

УДК 551.345+551.71

КРИОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРЕДБАЙКАЛЬСКОГО ПРОГИБА

© 2003 г. Е. А. Слагода

Представлено академиком В.П. Мельниковым 09.06.2003 г.

Поступило 09.06.2003 г.

В песчано-глинистых отложениях миоцена Предбайкальского прогиба (южная часть Сибирской платформы) впервые зафиксированы осадочные дайки и частая сеть тонких пересекающихся трещин, сформировавшихся при эпигенетическом промерзании отложений в плейстоцене, а также редкие секущие трещины, возникшие в результате воздействия неотектонических движений на мерзлый массив пород.

Палеокриогенные явления Прибайкалья, связанные с развитием и деградацией многолетней мерзлоты, ранее уже были известны в отложениях плейстоцена [1]. В связи с тем, что мощность мерзлоты для данного региона в плейстоцене традиционно оценивалась не более чем в первые десятки метров, влияние эпигенетического промерзания на слабо литифицированные кайнозойские толщи впадин вообще не изучалось [2]. В 2001 г. в Предбайкальском прогибе были пробурены колонковые скважины (рис. 1, 2) с полным отбором керна диаметром 130–90 мм, при детальном описании которого выявлены разнообразные диагенетические изменения кайнозойских отложений, связанные с криогенными и неотектоническими процессами.

В Предбайкальском прогибе, расположенном вне зоны развития современной многолетней мерзлоты, на сегодняшний день известны палеоген-миоценовый молассоидный озерно-аллювиальный и плиоцен-плейстоценовый молассовый комплексы, формирование которых связано со сменой неотектонического режима и с переходом климата от гумидного теплого к холодному [2, 3]. Для плейстоцена здесь известны этапы распространения сплошной мерзлоты, сингенетического роста ледяных жил и эпигенетического промерзания подстилающих толщ, соответствующие сартанскому, зырянскому, тазовскому и самаровскому похолоданиям. Потеплениям климата в плейстоцене соответствуют горизонты почв, оттаивание мерзло-

ты, а в голоцене – полная деградация мерзлоты [4–6]. Вопросы же о начале развития криолитозоны в регионе и о воздействии криогенных процессов на отложения плиоцена–нижнего плейстоцена до сих пор оставались открытыми.

Кайнозойские отложения Булусинской впадины Предбайкальского прогиба общей мощностью 43–125 м залегают на конгломератах и песчаниках юры или красных мергелях кембрия (см. рис. 1, 2). В разрезе их выделены стратиграфические подразделения, аналогичные сопредельным впадинам [2]: отложения плейстоцена, эоплейстоцена–верхнего плиоцена и миоцена–верхнего олигоцена.

Плейстоценовые отложения: супеси, суглинки, глинистые пески и песчано-дресвяные породы с рассеянными гальками общей мощностью 15–30 м. Выделены ритмы: в верхней части с фрагментами погребенных почв, в нижней – с жилками, наклонной слоистостью, палеокриогенной линзовидной, сетчатой и решетчатой отдельностью. Пачка плейстоцена включает отложения ложбин, мелких рек и склоновых шлейфов по бортам впадины, содержащих несколько ярусов псевдоморфоз по ледяным жилам, связанных с неоднократным распространением и деградацией многолетней мерзлоты.

Эоплейстоцен–верхний плиоцен: ритмично-слоистые пески галечные, гравийные и разной крупности желтоватые, с подчиненными слоями галечника, песчано-дресвяно-глинистых пород, глин, алевроитов, с окатышами глин, общей мощности 18–23 м. По генезису это флювиальные, пролювиальные отложения и осадки мелких водоемов, делювий. Грубый состав, изменчивость по латерали и смена фациального состава отложений пачки связаны с неотектонической активизацией региона.

