

11. Бутаков Г.П. Направленность геоморфологических процессов в цикле перигляциалмежледниковье // Динамика и взаимодействие природных и социальных сфер Земли. Тезисы докладов научной конференции. Казань: Татполиграф, 1998. С. 1–2.
12. Зимин А.В. Эоплейстоцен востока Татарстана // Динамика и взаимодействие природных и социальных сфер Земли. Тезисы докладов научной конференции. Казань: Татполиграф, 1998. С. 4–5.
13. Мозжерин В.В. Эоплейстоцен юго-запада Татарстана // Динамика и взаимодействие природных и социальных сфер Земли: Тез. докл. научной конф. Казань: Татполиграф, 1998. С. 5–7.
14. Малышева О.Н. О плейстоценовом аллювии Среднего Поволжья // Материалы по геологии востока Русской равнины. Вып. 5. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1973. С. 3–25.
15. Горещкий Г.И. Формирование долины р. Волга в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
16. Крылков Ю.В. К вопросу о генезисе четвертичных отложений в бассейне р. Камы и их инженерно-геологическое изучение // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 69–78.
17. Дедков А.П. Проблемные вопросы геоморфологии Татарстана // Динамика и взаимодействие природных и социальных сфер Земли: Тез. докл. научной конф. Казань: Татполиграф, 1998. С. 7–8.
18. Губонина З.П. Палеоботанические исследования аллювиальных отложений Средней Волги с целью установления их возраста: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1965. 26 с.

Государственный педагогический
институт, г. Набережные Челны

Поступила в редакцию
04.08.2000

NEW DATA ON TERRACES ABOVE THE FLOOD-PLAIN OF THE KAMA RIVER IN THE VICINITY OF NABEREZHNYE CHELNY

E.V. TUPICOV

S u m m a r y

In the vicinity of city Naberezhnye Chelny the valley of the Kama river has two levels of the flood plain and six terraces. The description of these terraces is given: their morphology, morphometry and age. The oldest, sixth terrace is dated Eopleistocene. The age of youngest one is Late Pleistocene – Holocene.

УДК 551.248.2(571.54)

© 2001 г. Г.Ф. УФИМЦЕВ, А.А. ЩЕТНИКОВ

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКОГО РИФТА¹

Введение

Тункинский рифт протягивается субширотно на 200 км от ЮЗ окончания Байкала и является типичным среди такого рода образований на юге Восточной Сибири. Он может быть принят в качестве тектонотипа сухоходльных впадин байкальского типа (рифтовых долин), поскольку обладает полным набором свойственных им структурных элементов. Благодаря своему географическому положению и доступности, Тункинская долина давно стала объектом пристального внимания, и свидетельства молодой тектоники, как прямые (разрывы речных террас), так и косвенные (остатки хозяйственных построек, погребенных под мощным слоем озерно-аллювиальных отложений) давно упомянуты в геологической

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 96-05-64773, 97-05-64352, 97-05-96356).

литературе [1, 2]. И хотя в настоящее время Тункинский рифт изучен относительно хорошо, но явно недостаточно внимания уделено геоморфологическим признакам молодой тектоники, хотя именно они и позволяют создать полные структурные модели как самого рифта, так и его горного обрамления и оценить их геодинамические особенности. А это совершенно необходимо, если принимать Тункинский рифт в качестве тектонотипа.

Поэтому следует рассмотреть черты новейшей структуры и геодинамики Тункинского рифта – как общие для подобных грабенных Байкальской рифтовой зоны, так и его частные особенности; реконструировать характер фоновых и региональных тектонических деформаций при формировании его новейшей структуры; изучить деформации рыхлых отложений верхней части разреза вулканогенно-осадочного выполнения рифта; соотношение его сейсмического режима с новейшей структурой. В настоящей статье мы стремимся к хотя бы частичному достижению этих целей.

Фактологическую основу работы наряду с результатами многолетних полевых наблюдений составляют морфометрические построения (карты тектонического рельефа и базисной поверхности) и литературные источники, из которых основными являются [3–11].

Неотектоническое районирование

Основными элементами новейшей тектонической структуры Юго-Западного Прибайкалья 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 ЮЗ частью рифтовой зоны располагается особенный элемент новейшей структуры – Окинская плоскогорная мегаstufe, обладающая достаточно сложным блоковым строением (рис. 1) и наибольшей в регионе высотой цокольной (базисной) поверхности (рис. 2). В сущности, Окинская мегаstufe представляет собой высоко поднятое междугорье, как бы заполняющее "свободный" промежуток между большим сводом и рифтовой зоной. Высокое положение цокольной поверхности в пределах этой мегаstufe явно связано с ситуацией в Хубсугульско-Дархатской секции рифтовой зоны (рис. 2), где располагается осевая часть меридионального выступа общего поднятия цоколя Монголо-Сибирского горного пояса, с которым связана полоса наибольшего распространения кайнозойских базальтов. Этот выступ цоколя гор ранее был выделен нами [12] как "горячая линия 100° в.д.", и он является неотектоническим выражением канала в мантии [13], соединяющего Монголо-Сибирский астенолит с участками астеносферы в нижней мантии.

