

УДК 551.248.2(571.54)

DOI 10.21285/0130-108X-2016-56-3-134-143

МОРФОТЕКТОНИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ И ПРИХУБСУГУЛЬЯ

© А.А. Щетников¹¹Институт земной коры СО РАН, 664033, 664033, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

Юго-западные секции Байкальской рифтовой зоны (Тункинская и Хубсугульская) представляют единое чередование следующих новейших структурных форм: центральной системы рифтовых долин; наклонных горстов и асимметричных глыбовых поднятий одного крыла; сводового поднятия противоположного крыла. Это стандартный набор морфоструктурных элементов Байкальской рифтовой зоны. Он является выражением остаточно-горстового (байкальского) орогенеза, который характеризуется ростом впадин за счет окружающих горных поднятий и постоянным возобновлением крутых сбросовых уступов, устойчиво сохраняющих во времени морфологическую молодость.

При этом направленный процесс развития внутририфтовых сооружений в Юго-Западном Прибайкалье осложняется молодыми инверсионными преобразованиями. На фоне общих погружений блоков докайнозойского фундамента грабенов в них фиксируются локальные воздымания, сопровождающиеся деформациями осадочного чехла впадин и выраженные в рельефе обращенными морфоструктурами. Здесь наблюдаются три типа инверсионных морфоструктур: 1) инверсионные блоки междувпадинных и междурифтовых перемычек; 2) инверсионные поднятия подошвы свода; 3) бескорневые куполообразные поднятия (гравитационные складки).

Общая площадь Тункинского седиментационного бассейна составляет 2240 км², из них 39% (872 км²) сейчас выведено из сферы осадконакопления в область действия эрозионного расчленения. Амплитуда инверсионных воздыманий в днище рифта составляет от первых десятков до первых сотен метров. Наиболее интенсивные воздымания наблюдаются в Торской впадине рифта, где осадки возрастом до 55000 лет приподняты на относительную высоту более 300 м и эродированы.

Инверсионные преобразования Тункинский рифт испытывал в своей истории неоднократно. Последняя волна таких деформаций охватила Юго-Западное Прибайкалье во второй половине позднего неоплейстоцена. При этом в спектре вертикальных движений блоков междурифтовых и междувпадинных перемычек в течение всего четвертичного периода в целом преобладала положительная составляющая, с конца неогена эти структуры испытывали медленные, но устойчивые воздымания, сопровождаемые их расширением за счет сопряженных с ними впадин.

Ключевые слова: морфотектоника, Байкальская рифтовая зона, Тункинский рифт, обращенные морфоструктуры, тектонические инверсии.

Формат цитирования: Щетников А.А. Морфотектоника Юго-Западного Прибайкалья и Прихубсугулья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 3 (56). С. 134–143. DOI 10.21285/0130-108X-2016-56-3-134-143.

MORPHOTECTONICS OF THE SOUTH-WESTERN CIS-BAIKAL AND CIS-HOVSGOL

A.A. Shchetnikov

Institute of the Earth's Crust SB RAS, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033, Russia.

South-western sections of the Baikal rift zone (Tunka and Hovsgol) are represented by the uniform alternation of the following new structural forms: central system of rift valleys; tilted and asymmetric horst uplifts of one flank; arched uplift of the opposite flank. This is a standard set of morphostructural elements of the Baikal rift zone. It represents the residual horst (Baikalian) orogeny, which is characterized by the growth of basins due to the surrounding mountain uplifts and constant renewal of the steep fault escarpments stably preserving their morphological youth.

¹Щетников Александр Александрович, старший научный сотрудник, тел.: (3952) 429756, e-mail: shch@crust.irk.ru

Shchetnikov Alexander, Senior Researcher, tel.: (3952) 429756, e-mail: shch@crust.irk.ru

Simultaneously, the development of the rift structures in the southwestern Baikal region is complicated by the recent inversion transformations. Against the background of general subsidence of pre-Cenozoic basement of graben blocks there are local uplifts here that are accompanied with the deformations of basin sediments and represented in relief by the reversed morphostructures. Three types of inversion morphostructures are observed here: 1) inversions of intrabasin and intrarift blocks; 2) inversion uplifts of margins of large domes; 3) “rootless” domal uplifts (gravity folds).

