

8. *Кавеев М.С.* Геологические условия развития и особенности проявления карста в центральной части Волго-Камского края: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Казань: ГИН Казанск. ф-ла АН СССР, 1963. 36 с.
9. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Республики Татарстан за 2004 год. Казань: Мин. экологии и природн. ресурсов Республики Татарстан, 2005. Вып. 5. С. 189–204.
10. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Республики Татарстан за 2006 год. Казань: Мин. природн. ресурсов РФ, 2007. Вып. 7. С. 367–369.
11. *Аникеев А.В.* Суффозия. Классификация процесса // Геозкология. 2006. № 2. С. 151–155.
12. *Аникеев А.В.* Особенности разрушения влажных и водонасыщенных песков покровной толщи в карстовых районах // Геозкология. 1995. № 1. С. 72–79.

Ин-т геозкологии РАН,  
ООО “Газпром добыча шельф”

Поступила в редакцию  
20.04.2010

## KARST-SUFFUSION SINKHOLES ON THE BUGULMA HIGHLAND

A.V. ANIKEEV, S.A. CHUMACHENKO

### Summary

Karst sinkholes located in the eastern part of the Republic of Tatarstan have a different shape and age. The morphological sequence “cone-dish-saucer” relates to their age only in areas with similar geological structure. The field investigations proved that strongly fractured and karstified Lower Permian sulphate-carbonate deposits could absorb and accumulate a clastic material practically in unlimited amount. It was shown that the processes of cavity roof collapse, loosening and destruction of the Upper Permian rocks as well as suffusion of the fine clastic product play a major role in sinkhole development. The reservoir filling and seasonal fluctuations of water level in the large rivers are the main factor of the intensification of the process.

УДК 551.4.035(235.35)

© 2011 г. Р.Ц. БУДАЕВ

## ГЕОДИНАМИКА ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В СРЕДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

### Введение

Развитие Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) началось, как считают многие исследователи, с заложения Южно-Байкальской рифтовой долины, и затем этот процесс распространился на фланги [1, 2]. На позднеорогенном этапе произошли ускорение темпов новейших движений и увеличение их контрастности. Этап подразделяется на две стадии по общему режиму движений и развитию рельефа [3]. На ранней стадии сформировались основные морфоструктурные черты рифтовой зоны, а на поздней – продолжилось усложнение элементов рельефа. В горном обрамлении Байкальской впадины интенсивные тектонические поднятия проявились: 1) 3.5 млн. л. н. (ольхонская фаза тектонических движений); 2) 0.7–0.8 млн. л. н. (приморская фаза); 3) 0.10–0.15 млн. л. н. (тыйская фаза) [4].

На СВ фланге рифтовой зоны формирование основных положительных и отрицательных морфоструктур произошло, вероятно, синхронно с центральным сектором – в конце раннего–начале позднего плиоцена (ольхонская тектоническая фаза). Однако в

неоплейстоцене периоды тектонической активизации не совпадали по времени с таковыми в Байкальском секторе рифтовой зоны. В предлагаемой статье рассмотрены активизированные в среднем неоплейстоцене районы горного обрамления рифтовых долин СВ фланга БРЗ, их морфоскульптурные черты, амплитуды поднятий и время проявления вертикальных движений.

### Результаты исследований и обсуждение

В ходе исследований рифтовых долин Станового нагорья было установлено, что неотектоническая активизация СЗ “плеча” Верхнеангарской рифтовой долины произошла в начале среднего неоплейстоцена, это привело к усилению эрозионных процессов и увеличению темпов расчленения положительных морфоструктур. В пределах ЮВ обрамления этой же рифтовой долины тектонические движения зафиксированы в конце среднего неоплейстоцена [5]. Однако в других районах Станового нагорья тектоническая активизация проявилась, в основном, в начале среднего неоплейстоцена.

Северная окраина Витимского плоскогорья испытывала в среднем неоплейстоцене влияние смежной с ней тектонически активной рифтовой зоны, что привело к ее значительному поднятию, по сравнению с остальными районами. В верховьях Чины глубокий эрозионный врез произошел в начале среднего неоплейстоцена, в тобольское время. Осадочное заполнение этого вреза сформировалось в самаровское время. Рассмотрим эти материалы.