Тункинская секция Байкальской рифтовой зоны располагается на восточном скате (крыле) цокольного поднятия "горячей линии 100° в.д.", где перепад высот базисной поверхности достигает 1000 м и более (рис. 2). Общий пологий наклон на восток цоколя гор осложнен двумя субмеридиональными градиентными зонами-линеаментами. Первая из них располагается западнее окончания Байкала и обуславливает общую приподнятость (на более чем 150 м) днища Тункинского рифта над уровнем озера. К этой градиентной зоне приурочено сужение Тункинского рифта и сложно устроенная перемычка (рис. 1, 3) с Быстринской впадиной, днище которой инверсионно приподнято и расчленено до холмогорья. Поднятое над Байкалом восточное окончание впадины прорезано узкой antecedentной долиной р. Ильчи [14].

Ко второй градиентной зоне цоколя гор приурочена западная часть Тункинского рифта, также суженная и занятая комплексом блоковых форм, составляющих межрифтовую перемычку, поднятые восточные ступени которой прорезаются antecedentным хамар-дабанским сужением долины Иркуты [14]. Таким образом, положение восточного и западного окончаний Тункинского рифта в рельефе цоколя гор, отражающее деформации литосферы, не является случайным, о чем мы будем говорить ниже.

Сочленение Тункинского и Хубсугульских рифтов и соответствующих секций рифтовой зоны имеет свои особенности, определяемые тем, что простирания этих форм различаются на 90° (рис. 1, 3); в этом также, возможно, сказывается влияние "горячей линии 100° в.д.". С севера Хубсугульский рифт как бы прикрыт наклонным горстом Мунку-Сардыка, продолжающим на запад аналогичную форму Тункинских Гольцов. А Хубсугульский и Дархатский рифты уже имеют субмеридиональное простирание и, таким образом, значительно обособлены от рядом расположенного Тункинского рифта. При этом сложный комплекс горстов высокой ступени и малой Мондинской впадины с инверсионно поднятой частью днища, которые составляют межрифтовую перемычку, аналогичную таковой между Бай-

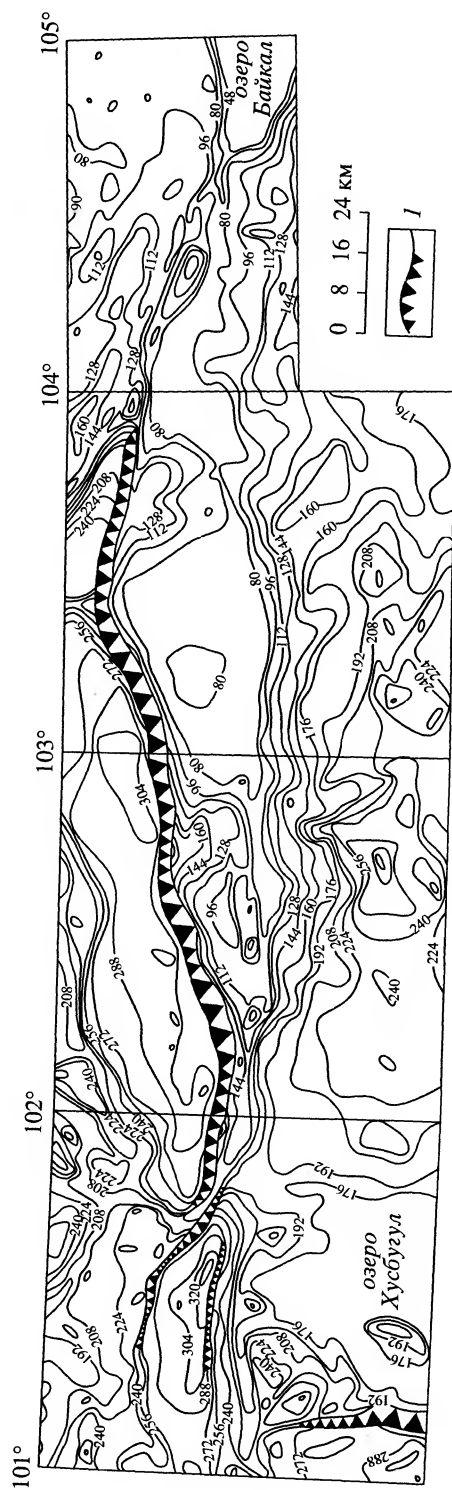


Рис. 1. Тектонический рельеф Юго-Западного Прибайкалья. Изолинии оцифрованы в десятках метров
1 – высокие сбросовые уступы