Баяндайская свита (нижний плиоцен–миоцен–верхний олигоцен) включает три пачки (сверху вниз):

Пачка 3: пески разной крупности, алевроитовые и глинистые с гальками, гравием; алевроиты, глины желто-серые, зеленоватые, коричневые. Пачка разделена размывами на семь ритмов, содержащих сверху глинистые горизонты (до 13 м),

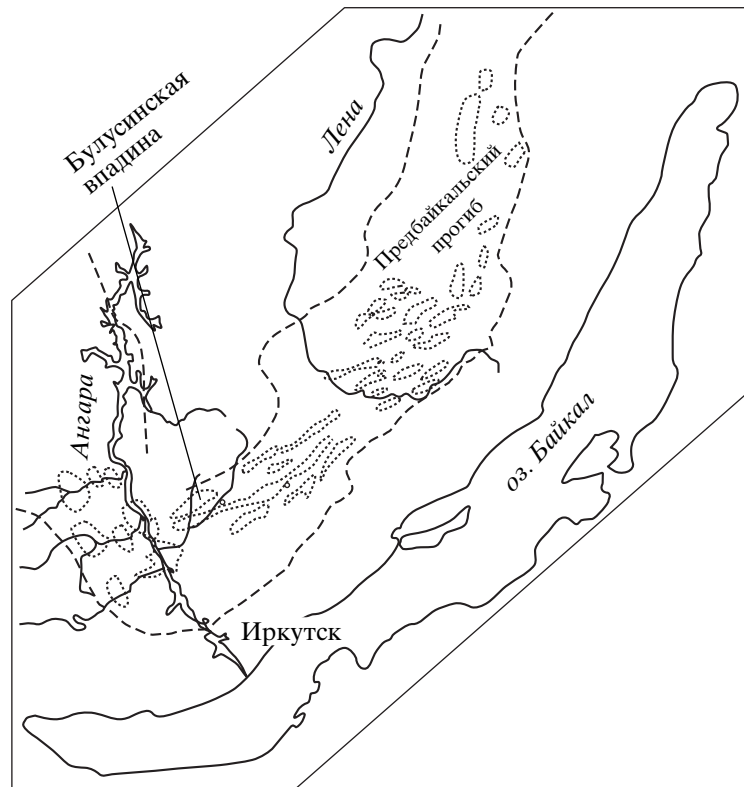


Рис. 1. Расположение района исследований.

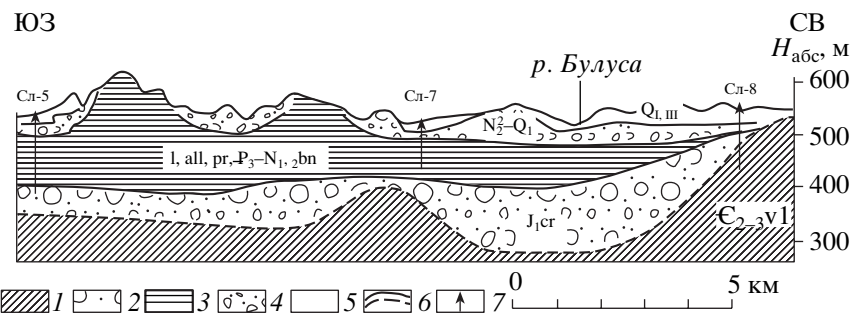


Рис. 2. Схема геологического строения Булу́синской впадины Предбайкальского краевого прогиба. 1 – мергели, песчаники верхоленской свиты кембрия; 2 – конгломераты, песчаники, угли черемховской свиты юры; 3 – глины, алевролиты, пески, гравийные и галечные породы баяндайской свиты верхнего олигоцена, миоцена, нижнего плиоцена; 4 – галечники, пески, алевролиты, глины среднего верхнего плиоцена; 5 – супеси, суглинки, пески, почвы, дресва, щебень, глины плейстоцена; 6 – границы достоверные и по геофизическим данным; 7 – скважины.

внизу прослой песков (2–7 м). Кровля пачки размыта, общая мощность колеблется в пределах 12–40,7 м. Пачка накапливалась в обстановке периодического чередования этапов размывов и аккумуляции аллювия, пролювия, осадков крупных озер.

П а ч к а 2: глины темно-зеленые, алевролиты, глинистые пески, редко пески с гравием, дресвой, галькой, с охристыми пятнами и полосами. Пачка начинается и завершается глинистыми горизонтами, в середине – песчаные и смешанные про-

слои; общая мощность равна 21–22 м. По фациальному составу пачка соответствует полному циклу развития крупного водоема: осадки глубоких обширных озер сменяются мелководными, флювиальными фациями и снова озерными глинами.