Total area of Tunka rift basins is 2240 km², 39% (872 km²) of which is inversionally uplifted now and eroded. The amplitude of inversion uplifts in the rift bottom is in the range of a few tens to a few hundreds of meters. The most intense uplifts are observed in Tory basin, where sediments of 55,000 years are uplifted to the relative height of more than 300 m and eroded.

Tunka rift was repeatedly subjected to the inversion transformations. The last wave of such deformations occurred in the southwestern Baikal region in the second half of the Late Pleistocene. During the whole Quaternary period a positive component was predominant in the spectrum of vertical movements of intrarift and intrabasin blocks. From the end of the Neogene these structures experienced slow but steady uplifts followed by their expansion due to the depressions adjoint to them.

Keywords: morphotectonics, Baikal rift zone, Tunka rift, reversed morphostructures, tectonic inversions

For citation: Shchetnikov A.A. Morphotectonics of the south-western Cis-Baikal and Cis-Hovsgol. Proceedings of the Siberian Department of the Section of Earth Sciences, Russian Academy of Natural Sciences. Geology, Prospecting and Exploration of Ore Deposits. 2016. No. 3 (56). Pp. 134–143. DOI 10.21285/0130-108X-2016-56-6-134-143.

Введение

Главным элементом морфотектонической структуры юго-западной секции Байкальской рифтовой зоны является Тункинский рифт (рис. 1). Он своеобразен в общем ряду грабенов рифтовой зоны в том отношении, что одновременно имеет как стандартные для них элементы новейшей структуры и геодинамики, в том числе эталонно выраженные, позволяющие его рассматривать в качестве морфо- и тектонотипа [1–4], так и уникальные черты, не вписывающиеся в общий механизм байкальского рифто-

генеза и нигде более во внутриконтинентальных рифтовых системах Земли не повторяющиеся [5–7]. Это делает Тункинский рифт и все юго-западные секции рифтовой зоны хорошим полигоном для изучения явлений внутриконтинентального рифтогенеза во всем их многообразии.

Настоящая работа посвящена рассмотрению геоморфологического выражения особенностей тектонического развития юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, что позволяет получить новую информацию о формировании этой структуры.