**Река Левая Мама.** В бассейне р. Шаман (притока Левого Мама) изучены разрезы рыхлых отложений мощностью около 8 м. Осадки представлены валунно-галечными отложениями с поперечнике, окатанность крупнообломочного материала – 1–2 класса. В целом изученная крупнообломочная толща имеет речной генезис, отдельные слои с глинисто-алевритовым заполнителем сформировались, вероятно, при участии эпизодических пролювиальных или флювиогляциальных потоков.

По данным термолюминесцентного датирования, формирование осадочной толщи началось  $270\ 000 \pm 30\ 000$  л. н. (ГИН СО РАН–369), т.е. на рубеже между тобольским и самаровским временем среднего неоплейстоцена Западной Сибири. Средняя часть разреза сформирована  $216\ 000 \pm 23\ 000$  л. н. (ГИН СО РАН–368), в самаровское время, что подтверждается материалами палинологических исследований. В составе спорово-пыльцевых спектров из отложений, сформировавшихся в начальный период осадконакопления, преобладают споры сфагновых мхов (*Sphagnum sp.*), им сопутствуют плауны (*Lycopodium clavatum*) и папоротники (*Polypodiaceae*). Кроме них обнаружены единичные зерна пыльцы ели (*Picea sp.*) и сосны (*Pinus silvestris L.*), из трав – гвоздичные (*Cariophyllaceae*), что, несомненно, свидетельствует о суровых климатических условиях той эпохи – начала среднееоплейстоценового оледенения. Из верхней части расчистки, сложенной валунно-галечными отложениями с илесто-глинистым заполнителем, получена дата  $66\ 000 \pm 15\ 000$  л. н. (ГИН СО РАН–367), свидетельствующая о формировании их в период позднеоплейстоценового оледенения, синхронного с ермаковским оледенением Западной Сибири.

Вышеизложенные материалы позволяют утверждать, что активизация тектонических движений в пределах СЗ “плеча” Верхнеангарской рифтовой долины произошла в начале среднего неоплейстоцена, в тобольское время. Горообразовательные движения привели к усилению эрозионных процессов и к концу тобольского времени долины притоков Левого Мама имели уже современные контуры. Начавшееся затем первое среднееоплейстоценовое оледенение оставило в долинах ледниковые и водно-ледниковые отложения.

**Северная окраина Витимского плоскогорья (р. Чина).** Тектоническая активизация ЮВ “плеча” рифтовых долин Станового нагорья проявилась также в среднем неоплейстоцене. Поднятия в пределах рифтовой зоны инициировали воздымания и в смежных районах Витимского плоскогорья. Так, в долине Чины, расположенной в

северной части плоскогорья, эрозионный врез произошел в начале среднего неоплейстоцена, позднее, в тазовское время, сформировалось его осадочное заполнение.

Установлено, что осадки долины Чины общей мощностью до 11–13 м имеют преимущественно речной генезис, в верхней части рыхлой толща отмечаются прослойки покровных суглинков и линзы буроугольного торфа. Осадочная толща характеризуется пестрым литологическим составом – от валунных и гравийных галечников с примесью песков и глин, валунно-гравийно-галечных отложений с песчано-глинистым и глинисто-песчаным заполнителем до песчаных глин с включениями гравия и галек. Отложения не сортированные, плохо промытые.

