., Кулагина Н. В., Шетников А. А., Фогт Т. Древние долины западного побережья Среднего Байкала // Геология и геофизика. — 2000. — Т. 41, № 7. — С. 983–989.

10. Калинин В. В., Ваякин Л. А., Стор М. А., Девдариани Н. А. Строение осадочных отложений озера Байкал по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Природные условия зоны освоения БАМ. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. — С. 44–51.
11. Калинин В. В., Ваякин Л. А., Сальман А. Г. Сейсмоакустические исследования на озере Байкал // Сейсмоструктурная и сейсмичность района строительства БАМ. — М.: Наука, 1980. — С. 128–135.
12. 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.
13. Кульчицкий А. А., Кривоногов С. К., Мишарина В. А., Черняева Г. П. Опорный разрез верхнекайнозойских отложений Северного Байкала // Геология и геофизика. — 1993. — № 2. — С. 3–12.
14. Уфимцев Г. Ф. Загадка залива Провал // Наука в России. — 2004. — № 1. — С. 74–79.
15. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника восточного побережья Байкала // Геология и геофизика. — 1999. — Т. 40, № 1. — С. 19–27.
16. Уфимцев Г. Ф., Щетников А. А., Филинов И. А. Баргузинская впадина, ее соотношение с Байкальским рифтом и особенности кайнозойского рифтогенеза на юге Восточной Сибири // Отеч. геология. — 2010. — № 1. — С. 32–37.
17. Уфимцев Г. Ф., Щетников А. А. Новейшая структура Тункинского рифта // Геоморфология. — 2001. — № 1. — С. 76–87.
18. Адаменко О. М., Адаменко Р. С., Белова В. А. и др. Микротериофауна молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1983. — № 6. — С. 84–89.
19. Уфимцев Г. Ф., Немчинов В. Г. Окинское плоскогорье в новейшей структуре юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. — 2001. — № 6. — С. 979–987.
20. Зорин Ю. А., Новосёлова М. Р., Кальнинг О. Г. Строение верхней части земной коры в бассейнах рек Конды и Сюльбана по гравиметрическим данным // Сейсмоструктурная и сейсмичность района строительства БАМ. — М.: Наука, 1980. — С. 153–163.
21. Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Кайнозойские отложения и геоморфология / Ред. В. П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1983. — 171 с.
22. Галкин В. И., Флоренсов Н. А. Структурные и морфологические особенности впадины озера Ничатка // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. — М.: Наука, 1968. — С. 143–149.
23. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В. П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1977. — 303 с.
24. Зорин Ю. А., Новосёлова М. Р., Турутанов Е. Х., Кальнинг О. Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. — 1975. — № 8. — С. 103–110.
25. Уфимцев Г. Ф., Иванов А. В. Морфоструктура озерных котловин Нижнего Приамурья // Геоморфология. — 1984. — № 1. — С. 91–97.
26. Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии // Тектоника Сибири. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. — Т. 1. — С. 9–17.
27. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. — М.: Наука, 1966. — 231 с.
28. Солоненко В. П. Палеосейсмология // Физика Земли. — 1973. — № 9. — С. 3–16.

Поступила в редакцию 2 апреля 2012 г.