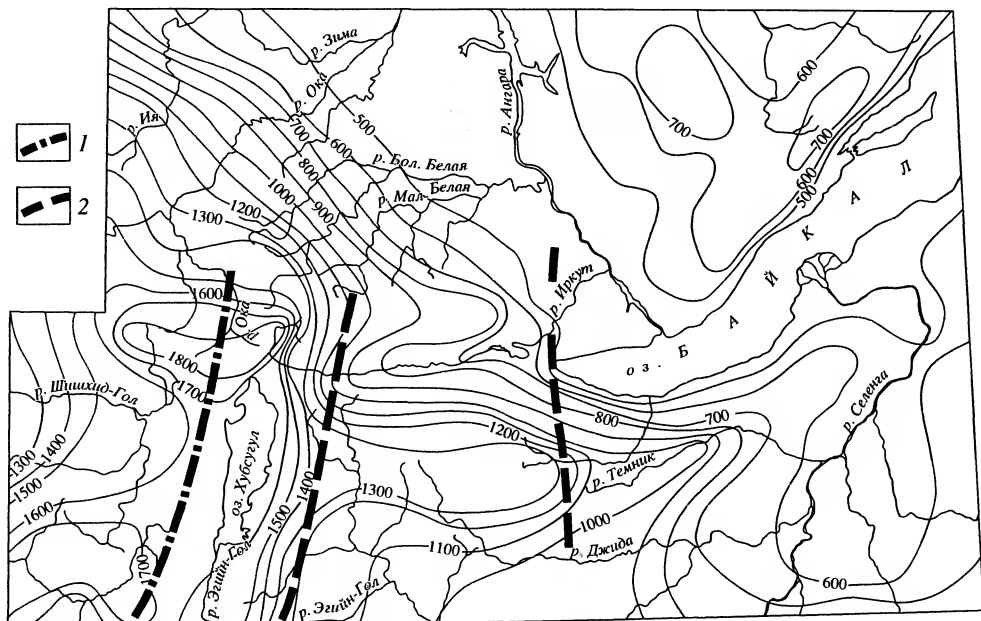


Рис. 2. Рельеф базисной (цокольной) поверхности Юго-Западного Прибайкалья

1 – осевая часть цокольного поднятия "горячей линии 100° в.д." [12], 2 – субмеридиональные уступы на его восточном скате

кальским и Тункинским грабенами, непосредственно с Хубсугулом не связан. Он занимает западное окончание днища Тункинского рифта. Южнее Мондинской впадины поднятие хр. Хамар-Дабан резко изменяет простираение и уходит на юг. Между ним и горстом Мунку-Сардыка располагается понижение, своего рода структурная седловина, открывающаяся на юг в сторону Хубсугульского рифта (рис. 1, 3).

Собственно Тункинская секция Байкальской рифтовой зоны состоит из следующих элементов (рис. 4): осевая рифтовая долина; наклонный горст Тункинских Гольцов и наклонно поднятая ступень Олхинского плоскогорья, составляющие плечо-противоподнятия на северном крыле зоны; хамар-дабанский свод на южном ее крыле. Эта группировка неотектонических форм обычна для рифтовой зоны [10], и особенным элементом является лишь Олхинская плоскогорная ступень, представляющая собой наклонно поднятую окраину Сибирской платформы.

Тункинская рифтовая долина

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

Центральное место в Тункинском рифте занимает одноименная впадина, наибольшая по размерам и мощности кайнозойских отложений (до 2500 м и более [3–5, 9, 11]). В центральной ее части располагается песчаный массив Бадар, представляющий собой куполообразное инверсионное поднятие высотой до 150 м. С востока и запада Тункинская котловина ограничена Еловским и Ниловским отрогами – межвпадинными перемычками, отделяющими ее от Торской впадины на востоке и Хойтогорьской и Туранской на западе.

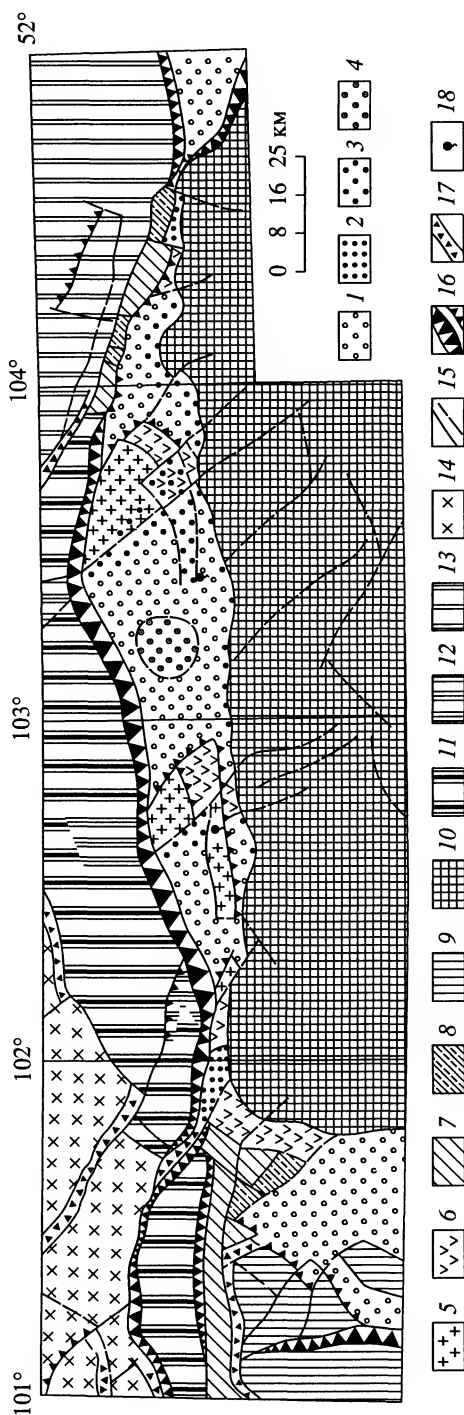


Рис. 3. Схема новейшей тектоники Тункинского рифа и его окружения

Межгорные впадины: 1 – днища больших и 2 – малых впадин, 3 – участки инверсионных поднятий, 4 – бескорневое купольное поднятие; межвпадинные и межрифтовые перемычки: 5 – горсты, 6 – ступени; блоки краевых тектонических ступеней: 7 – высокие, 8 – низкие; 9 – ступенчатые глыбовые поднятия, 10 – сводовые поднятия; 11 – наклонные горсты плеча рифа, в том числе – 12 – относительно опущенные их участки; 13 – наклонно поднятая плоскогорная глыба краевой части платформы; 14 – высокая межгорная мегаступень, 15 – молодые разломы, в том числе – 16 – высокие сбросовые уступы, 17 – долины-грабены; 18 – выходы горячих минеральных вод

Эти отроги косо ориентированы к простиранию рифта, а Ниловский отрог имеет еще и продольную составляющую, разделяющую Хойтогорьскую и Туранскую впадины (рис. 1, 3).