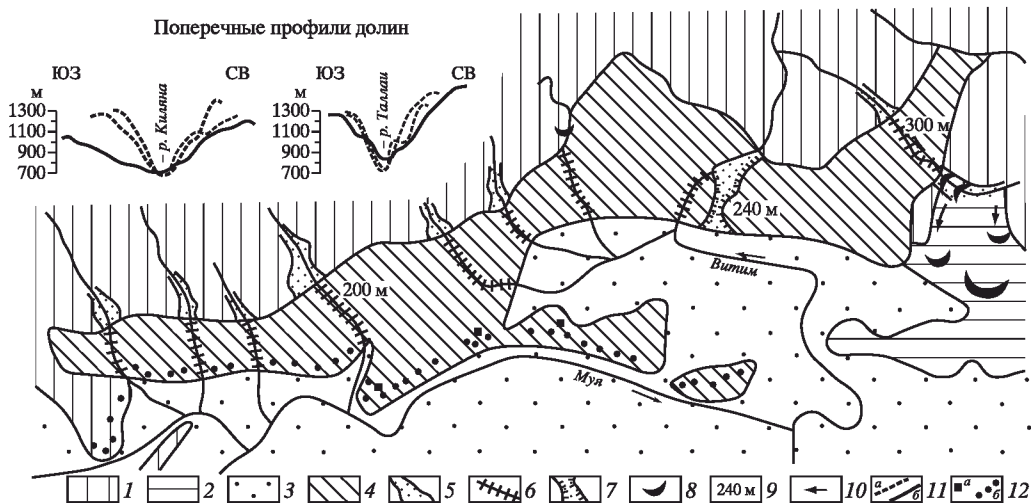
По данным палинологического анализа, в период формирования осадков произошло, по крайней мере, три смены палеоклиматических условий. В начальный период осадконакопления в растительности преобладали ерники, встречались островки леса с елью (*Picea sp.*), сосной (*Pinus silvestris L.*), ольхой (*Alnus sp.*), иногда лиственницей (*Larix sp.*). В травянистом покрове преобладали осоковые (*Cyperaceae*) и встречались сфагновые мхи (*Sphagnum sp.*). Такой тип растительности свидетельствует, несомненно, о суровых климатических условиях. Из отложений нижней части разреза нами получена дата  $169000 \pm 17000$  л. н. (ГИН СО РАН-353), что говорит о формировании их в конце среднего неоплейстоцена (тазовское время).

В период отложения осадков средней части разреза изменились климатические условия. Существенное повышение среднегодовых температур и увеличение влажности привели к расширению участков темнохвойной тайги. Осадконакопление верхней части разреза вновь происходило в суровых климатических условиях, которые характеризовались скудной растительностью – господством ерников, единичным присутствием в палиноспектрах древесных пород, в наземном покрове преобладали осоковые (*Cyperaceae*) и сфагновые мхи (*Sphagnum sp.*). По данным абсолютного датирования, эти отложения сформировались  $69\ 000 \pm 7000$  л. н. (ГИН СО РАН-360), в ермаковское время позднего неоплейстоцена.

Вышеизложенные данные свидетельствуют о начале эрозионного вреза в долине Чины в первой половине среднего неоплейстоцена, что связано с неотектоническими поднятиями ЮВ “плеча” рифтовой зоны и северной окраины Витимского плоскогорья.

**Горное обрамление системы Муйских рифтовых долин.** В Муйско-Куандинской рифтовой долине неоднократно возникал озерный режим осадконакопления, обусловленный неотектоническими и климатическими факторами. Один из озерных периодов связан с активизацией СЗ горного “плеча” рифта в среднем неоплейстоцене. Неотектоническими движениями был охвачен относительно узкий, вытянутый в СВ направлении блок земной коры на склоне Северо-Муйского хребта, протянувшийся от р. Амнунды до р. Пуриг (рисунок). ЮВ граница блока совпадает с бортовыми разломами Муйско-Куандинской и Парамской рифтовых долин, а СЗ – с неотектоническим разломом, который проходит по среднему течению ручья Акукан и р. Кияны, протягивается далее в СВ направлении до р. Самокут, огибает с северной стороны Парамский гипербазитовый массив и далее прослеживается на правом берегу Витима по долинам Правого Каменного, Прямого и Пурига. Рельеф южного склона Северо-Муйского хребта преимущественно среднегорный, с массивными водоразделами и довольно широкими U-образными долинами. Он существенно отличается от такового в пределах неотектонического блока, для которого характерен резко расчлененный рельеф с острыми гребневидными водоразделами и крутыми склонами. Реки, стекающие с южного склона хребта и пересекающие активизированный блок, в пределах последнего имеют резко суженные V-образные долины. Амплитуды неотектонического поднятия на разных участках колеблются от 200 до 300 м.