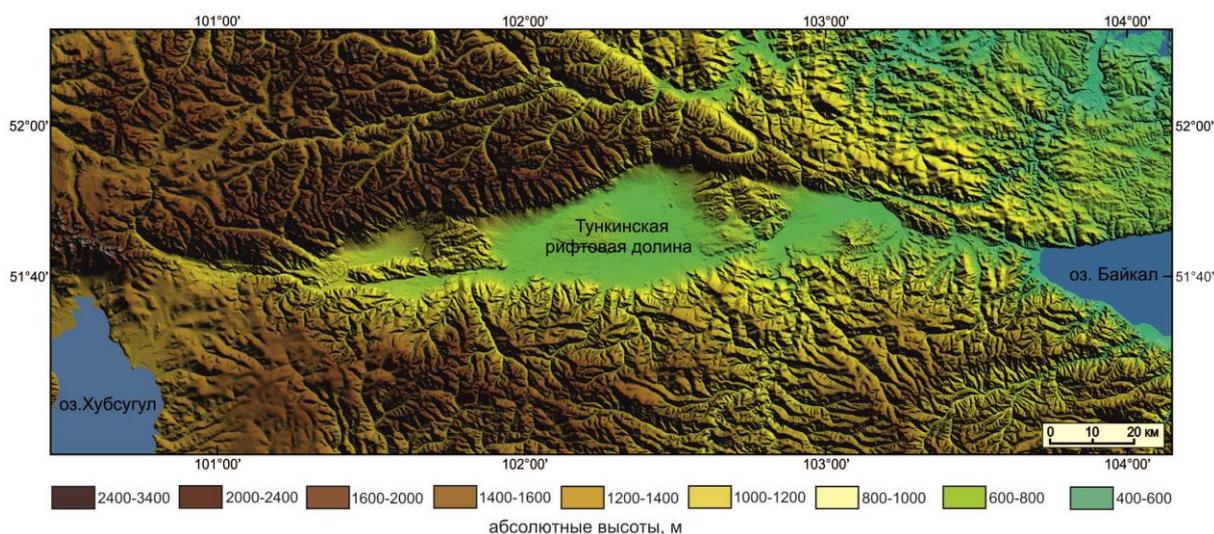


Рис. 1. Цифровая модель рельефа Юго-Западного Прибайкалья, SRTM

Морфотектоническое районирование юго-западных секций Байкальской рифтовой зоны

Основными элементами новейшей тектонической структуры Юго-Западного Прибайкалья и Прихубсугулья являются Байкальская рифтовая зона, в частности ее Тункинская и Хубсугульско-Дархатская секции, и большое сводовое поднятие Восточного Саяна. Все эти неотектонические формы входят в северное крыло Монголо-Сибирского возрожденного орогена. Между сводом Восточного Саяна и юго-западной частью рифтовой зоны располагается особый элемент новейшей структуры – Окинская плоскогорная мегаступень, обладающая сложным блоковым строением и наибольшей в регионе высотой цокольной (базисной) поверхности (более 1800 м).

Тункинская секция Байкальской рифтовой зоны располагается на восточном скате (крыле) цокольного поднятия «горячей линии 100° в.д.» [8], где перепад высот базисной поверхности достигает более 1000 м: от более чем 1800 м на Окинском плоскогорье и до 450 м на Байкале. Общий пологий наклон на восток цоколя гор в Тункинском Прибайкалье осложнен двумя субмеридиональными градиентными ступенями-линеamentами. Первая из них располагается у западного окончания Байкала и обуславливает общую приподнятость (почти на 200 м) днища Тункинского рифта над Байкалом. К этой градиентной ступени приурочено сужение Тункинского рифта и сложно устроенная междувпадинная перемычка с Быстринской малой впадиной, днище которой инверсионно приподнято и расчленено до холмогорного ландшафта, а поднятое над Байкалом восточное окончание впадины прорезано узкой антецедентной долиной р. Ильчи.

Ко второй градиентной ступени цоколя гор здесь приурочена западная часть Тункинского рифта, также суженная и занятая комплексом блоковых форм, составляющих междурифтовую перемычку, поднятые восточные

ступени которой прорезаются антецедентной долиной Иркутта.

Тункинская секция Байкальской рифтовой зоны имеет стандартный набор структурных элементов (с юга на север) (рис. 2): плечо-противоподнятия рифта в виде наклонного горста Тункинских Гольцов и Олхинского плоскогорья, собственно Тункинского рифта и Хамардабанского свода. В Дархат-Хубсугульской секции рифтовые долины сопровождаются с запада и востока сводами, а в подошве западного крыла рифтовой зоны появляется третья полоса малых впадин. Эта группировка неотектонических форм является обычной для Байкальской рифтовой зоны [3], особенным элементом является лишь Олхинская плоскогорная ступень, представляющая собой наклонно поднятую окраину Сибирской платформы.

Рифтовые впадины

Тункинский рифт представляет собой линейное понижение тектонического рельефа со сложно устроенным днищем, ограниченное высокими бортами – сбросовым уступом на севере и нижней частью крыла Хамардабанского свода на юге. Протяженность его составляет 200 км, а максимальная ширина – 32 км. На своих окончаниях рифт сильно сужается, и эти части его днища заняты междурифтовыми перемычками. На востоке Тункинский рифт через Култучную долину-грабен (по зоне Главного Саянского разлома) открывается в Байкал. На западе малая Мондинская впадина продолжается на северо-запад на 14 км долиной-грабеном, пересекающей цепь поднятий Мунку-Сардыка и Тункинских Гольцов и внедряющейся в окраину Окинской междугорной ступени.

Центральное место в Тункинском рифте занимает одноименная впадина, наибольшая по размерам и мощности кайнозойских отложений – около 3000 м [1]. В центральной ее части располагается песчаный массив Бадар, представляющий собой куполообразное инверсионное поднятие высотой до 150 м.



Рис. 2. Схема морфотектоники Тункинского рифта и его окружения.

Арабскими цифрами обозначены внутририфтовые элементы, в том числе впадины: Мондинская (1), Хойтогольская (2), Туранская (3), Тункинская (4), Торская (5) и Быстринская (6); а также междувпадинные перемычки: Харадабанская (7), Ниловский отрог (8), Еловский отрог (9)

С востока и запада Тункинская котловина ограничена Еловским и Ниловским отрогами – междувпадинными перемычками, отделяющими эту впадину от Торской на востоке, Хойтогольской и Туранской на западе. Эти отроги косо ориентированы к простиранию рифта, а Ниловский отрог имеет еще и продольную составляющую, разделяющую Хойтогольскую и Туранскую впадины.