Примечательно то, что межрифтовые и межвпадинные перемычки располагаются в местах изменения (сужения) ширины днища рифта и склонения простирания Тункинского сброса в восточных румбах. Вообще нетрудно заметить, что конфигурация рифта и изменение его параметров зависят от Тункинского сброса, и восточнее окончания уступа последнего северный борт Торской впадины и межрифтовой перемычки существенно изменяет свои морфологические особенности (рис. 1, 3).

Межгорные впадины, занятые низкими аккумулятивными равнинами, составляют главный и одновременно морфологически однообразный элемент структуры рифтовой долины. Лишь в Тункинской впадине это однообразие нарушается куполообразным песчаным массивом Бадар, представляющим собой, если судить по положению его на участке максимального погружения фундамента, бескорневое поднятие в осадочном чехле [10]. Оно возвышается над низкими аккумулятивными равнинами на 150 м и сложено плейстоценовыми песками, возраст которых по данным термолюминесцентного анализа достигает в нижней части склона 65 000 лет [15]. Природа поднятия Бадар трактуется исследователями по-разному, начиная от его криогенного происхождения [3]. Мы склоняемся к точке зрения, что подобные образования могут возникать при соскальзывании осадочного чехла по поверхности фундамента на крыльях впадины, что приводит к куполообразному выпучиванию осадков в центре депрессии [16].

В Тункинской впадине центральный инверсионный купол Бадар окружен 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 обилию озер на этих участках. Об интенсивности молодых погружений днища впадины можно судить по тому обстоятельству, что в селе Тунка остатки хозяйственных построек были в прошлом обнаружены под более чем 12-метровой толщей наносов [2].

Примечательно одно обстоятельство: в Тункинской впадине участки молодых погружений приближены к северному ее борту, между тем как русло магистральной реки Иркут располагается южнее и на берегах его распространены надпойменные террасы. Повидимому, местонахождение русла было приурочено к зоне максимальных погружений, которая в последующем сместилась на север. В настоящее время на некоторых участках урез русла Иркуты выше уреза его левого притока – р. Тунки, в низовьях которой располагается обширное многоозерье – фрагмент озерно-болотной равнины.

В дополнение к этому добавим, что в районе с. Жемчуг русло Иркуты резко поворачивает на север, но затем столь же круто вновь поворачивает на восток, словно встречает какую-то преграду. Здесь, на левобережье Иркуты, между его руслом и зоной многочисленных озер протягивается широтная полоса современных эоловых форм, формирующихся в местах выходов плейстоценовых песков [11], важным условием является также глубокое залегание грунтовых вод. Здесь же прослеживается весьма пологое и низкое куполообразное возвышение, как бы соединяющее Бадар с межвпадинной перемычкой Еловского отрога. Все эти обстоятельства заставляют полагать существование в этом месте скрытого малоамплитудного поднятия фундамента (рис. 3), "просвечивающего" в рельефе через более чем 1000-метровую толщу кайнозойских отложений. Видимо, с этим элементом структуры впадины связаны вскрытые скважинами термальные воды у с. Жемчуг.

Максимальные мощности вулканогенно-осадочного выполнения в Тункинской впадине превышают 2500 м, а участки наибольших погружений фундамента смещены к ее северному борту [3, 9, 11], что в общем соответствует положению зон современных погружений. На южных бортах Тункинской и Торской впадин, напротив, заметны следы инверсионных поднятий за счет вовлечения их краевых частей в сводовое воздымание хр. Хамар-Дабан. Плейстоценовые пески значительной мощности здесь нередко залегают на относительных высотах до 200 м и более. Особенно эта ситуация распространена на южном крыле Торской впадины. Во всех случаях наклонные поверхности песчаной толщи на южном крыле рифта как бы продолжают молодой сводовый изгиб фундамента в пределах Хамар-Дабана (рис. 4). В разрезах песчаной толщи на южном борту рифтовой долины также обычные молодые сбросы и вообще явления "малой" разломной тектоники, когда наблюдаются сложные сочетания малоамплитудных (сантиметры, первые дециметры) сместителей.

На участках сочленения Хойтогорьской и Тункинской впадин с пологими западными скатами соответственно Ниловского и Еловского отрогов явления инверсионных воздыманий краевых частей впадин проявлены столь же наглядно. Западный пологонаклонный