Наибольшей амплитуды тектонические движения достигали на восточном фланге, где в долине р. Таллаи на участке от верховья руч. Сырого Уската до руч. Крутого сохранились фрагменты дна древней долины, поднятые на высоту до 300 м выше современного уровня реки. Ледник бассейна р. Таллаи был подпружен неотектони-



Неотектоническое поднятие в пределах северо-западного “плеча” Муйских рифтовых долин  
 1 – Северо-Муйский хребет, 2 – Кудамалинский промежуточный тектонический блок, 3 – днища рифтовых долин, 4 – неотектоническое поднятие, 5 – расширения долин, 6 – антецедентные участки долин, 7 – фрагменты древних долин, 8 – конечно-моренные валы ледников среднеплейстоценовых оледенений, 9 – относительная высота поднятия, 10 – направления движения ледников, 11 – поперечные профили долин (а – в пределах неотектонического поднятия, б – вне поднятия), 12 – высокие скульптурные поднятия (а – эоплейстоценовые, б – среднеплейстоценовые)

ческим блоком, что привело к резкому увеличению его мощности и проникновению в бассейны рек Бахтарнак и Сырой Ускат. Судя по фрагментам конечных и боковых морен, мощность подпруженного ледника достигала 180–200 м.

Время активизации тектонического поднятия установлено по отложениям подпрудных озер в долине р. Кильяны и ледниковым образованиям в долинах рек Парамы, Самокута, Таллаи и др. Наиболее полный разрез осадков изучен в долине р. Кильяны [6]. Здесь вблизи северо-западного бортового разлома неотектонического блока наблюдается расширение долины, значительно превышающее ее ширину в пределах поднятия. В этом месте распространена аккумулятивная терраса высотой около 120 м, совпадающая по абсолютной высоте с региональным озерным уровнем, развитым в системе Муйских грабен (860 ± 10 м). Мощность озерных отложений достигает 80 м. Сверху они перекрыты флювиогляциальными галечно-песчаными отложениями. По данным палинологического анализа, озерные илы содержат скудные флористические остатки, по которым реконструируются степные ландшафты с травянистой растительностью, представленные осоковыми (*Cyperaceae*), полынью (*Artemisia sp.*), злаковыми (*Gramineae*), разнотравьем, и с кустарниковой березкой (*Betula pumila*). Эти материалы, по мнению исследователей, указывают на формирование озерной толщи в начальную фазу первого крупного похолодания климата (самаровское время).

Вышеизложенные данные свидетельствуют о том, что воздымание неотектонического блока на южном склоне Северо-Муйского хребта началось накануне первого среднеплейстоценового оледенения в конце тобольского–начале самаровского времени, и к моменту выдвигания горно-долинных ледников во впадины он уже являлся орографическим барьером на их пути. В результате этого был перекрыт сток Витима, и в системе Муйских рифтовых долин сформировалось подпрудное озеро глубиной до 240 м. Начавшееся похолодание климата привело к оледенению высокогорных хребтов.

В среднем неоплейстоцене Становое нагорье подверглось двукратному оледенению. В самаровское время тектоническая плотина в Северо-Муйском сужении долины Витима была дополнена ледниковой, сформировавшейся в результате заполнения ее

ледовыми глетчерами, спускавшимися с хр. Кодар. Высота этой плотины равнялась 500–700 м, а уровень подпорного озера в системе Муйских впадин достигал абс. высоты 880–900 м [7].

Второе среднелепистоценовое оледенение (тазовское) уступало по мощности предыдущему, но ледовые глетчеры хр. Кодар вновь перекрыли долину Витима и в системе Муйских рифтовых долин сформировалось подпорное озеро. Уровень воды в нем достигал абс. высоты 860 ± 10 м.

Следует отметить, что в системе Муйских рифтовых долин озерный режим осадконакопления возникал неоднократно. Маломощные озерные осадки сохранились на цокольных террасах высотой 50–90 м и датированы, по материалам палинологического и диатомового анализов, ранним–средним эоплейстоценом [9]. В конце эоплейстоцена сформировалась 360–400-метровая скульптурная терраса, протянувшаяся по периметру Муйско-Куандинской впадины. Образование ее связано с поднятием горного обрамления рифтовой долины, что привело к возникновению в ней подпрудного озера [10], а в последующем – к формированию на этом уровне долинной поверхности выравнивания.

В среднем неоплейстоцене, как отмечалось выше, в системе Муйских грабенов возникали подпорно-ледниковые озера, уровень воды в которых достигал высокой скульптурной террасы. В приустьевых частях трогов сформировались ледниково-озерные дельты, а в центральных частях рифтовых долин накопились осадки озеринской и мудириканской толщ.