Межгорные впадины составляют главный и одновременно морфологически однообразный элемент рифтовой зоны – они заняты низкими аккумулятивными равнинами. Лишь в Тункинской впадине ее однообразие нарушается занимающим центральное положение куполообразным песчаным массивом Бадар, расположенным на участке максимального погружения фундамента и таким образом представляющим собой бескорневое поднятие в осадочном выполнении рифта. Бадар возвышается в виде пологого купола над низкими аккумулятивными равнинами на 150 м и сложен позднеплейстоценовыми песками. Это гравитационная складка, сформированная смещением чехла рыхлых отложений впадины по крутому скату поверхности фундамента на ее крыле [6, 9].

Инверсионное поднятие Бадар окружено низкими равнинами участков молодых и современных тектонических погружений. Неполная компенсация последних осадками в бассейнах рек Тунка и Енгарга привела к образованию озеровидных расширений русел на низких болотистых поверхностях и распространению многоозерий. Об интенсивности молодых погружений днища впадины можно судить по тому обстоятельству, что в селе Тунка остатки хозяйственных построек были обнаружены под более чем 12-метровой толщиной пойменных отложений [10].

Максимальные мощности вулканогенно-осадочного выполнения в Тункинской впадине достигают 3000 м, а участки наибольших погружений фундамента смещены к ее северному борту, что в общем соответствует положению участков современных погружений. На южных бортах Тункинской и Торской впадин напротив заметны следы инверсионных поднятий за счет вовлечения их краевых частей в сводовое воздымание хребта Хамар-Дабана. Плейстоценовые пески значительной мощности здесь нередко залегают на относительных высотах 100-300 м. Особенно эта ситуация

распространена на южном крыле Торской впадины, где бассейновые осадки (более 50% площади впадины) возрастом до 55000 лет [7, 11, 12] приподняты на относительную высоту до 300 м. Во всех случаях наклонные поверхности инверсированных четвертичных отложений на южном крыле рифта продолжают сводовый изгиб поверхности фундамента в пределах Хамар-Дабана, облекая подошву его периклинали.

На участках сочленения Хойтогольской и Тункинской впадин с пологими западными скатами соответственно Ниловского и Еловского отрогов явления инверсионных воздыманий краевых частей впадин проявлены столь же наглядно. Западный пологонаклонный скат Еловского отрога практически полностью сложен кайнозойскими базальтами. Неогеновые угленосные отложения здесь также втянуты в инверсионные воздымания отрога. Амплитуды молодых инверсионных воздыманий составляют здесь не менее 200 м.

Малые Мондинская и Быстринская впадины, расположенные на окончаниях рифта, входят в состав сложно устроенных междурифтовых перемычек. При сокращенной (около 500 м) мощности выполняющих их отложений возрастной объем последних практически аналогичен таковому (миоцен-антропоген) у больших впадин. Но в отличие от дниц больших впадин днища малых впадин заметно инверсионно подняты и расчленены до состояния холмогорья, что особенно наглядно видно в пределах Быстринской впадины.

В целом в дифференцированных новейших инверсионных воздыманиях малой и средней амплитуды сейчас участвует 40% (872 из 2240 км²) площади Тункинского седиментационного бассейна; 49% площади инверсионных поднятий – почти 450 км² или 20% от общей площади днища рифта – обеспечено проявлением гобийского механизма горообразования [13]. Действительно, экспансия в область развития Тункинского рифта элементов гобийского орогенеза

достаточно ощутима, однако является лишь определенной формой осложнения процесса рифтогенеза.

Инверсионные преобразования Тункинский рифт в своей истории испытывал неоднократно [7, 14, 15]. Последняя волна таких деформаций охватила Юго-Западное Прибайкалье во второй половине позднего неоплейстоцена: именно этот возраст практически повсеместно имеют слагающие инверсированные участки днища рифта бассейновые осадочные толщи в кровлях разрезов [7, 12, 16]. При этом в спектре вертикальных движений блоков междурифтовых и междувпадинных перемычек в течение всего четвертичного периода в целом преобладала положительная составляющая, с конца неогена эти структуры испытывали медленные, но устойчивые воздымания, сопровождаемые их расширением за счет сопряженных с ними впадин.