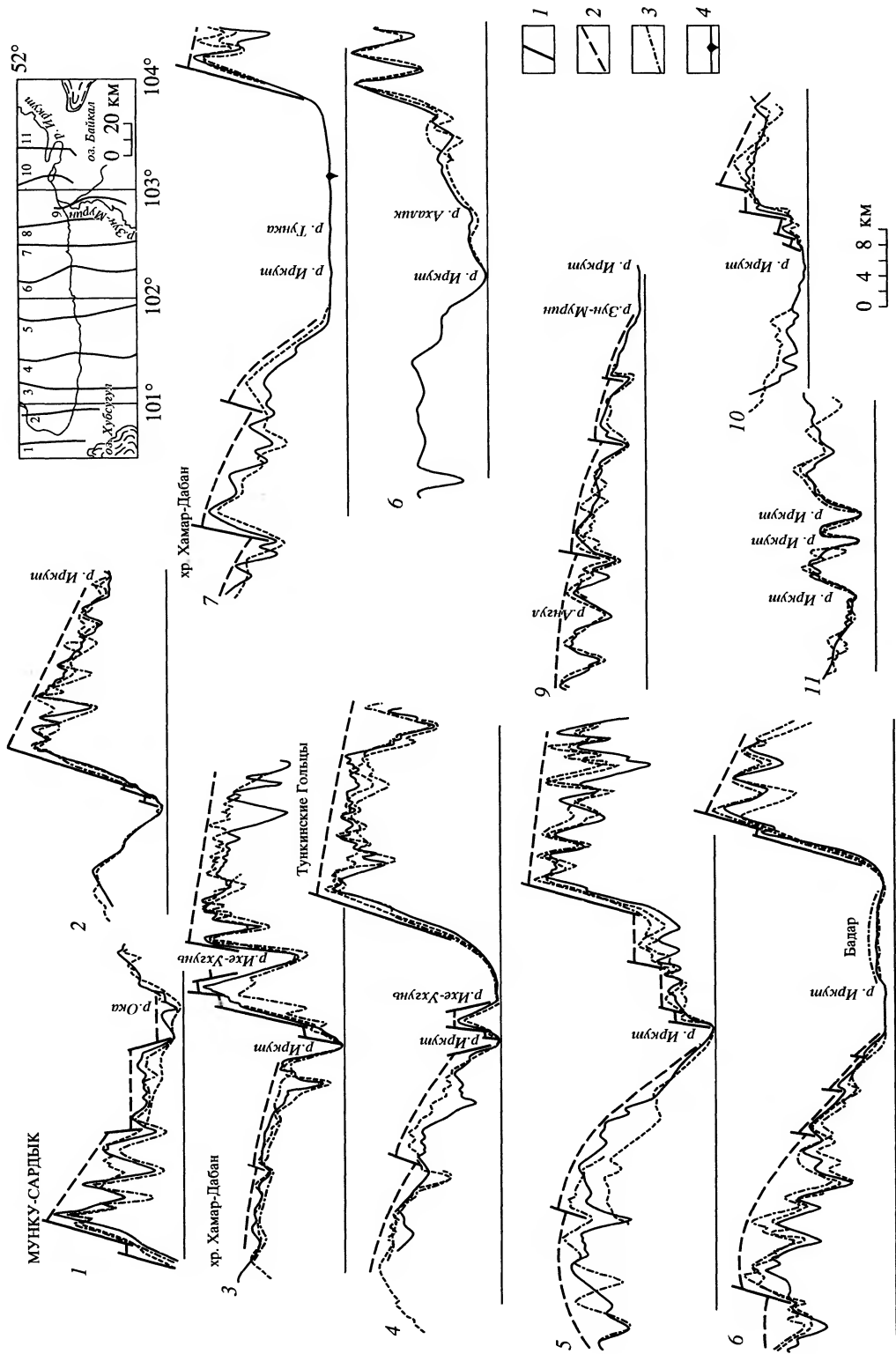
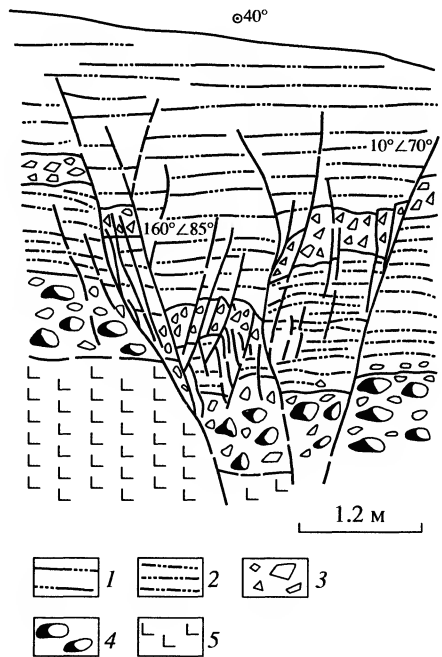


Рис. 5. Молодые сместители в зоне сброса южного ограничения продольного горста Ниловского отрога на левобережье Борьского Иркута (фрагмент обнажения)
1 – светло-серые супеси, 2 – бурые супеси, 3 – щебень, 4 – глыбы, 5 – выветрелые неогеновые базальты



скат Еловского отрога практически полностью сложен кайнозойскими базальтами и угленосными отложениями, так что амплитуды инверсионных воздыманий составляют здесь не менее 200 м.

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

Межвпадинные перемычки Еловского и Ниловского отрогов в структуре рифта занимают одинаковые позиции и весьма сходны по морфологии. Это косо ориентированные на юго-запад горсты, сопровождаемые с Ю и ЮЗ тектоническими ступенями. Обе перемычки приурочены к участкам склонения простираения Тункинского сброса в В и ВЮВ румбах. Подобную же виргацию Тункинского сброса мы видим и западнее Хойто-гольской и Туранской впадин, где окраинный горст межрифтовой перемычки представляет собой уменьшенную копию Еловского и Ниловского отрогов. Следовательно, наклонные горсты межвпадинных перемычек образуют упорядоченную систему, построенную по типу продольной криволинейной трансляции (рис. 3).