Позднеэоплейстоценовый этап геологического развития региона отличался относительно низким темпом тектонических движений в горном обрамлении рифтовых долин. Появление среднего и низкого террасового комплексов на днищах суходольных рифтовых долин было обусловлено климатическими факторами и лишь в отдельных частях впадин проявились дифференцированные блоковые движения.

В то же время в Байкальской впадине продолжались тектонические движения. С тыйской тектонической фазой, проявившейся на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена, связывают дальнейшее поднятие Байкальского свода, углубление и разрастание озера Байкал, формирование Ангарского истока [4].

## Выводы

В неоплейстоцене тектонический режим северо-восточного фланга БРЗ отличался от центрального Прибайкальского сектора. Неотектоническая активизация горного обрамления рифтовых долин Станового нагорья произошла в среднем неоплейстоцене. Амплитуды неотектонических поднятий достигали нескольких сотен метров. Тектонические движения начались накануне первого среднелепистоценового оледенения – в конце тобольского – начале самаровского времени<sup>1</sup>.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 259 с.
2. *Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
3. *Логачев Н.А.* Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 16–162.

---

<sup>1</sup> Автор благодарит Н.В. Кулагину (ИЗК СО РАН), своих коллег – А.В. Первалова и В.Л. Коломийца (Геологический ин-т СО РАН) за определения состава древней растительности, термолуминесцентное датирование образцов, литологические исследования, обсуждение полученных результатов и дискуссии, которые способствовали завершению и улучшению работы.

4. *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 252 с.
5. *Трофимов А.Г.* Геология флювиальных отложений и этапы развития речной сети Северного Прибайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. 19 с.
6. *Намолова М.М.* Новейшая тектоника, золотоносные россыпи и история формирования рельефа центральной части Станового нагорья (Муйский горный район) // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 36–56.
7. *Осадчий С.С.* Региональный геоморфологический уровень в системе Муйских впадин и его неотектоническая интерпретация // Геоморфология. 1981. № 2. С. 84–91.
8. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Базаров Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. и др. М.: Наука, 1981. 198 с.
9. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона) / Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 111 с.
10. *Алексеев В.Р., Коген В.С., Шпак Н.С.* Новый морфоструктурный элемент Забайкалья по данным космических снимков // Сов. геология. 1978. № 9. С. 136–140.

Геологический ин-т СО РАН, Улан-Удэ

Поступила в редакцию  
11.09.2010

#### MIDDLE NEO-PLEISTOCENE GEODYNAMICS OF THE NORTH-EASTERN MARGIN OF THE BAIKAL RIFT ZONE

R.Ts. BUDAYEV

Summary

The Neo-Pleistocene tectonic activity in the north-eastern margin of the Baikal Rift Zone differed from that of the central Baikal sector. The neotectonic uplifts of the rift valleys mountain surround in the Stanovoi upland occurred in the Middle Neo-Pleistocene, which was confirmed by the results of palynological analysis and thermoluminescent dating. The regime of lacustrine sedimentation arose here more than once up to the Late Neo-Pleistocene. During the Late Neo-Pleistocene stage, the formation of the valley meso-landforms was caused mainly by climatic factors.

УДК 551.435.442(571.65)

© 2011 г. Ю.И. ГОЛЬДФАРБ

#### КРИТЕРИИ ВОЗРАСТНОГО ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ МОРЕН ДРЕВНИХ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ В ВЕРХОВЬЯХ КОЛЫМЫ<sup>1</sup>

Широко применяемые в бассейне верховьев Колымы критерии датирования рельефообразующих морен древних горных ледников, особенно их высотное положение, недостаточно обоснованы или явно неверны. Ошибочный возраст морен фигурирует даже в утвержденных стратиграфических схемах четвертичных отложений территории. Предлагается более надежный и простой, давно апробированный на равнинах признак относительного возраста морен: степень сохранности их характерного первичного рельефа. Нами исследованы особенности морфологии, размещения, состава разновозрастных морен, их прямые соотношения между собой, с речными формами рельефа и разносторонне охарактеризованными аллювиальными отложениями в двух

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00046-а).