Междувпадинные перемычки Еловского и Ниловского отрогов в структуре рифта занимают одинаковые позиции и весьма сходны по морфологии. Это косо ориентированные наклонные на юго-запад горсты, сопровождаемые с юга и юго-запада тектоническими ступенями. Обе перемычки приурочены к участкам склонения простираения Тункинского сброса в восточных и восточно-юго-восточных румбах, а ограничивающие их с востока сбросы являются ветвями этого разлома. Подобная виргация Тункинского сброса наблюдается и западнее Хойтогольской и Туранской впадин, где окраинный горст междурифтовой перемычки представляет собой уменьшенную копию Еловского и Ниловского отрогов. Таким образом, наклонные горсты междувпадинных перемычек образуют упорядоченную систему с отношением продольной криволинейной трансляции. В сущности, междувпадинные перемычки Еловского и Ниловского отрогов контролируются виргирующими в юго-восточных румбах ветвями Тункинского сброса. Но при этом создаваемые ими тектонические

уступы обращены встречно к уступу собственно Тункинского сброса.

Горное обрамление рифтовых впадин

Северный борт Тункинского рифта представляет собой крутой тектонический уступ высотой до 2 км, опирающийся на предгорный откос в виде слившихся конусов выноса. Наличие на борту впадины линейных систем тектогенных граней рельефа – базальных, вершинных фасет и антифасет – свидетельствует о наличии в зоне краевого сброса нескольких основных сместителей (в полосе шириной до 5 км), пересекающих скальный массив на узкие пластинчатые блоки. Южный склон Тункинских Гольцов – уступ по зоне одноименного сброса – имеет следующие морфологические особенности: 1) крутой тектонический уступ в виде систем сомкнутых в основаниях тектогенных граней – фасет, контролируемых основными сместителями зоны разлома сместителей; 2) предгорный откос как погребенная часть крыла сброса; 3) нагорная часть сбросового уступа в виде повторяющихся друг друга пологонаклонных гребней – это полоса малоамплитудных сбросов и сдвиговых смещений. При их инверсионных погружениях пластинчатых блоков на борту рифта оформляются узкие промежуточные тектонические ступени. По мере уменьшения их относительной высоты промежуточные ступени испытывают денудационно-тектоническое разрушение, перекрываются рыхлыми отложениями и в конечном счете входят в состав предгорного откоса: именно таким образом происходит расширение рифтовой долины за счет горного обрамления – характерная особенность так называемого остаточного-блокового или байкальского механизма горообразования [1]. Наличие сопряженных плановых коленообразных изгибов долин в тыловой (нагорной) части Тункинского сброса свидетельствует о сбросово-сдвиговом характере молодых тектонических перемещений, что подтверждено многочисленными исследованиями [2, 17–19].

Сдвиговая составляющая принимается и для Байкало-Мондинского разлома, выделяемого в подошве Хамар-Дабана [20].

Активное формирование и «жизнь» узких промежуточных ступеней в зоне Тункинского сброса имеют еще одно морфологическое следствие. Благодаря тому, что промежуточные ступени обособляются от наклонного горста Тункинских Гольцов, погружаются с сопутствующим денудационно-тектоническим разрушением, в тылу их вновь появляются системы тектогенных граней-фасет и тектоническому уступу в целом свойственно постоянное морфологическое омоложение.

Две другие особенности свойственны уступу и зоне Тункинского сброса. Первая – это практически повсеместные свидетельства молодых (голоцен-поздний плейстоцен) тектонических перемещений по фронтальному сместителю, приуроченных к подошве тектонического уступа. По этому сместителю сброшены (оборваны) поверхности речных террас при выходе долин из Тункинских Гольцов на предгорный откос [17, 18, 20]. Амплитуды молодых срывов нередко достигают 20–25 м. Обычный вид молодых срывов – это крутые эскарпы, подрезающие основание тектонического уступа, и сопровождающие их рвы и микрограбены (элементы палеосейсмодислокаций).

Вторая особенность обусловлена сильной тектонической дезинтеграцией скальных массивов в широкой зоне Тункинского сброса. Это определяет значительную мощность рыхлых образований на крутых тектогенных гранях рельефа, их подвижность в условиях обводненности и периодически проявляемых сейсмических ускорениях. Часто рыхлый покров оползает по поверхностям скальных оснований склонов и заполняет микрограбены в подошве тектонического уступа; эти оползневые массы, в свою очередь, рассечены малоамплитудными сбросами.