Ниловский отрог имеет еще дополнительный элемент – продольный горст, разделяющий Хойтогольскую и Туранскую впадины (рис. 4, профиль 4). Молодой сброс, ограничивающий этот горст с юга, сечет неогеновые базальты, эоплейстоценовые валунники с характерным "закатыванием" в зоне разлома [17] и склоновые образования. Отдельные сместители этого сброса имеют типичную структуру приповерхностных разломов с их ветвлением по восстанию и с внутренними просадками-микрорабенами (рис. 5).

Выше указывалось, что в Тункинской впадине наблюдаются геоморфологические свидетельства существования на междуречье Иркут и Тунки скрытого продольного поднятия. Нетрудно заметить (рис. 3), что структурное положение этого поднятия аналогично таковому продольного горста Ниловского отрога и что горячие минеральные воды Жемчуга

Рис. 4. Совмещенные поперечные профили Тункинского рифта и его горного обрамления и их структурные интерпретации

1 – разломы, 2 – вершинные поверхности неотектонических форм, 3 – бескорневое поднятие, 4 – молодые вулканы. Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 10 раз

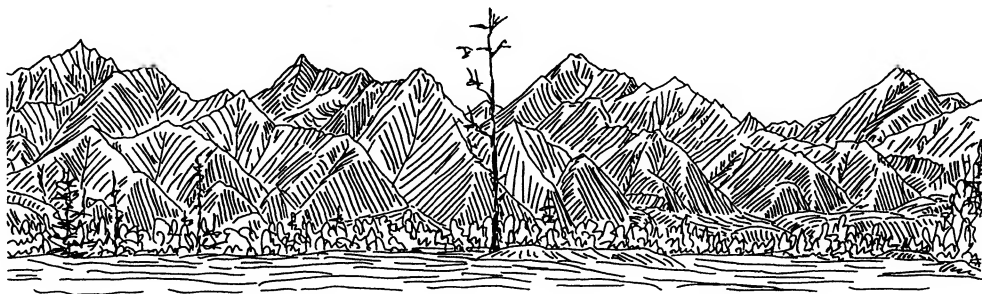


Рис. 6. Тектонический уступ Тункинского сброса на северном борту Хойтогольской впадины, вид с ЮЮВ

имеют позицию, подобную выходам терм Ниловой Пустыни. Таким образом, структурная аналогия межвпадинных перемычек Еловского и Ниловского отрогов может быть гораздо более полной, нежели это представляется на первый взгляд.

Судя по характеру тектонического рельефа, сбросы северо-западного простирания, ограничивающие наклонные горсты межвпадинных перемычек, проникают в пределы северного крыла хамар-дабанского свода и определяют существование на последнем понижений, занятых низовьями долин Зун-Мурина и Бол. Зангисана. Упорядоченное чередование косо ориентированных наклонных горстов в днище рифта, связь их с изменениями простирания и виргациями основного сброса рифтовой долины, являются основаниями для предположения, что эти формы возникли благодаря продольным горизонтальным смещениям блока фундамента рифта относительно его обрамления, на чем мы остановимся ниже.

Горное обрамление рифта

Северный борт Тункинского рифта представляет собой крутой тектонический уступ высотой до 2 км, "опирающийся" на предгорный откос из слившихся конусов выноса. Перепад высот откоса превышает 300 м при ширине 3–6 км. В сущности, это погребенная часть борта рифтовой долины с уклоном, аналогичным таковому его экспонированной части, и с погребенными промежуточными ступенями [9]. Наличие на борту впадины линейных систем тектогенных граней рельефа – базальных и вершинных фасет и антифасет – свидетельствует о существовании в зоне краевого сброса (в полосе шириной до 5 км) нескольких основных сместителей, пересекающих скальный массив на узкие пластинчатые блоки. При их инверсионных погружениях на борту рифта формируются узкие промежуточные ступени (рис. 6). Наличие сопряженных коленообразных изгибов долин в тыловой (нагорной) части Тункинского сброса свидетельствует о сдвигово-сбросовом характере молодых тектонических движений. Признаки правосторонних перемещений свидетельствуют о том, что блок Тункинских Гольцов смещается на восток относительно рифтовой долины.

Как для самого уступа, так и для всей зоны Тункинского сброса характерны две особенности. 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 [1, 7, 9–11]. Амплитуды молодых срывов нередко достигают 20–25 м; это крутые эскарпы, подрезающие основание тектонического уступа, их сопровождают рвы и микрограбены. Обычно они рассматриваются в качестве палеосейсмодислокаций [8].

Вторая особенность обусловлена сильной тектонической дезинтеграцией скальных массивов в широкой зоне Тункинского сброса, брекчированностью или, как образно выражались первые наблюдатели этого явления [1], "разломчатостью" коренных пород. Это определяет значительную мощность рыхлых образований на крутых тектогенных гранях рельефа, их подвижность в условиях обводненности и периодически проявляемых сейсмических толчков. Часто рыхлый покров оползает по поверхностям скальных оснований склонов и заполняет микрограбены в подошве тектонического уступа; эти оползневые массы, как правило, рассечены малоамплитудными сбросами.

Наряду с оползанием рыхлых образований по тектогенным граням в подошве сбросового уступа наблюдаются следы крупных обрушений в виде хаотических комплексов, пере-



Рис. 7. Поперечное понижение ("провес") горста Тункинских Гольцов у кур. Аршан между долинами Толты (Т) и Кынгарги (К). Вид с ЮВ

крывающих поверхности предгорного откоса, промежуточных тектонических ступеней или речных террас. В сущности, это олистостромовые комплексы, и пример подобного рода образований можно наблюдать на левобережье Иркутка на выходе из хамар-дабанского сужения, где река прорезает поднятую ступень между Хойтогорьской и Мондинской впадинами. Здесь в подошве уступа Тункинского сброса залегает обвальная масса, перекрывающая аллювий цокольной террасы Иркутка. Этот хаотический комплекс состоит из двух элементов: 1) щебнисто-глыбовой массы, в которую вложены как бы закатанные блоки внешне выветрелых ("разломчатых") мраморов, иногда облекаемые "покрывалами" сильно выветрелых метасланцев; и 2) более молодых щебнистых отложений осыпных конусов. На флангах этого хаотического комплекса на крутом левом борту долины Иркутка наблюдаются бедленды в виде пирамидальных скал, прорезанных осыпными коридорами, – свидетельства подготовленности массива в зоне сброса к будущим обрушениям.

Северный борт Торской впадины имеет иные морфологические особенности. Здесь, в полосе сближения Тункинского сброса и Главного Саянского разлома располагается система разновысотных узких тектонических ступеней и горстов (рис. 4, пр. 10, 11), ансамбль которых образует мегаступень на борту рифтовой долины. Некоторые низкие блоки имеют заметный перекося с наклоном в сторону горного обрамления – хороший геоморфологический признак листрических сбросов. Сама сложная блоковая структура полосы сближения крупных разломов с преобладанием линейных форм скорее всего обусловлена сдвиговыми перемещениями.

Поднятие Тункинских Гольцов составляет северное крыло рифтовой зоны в ее Тункинской секции и является плечом-противоподнятием рифта. Этот наклонный горст (рис. 6) имеет все морфологические атрибуты такого рода образований во внутриконтинентальных рифтовых системах. Аналогичная форма и наклон вершинной поверхности характерны и для понятия Мунку-Сардык, продолжающего на запад Тункинские Гольцы. При внешнем морфологическом единообразии тектонического рельефа этот наклонный горст обладает одной особенностью – наличием секций, относительно опущенных по зонам поперечных разломов (рис. 1, 3). Пример такого рода образований наблюдается у курорта Аршан, где секция Тункинских Гольцов между долинами Толты и Кынгарги образует заметное поперечное понижение (рис. 7). Деформации террас в этих долинах согласованы с этим явлением. На левобережье долины Кынгарги у выхода из гор высота цокольной террасы достигает 40 м (а самого цоколя – около 30 м), в то время как на правом берегу высота этой террасы не превышает 18 м. В долине р. Толты наблюдается диаметрально противоположная картина: высокая терраса (более 50 м) расположена на правом берегу, а на левом берегу она не превышает 18 м. К этому следует добавить, что деформации террас на бортах этих долин по зоне главного сместителя Тункинского сброса существенно различны [10, 18], а поперечный Кынгаргинский разлом по геофизическим данным прослеживается и в пределах Тункинской впадины [8].

Поперечные провесы тектонического рельефа наклонного горста Тункинских Гольцов имеют ясную структурную позицию. И Кынгарга-Толтинский провес, и другие, расположенные западнее, приурочены к изломам простираения Тункинского сброса (рис. 1, 3) и соответственно к участкам его юго-восточных виргаций, оформляющих наклонные горсты межвпадинных перемычек. Следовательно, мы видим здесь сопряженные группы форм, положение которых в структуре рифтовой зоны описывается симметрией бордюров (продольная криволинейная трансляция: наклонные горсты межвпадинных перемычек, поперечные провесы плеча-противоподнятия рифта, понижения в северном крыле хамар-дабанского свода).

Противоположное, южное крыло Тункинской секции рифтовой зоны составлено хамар-дабанским сводом (рис. 1, 3, 4). Прилегающее к Тункинскому рифту крыло последнего на

всех пересечениях имеет однотипное строение: общий пологий сводовый изгиб, осложненный антитетическими сбросами с падением к осевой части поднятия. Это обуславливает характерную особенность северного склона хр. Хамар-Дабан, как бы составленного куэстоподобными горными массивами с пологими вершинными скатами в сторону днища рифта 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 (рис. 1). Менее распространены линейные северо-восточного простирания. Именно разломы диагональной системы оформляют относительные понижения на крыльях свода, в том числе сопряженные с межвпадинными перемычками.

Геодинамика Тункинской секции Байкальской рифтовой зоны

Оценка геодинамических характеристик Тункинской секции должна быть выполнена с учетом особенностей ее структуры, как общих для Байкальской рифтовой зоны, так и индивидуальных, не повторяющихся в других секциях последней. К числу первых относятся обычный для рифтовой зоны набор элементов и их отношений с чередованием вкрест простирания (с СЗ на ЮВ): наклонные горсты как плечи-противоподнятия рифтов, рифтовые долины, своды юго-восточного крыла [10]. К числу особенных черт в строении и структурной позиции Тункинского рифта в первую очередь относятся: положение на восточном скате меридионального высокого цокольного поднятия "горячей линии 100° в.д."; сюда же относятся соседство с высокой мегаступенью Окинского междугорья и изменение под прямым углом простирания рифтовой зоны в ее Дархатско-Хубсугульской секции и особое соотношение с ней наклонного горста Мунку-Сардык; необычное для рифтовой зоны распространение больших объемов кайнозойских базальтов на северо-западном крыле рифтовой зоны и в его окружении; связь межвпадинных перемычек с широтными склонами простирания Тункинского сброса и юго-восточными его виргациями. В современной сейсмотектонике ЮЗ части Байкальской рифтовой зоны мы также обнаруживаем особые свойства и, в частности, наличие горизонтального сжатия в очагах землетрясений [19], в Тункинской секции сопряженного с горизонтальным же растяжением. Во всех особенностях морфотектоники и геодинамики этой части рифтовой зоны несомненно определяющее значение цокольного поднятия "горячей линии 100° в.д."