Поднятие Тункинских Гольцов составляет северное крыло рифтовой зоны

в ее Тункинской секции и является плечом-противоподнятием Тункинского рифта в виде наклонного горста. Аналогичную форму и наклон вершинной поверхности имеет и поднятие Мунку-Сардыка, продолжающее на запад Тункинские Гольцы и уже связанное с Хубсугульским разломом. Но при этом оно сохраняет субширотное «тункинское» направление и потому расположено торцово по отношению к этому грабену.

Противоположное южное крыло Тункинской секции рифтовой зоны составлено Хамардабанским сводом. Прилегающее к Тункинскому рифту крыло последнего на всех пересечениях имеет однотипное строение: общий пологий сводовый изгиб, осложненный антитетическими сбросами с падением их к осевой части поднятия. Это обуславливает характерную особенность северного склона хребта Хамар-Дабан, как бы составленного куэстоподобными горными массивами с пологими в сторону днища рифта вершинными скатами и крутыми противоположными склонами, обращенными к центральной части хребта. Сами эти массивы часто ориентированы косо (под углом) к общему простиранию свода, что обусловлено существенным значением диагональных разломов северо-западного простирания, хорошо выраженных в тектоническом рельефе хребта. Менее распространены линейменты северо-восточного простирания. Именно разломы диагональной системы оформляют относительные понижения на крыльях свода, в том числе сопряженные с междувпадинными перемычками.

Заключение

Таким образом, Тункинская секция Байкальской рифтовой зоны представляет собой единообразное чередование следующих ее новейших структурных форм: наклонных горстов и асимметричных глыбовых поднятий северного крыла; центральной системы рифтовых долин; сводового поднятия южного крыла. Это стандартный набор морфоструктурных элементов Байкальской

рифтовой зоны. Он является выражением остаточного-горстового (байкальского) орогенеза, который характеризуется ростом впадин за счет окружающих горных поднятий и постоянным возобновлением крутых сбросовых уступов, устойчиво сохраняющих во времени морфологическую молодость.

Главной морфологической особенностью Тункинского рифта является перекосящее его днище (900 м на 200 км), общая приподнятость над Байкалом, «насыщенность» междувпадинными перемычками. Такие черты новейшей геодинамики, как вулканизм, термальная деятельность и сейсмичность, также отличны от других частей рифтовой зоны. Все эти особенности Тункинского рифта имеют парагенез с глубинным строением рифтовой зоны и связаны с наложением юго-западного окончания рифтовой зоны на цокольное поднятие «горячей линии» 1000 в.д.

При этом направленный рифтогенный процесс активного развития внутририфтовых сооружений в Юго-Западном Прибайкалье осложняется молодыми инверсионными преобразованиями. На фоне общих погружений блоков докайнозойского фундамента грабенов в них фиксируются локальные воздымания, сопровождающиеся деформациями осадочного чехла впадин и выраженные в рельефе обращенными морфоструктурами. Здесь наблюдаются три типа инверсионных морфоструктур: 1) инверсированные блоки рифтовых перемычек; 2) инверсионные поднятия подошвы свода; 3) бескорневые куполообразные поднятия (гравитационные складки).

Общая площадь Тункинского седиментационного бассейна составляет 2240 км², из них 39% (872 км²) сейчас выведено из сферы осадконакопления в область действия эрозионного расчленения. Амплитуда инверсионных воздыманий в днище рифта составляет от первых десятков до первых сотен метров. Наиболее интенсивные воздымания наблюдаются в Торской впадине рифта, где осадки возрастом до 55000 лет были

приподняты на относительную высоту более 300 м и эродированы.

Инверсионные преобразования Тункинский рифт испытывал в своей истории неоднократно. Последняя волна таких деформаций охватила Юго-Западное Прибайкалье во второй половине позднего неоплейстоцена. При этом в спектре вертикальных движений блоков междурифтовых и междувпадинных перемычек в течение всего четвертичного периода в целом преобладала положительная составляющая, с конца неогена эти структуры испытывали медленные,

но устойчивые воздымания, сопровождаемые их расширением за счет сопряженных с ними впадин.

Исследования выполнены в рамках интеграционной программы «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его межрегиональных связей по теме “Динамика и устойчивость природных экосистем Восточной Сибири, прогноз чрезвычайных ситуаций в условиях изменения глобального и регионального климата и возрастающей антропогенной нагрузки”».

Библиографический список

1. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

2. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.

3. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 215 с.

4. Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М.: Научный мир, 2004. 160 с.

5. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Тункинский рифт как особенный элемент ряда континентальных рифтов // Тектоника и геофизика литосферы: материалы XXXV тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2002. С. 254–256.

6. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Инверсии в новейшей геодинамике Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 796–808.

7. Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. № 46. P. 195–208. Doi: 10.1016/j.jseas.2011.12.010

8. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Цокольное поднятие Монголо-Сибир-

ского возрожденного орогена // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 57–60.

9. Замараев С.М. Гравитационный тектогенез в осадочной толще впадины озера Байкал // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 418–423.

10. Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования «Аршана», произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического Общества и Общества врачей // Известия Вост.-Сиб. отдела ИРГО. 1909. Т. XL. С. 41–77.

11. Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанова В.П., Кулагина Н.В., Машук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В. Радиотермомлюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 3. С. 226–232.

12. Щетников А.А., Филинов И.А., Шибанова И.В., Машук И.М., Сизов А.В. Новый опорный разрез верхнего кайнозоя «Славин Яр» в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 114–119.

13. Щетников А.А. Проявление гобийского механизма горообразования в Байкальской рифтовой зоне (на примере

Тункинского рифта) // География и природные ресурсы. 2008. № 3. С. 31–35.

14. Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Доклады Академии наук. 1972. Т. 205. № 4. С. 920–923.

15. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 2006. 151 с.

16. Щетников А. А., Клементьев А. М., Сизов А. В., Филинов И. А., Семеней Е. Ю. Новые данные о возрасте неоплейстоценовых отложений Тункинской рифтовой долины (Юго-Западное Прибайкалье) по результатам ¹⁴C датирования фауны крупных млекопитающих // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 2. С. 199–204.

17. Сейсмоструктура и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.

18. McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 3. P. 594–605.

19. Smekalin O.P., Shchetnikov A.A., White D. Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal rift zone, Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. № 62. P. 317–328.

20. Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989. № 2. С. 89–100.

References

1. Florensov N.A. *Mezozoiskie i kainozoiskie vpadiny Pribaikal'ya* [Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal region]. Moscow, AN SSSR Publ., 1960. 258 p.

2. Florensov N.A. *Tektonika i vulkanizm yugo-zapadnoi chasti Baikal'skoi riftovoi zony* [Tectonics and volcanism of the south-western part of the Baikal rift zone]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1973. 136 p.

3. Ufimtsev G.F. *Morfotektonika Baikal'skoi riftovoi zony* [Morphotectonics of the Baikal rift zone]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1992. 215 p.

4. Shchetnikov A.A., Ufimtsev G.F. *Struktura rel'efa i noveishaya tektonika Tunkinskogo rifta (Yugo-Zapadnoe Pribaikal'e)* [Relief structure and the newest tectonics of Tunka Rift (southwest of the Baikal region)]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 2004. 160 p.

5. Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A. Tunkinskii rift kak osobennyi element ryada kontinental'nykh riftov [Tunka rift as a special element of a number of continental rifts]. *Tektonika i geofizika litosfery: materialy XXXV tektonicheskogo soveshchaniya* [Lithosphere tectonics and geophysics: Materials of XXXV Tectonic

meeting]. V. II. Moscow, GEOS Publ., 2002, pp. 254–256.

6. Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A., Filinov I.A. Inversii v noveishei geodinamike Baikal'skoi riftovoi zony [Neotectonic inversions in the Baikal rift zone]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2009, V. 50, no. 7, pp. 796–808.

7. Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, no. 46, pp. 195–208. Doi: 10.1016/j.jseaes.2011.12.010

8. Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A. Tsokol'noe podnyatie Mongolo-Sibirskogo vozrozhdenного orogena [Base rise of Mongolian-Siberian revived orogen]. *Tikhookeanskaya geologiya* [Journal of Pacific Geology], 1999, V. 18, no. 5, pp. 57–60.

9. Zamaraev S.M. Gravitatsionnyi tektogenez v osadochnoi tolshche vpadiny ozera Baikal [Gravity tectogenesis in the sediment depth of the Lake Baikal depression]. *Krugovorot veshchestva i energii v ozernykh vodoemakh* [The cycle of matter and energy in lake waters]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1975, pp. 418–423.