Благодаря расположению над крупным вертикальным каналом астеносферы (колонной разуплотнения) ЮЗ часть Байкальской рифтовой зоны испытывает общее изостатическое воздымание цоколя, максимальное в Дархатско-Хубсугульской секции, так что уровень воды оз. Хубсугул располагается более чем на 1000 м выше такового у Байкала. Тункинский рифт расположен на восточном скате этого цокольного поднятия и по его наклону (рис. 2, 3), и, так или иначе, он поднят над Байкальским рифтом. Положение на скате цокольного поднятия делает возможным смещение блоков фундамента Тункинской секции в широтном направлении, благодаря их скольжению по пологонаклонным тектоническим разделам в литосфере. При этом блоки горных поднятий смещаются ускоренно на восток относительно блока собственно рифтовой долины. Это может иметь структурные и геодинамические следствия, сопутствующие поперечному (в данном случае субмеридиональному) растяжению литосферы в данной секции рифтовой зоны: 1) правосторонние смещения в нагорных сместителях Тункинского сброса, 2) его ЮВ виргации и формирование наклонных горстов межвпадинных перемычек в местах широтного склонения простирания сброса, 3) появление горизонтальных напряжений сжатия в очагах землетрясений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильевский М.М., Толстихин Н.И. Минеральный источник Аршан Тункинский. Иркутск: Бурят-Монгольское районное ГРУ, 1930. 37 с.
2. Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования "Аршана", произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического Общества и Общества врачей // Изв. Вост.-сиб. отдела ИРГО. Т. XL. 1909. С. 41–77.
3. Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Часть I. Геологическое описание / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Недра, 1964. 630 с.
4. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Отв. ред. Н.А. Логачев. М.: Наука, 1972. 120 с.

5. *Логачев Н.А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. С. 18–29.
6. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока) / Отв. ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.
7. *Олюнин В.Н.* Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 127 с.
8. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
9. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Отв. ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1973. 135 с.
10. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
11. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
12. *Уфимцев Г.Ф.* Тектонический рельеф севера Внутренней Азии // География и природные ресурсы. 1995. № 2. С. 5–18.
13. *Бугаевский Г.Н.* Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1978. 184 с.
14. *Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф., Сковитина Т.М.* Антецедентные долины Южного Прибайкалья // География и природ. ресурсы. 1997. № 4. С. 86–95.
15. *Игнатова Н.В., Кулагина Н.В., Мацук И.М. и др.* Песчаный комплекс Тункинской долины // Земная кора-1996 (Мат-лы науч. сессии геол. секции Ин-та земной коры СО РАН, апрель 1996 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН – ЦАФГИ, 1996. С. 136–138.
16. *Замараев С.М.* Гравитационный тектогенез в осадочной толще впадины озера Байкал // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 418–423.
17. *Уфимцев Г.Ф.* Рыхлые отложения в деформационном процессе: пример из Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 4. С. 517–520.
18. *Лукина Н.В.* Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Геотектоника. 1989. № 2. С. 89–100.
19. *Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И.* Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 74–83.

Институт земной коры СО РАН

Поступила в редакцию
10.06.98

NEOTECTONIC STRUCTURE OF TUNKIN RIFT

G.F. UFIMTSEV, A.A. SCHETNIKOV

S u m m a r y

Tunkin rift is the western flank of Baikal rift zone. It is represented by intermountain depressions and low-mountainous horst ridges between them. Depressions have Pliocene-Quaternary sediment filling rich of volcanic material. Northern boundary of the rift is Tunkin normal fault, which appears on the surface as high bench. The horst ridges are located in the places where this fault changes its direction from N-E to sublatitudinal and conversely.

The socle of Mongol-Siberian belt is characterized by submeridional upheaval in this area, and Tunkin rift is located on the eastern slope of it. The upheaval is the morphological effect of vertical channel in the asthenosphere. This position of rift forces the lithosphere blocks to move eastward, which in turn determines the structural features of Tunkin rift and lateral compression in the foci of the earthquakes.

УДК 551.4.332.4:21/235.132

© 2001 г. В.В. ШОЛОХОВ, К.В. ТИУНОВ

О "МОРЕНАХ" ХРЕБТА БОЛЬШОЙ БАЛХАН

Более 40 лет назад при проведении среднемасштабной геологической съемки в Киргизском хребте (Северный Тянь-Шань) ниже уровня верхнеплейстоценовых оледенений была обнаружена крупноглыбовая морена, предположительно отнесенная к среднему плейстоцену. Теперь, по прошествии многих лет, ясно, что слагающая ее обломочная толща – результат многочисленных обвалов вблизи эпицентра сильного землетрясения в этой