10. L'vov A., Kropachev G. Kratkii otchet o rezul'tatakh issledovaniya «Arshana», proizvedennogo po porucheniyu Vostochno-Sibirskogo otdela Geograficheskogo Obshchestva i Obshchestva vrachei [Summary report of the examination results of the “Arshan” produced on the instructions of the East-Siberian Department of the Geographical Society and the Society of Doctors]. *Izvestiya Vostochno-Sibirskogo otdela Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva* [Proceedings of the East Siberian Department of the Imperial Russian Geographical Society], 1909, V. XL, pp. 41–77.
11. Ufimtsev G.F., Perevalov A.V., Rezanova V.P., Kulagina N.V., Mashchuk I.M., Shchetnikov A.A., Rezanov I.N., Shibanova I.V. Radiotermoluminescentnoe datirovanie chetvertichnykh otlozhenii Tunkinskogo rifta [Radio thermo luminescence dating of Tunka rift Quaternary sediments]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2003, V. 44, no. 3, pp. 226–232.
12. Shchetnikov A.A., Filinov I.A., Shibanova I.V., Mashchuk I.M., Sizov A.V. Novyi oporny razrez verkhnego kainozoya «Clavin Yar» v Tunkinskoi riftovoi doline (Yugo-Zapadnoe Pribaikal'e) [“Clavin Yar” - the new key section of the Upper Cenozoic in the Tunka rift valley (southwest of the Baikal region)]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy. Geological correlation], 2009, V. 17, no. 4, pp. 114–119.
13. Shchetnikov A.A. Proyavlenie gobiiskogo mekhanizma goroobrazovaniya v Bai-kal'skoi riftovoi zone (na primere Tunkinskogo rifta) [Manifestation of Gobi orogeny mechanism in the Baikal rift zone (on example of Tunka rift)]. *Geografiya i prirodnye resursy* [Geography and natural resources], 2008, no. 3, pp. 31–35.
14. Ruzhich V.V., Sherman S.I., Tarasevich S.I. Novye dannye o nadvigakh v yugo-zapadnoi chasti Baikalskoi riftovoi zony [New data about the upthrusts in the south-western part of the Baikal rift zone]. *Doklady Akademii nauk* [Reports of the Academy of Sciences], 1972, V. 205, no. 4, pp. 920–923.
15. Parfeevets A.V., San'kov V.A. *Napryazhennoe sostoyanie zemnoi kory i geodinamika yugo-zapadnoi chasti Baikalskoi riftovoi sistemy* [Stressed state of the Earth crust and geodynamics of the south-western part of the Baikal rift system]. Novosibirsk, Geo Publ., 2006. 151 p.
16. Shchetnikov A. A., Klement'ev A. M., Sizov A. V., Filinov I. A., Semenei E. Yu. Novye dannye o vozraste neopleistotsenovykh otlozhenii Tunkinskoi riftovoi doliny (Yugo-Zapadnoe Pribaikal'e) po rezul'tatam ¹⁴S datirovaniya fauny krupnykh mlekopitayushchikh [New data on the age of Neo-Pleistocene deposits in Tunka rift valley (southwest of the Baikal region) according to the results of carbon-14 dating of the fauna of large mammals]. *Doklady Akademii nauk* [Reports of the Academy of Sciences], 2013, V. 449, no. 2, pp. 199–204.
17. Solonenko V.P. *Seismotektonika i seismichnost' yugo-vostochnoi chasti Vostochnogo Sayana* [Seismotectonics and seismicity of the south-eastern part of the Eastern Sayan]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1975. 134 p.
18. McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia. *Tectonics*, 1995, V. 14, no. 3, pp. 594–605.
19. Smekalin O.P., Shchetnikov A.A., White D. Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal rift zone, Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, no. 62, pp. 317–328.
20. Lukina N.V. Chetvertichnye dvizheniya po razlomam yugo-zapadnogo flanga Baikalskoi riftovoi zony [Quaternary movements along the faults of the southwestern flank of the Baikal rift zone]. *Geotektonika* [Geotectonics], 1989, no. 2, pp. 89–100.

Статья поступила 28.02.2016 г.
Article received 28.02.2016.