П а ч к а 1: пески разной крупности, галечники, гравийные и глинистые пески, серые алевролиты, голубоватые глины с аллохтонными растительными остатками и пиритом. В пачке выделено три ритма: вверху – с глинистыми, алевролитовыми породами, в середине – со смешанными породами, внизу –

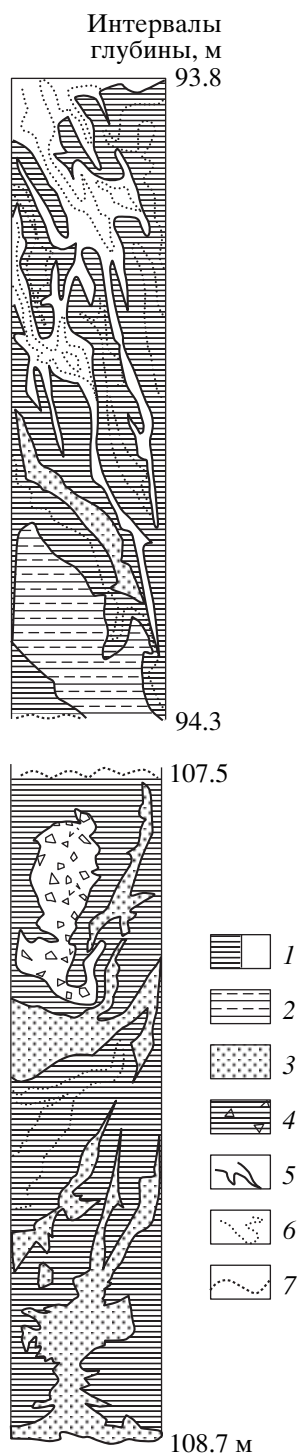


Рис. 3. Строение палеокриогенных осадочных даек в кровле и подошве глинистого горизонта по керну скв. 7. 1 – глины темно-зеленые и светло-серые; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – дресвяно-песчано-глинистые породы; 5 – затеки, внедрения, разрывы слоев; 6 – волнистые деформации слоистости; 7 – границы керна.

с галечными песками. Кровля пачки размыта, мощность 14 м. Режим накопления – аллювиальный, пролювиальный, в проточных и застойных водоемах.

Деформации отложений баяндайской свиты:

1) Контакты глинистых и песчаных слоев в пачках 2 и 3 осложнены клиновидными и неправильными внедрениями разноцветных глин, песка, алеврита или дресвы – по генезису это осадочные дайки, образованные смещением разорванных слоев вверх от подошвы и вниз от кровли. Они имеют расширенные устья и проникают внутрь горизонтов глин до 1.5 м; контуры их подчеркнуты каемками диффузных соединений железа и согласованными изгибами слоистости вмещающих пород (рис. 3).

2) В глинистых породах присутствуют многочисленные волосяные трещины, образующие прямоугольный или косой решетчатый рисунок с размерами ячеек 3–10 см, подчеркнутый симметричными бурыми каемками (5–8 мм) диффузных гидроксидов железа, реже зонами осветления; в песках выражены яркие, округлые темно-зеленые пятна, обрамленные охристыми полосами. Вблизи осадочных даек решетчатый рисунок трещин деформирован – смят и изогнут вместе со слоистостью. Наиболее густая сеть трещин отмечена выше и ниже прослоев песков, разреженная – во внутренних частях глинистых горизонтов.

3) В интервале глубин 40–120 м и только в глинах встречены круто наклонные зеркала скольжения, а в песках – единичные круто наклонные трещины с яркоокрашенным охристым материалом.

О диагенетическом характере перечисленных деформаций свидетельствуют разрывы и смещение границ слоев разного состава, контактов размывов, конформные деформации слоистости и решетчатой отдельности. С учетом периодичности наступления и отступления мерзлоты в плейстоцене осадочные дайки и решетчатая отдельность в отложениях баяндайской свиты явно связаны с эпигенетическим промерзанием толщ и отнесены к палеокриогенным образованиям по классификации Г.Ф. Грависа [7]. Промерзание пород сверху, при одновременном накоплении осадков в плейстоцене, создавало своеобразную “крышку” замкнутой впадины. Эпигенетическое промерзание сопровождалось выделением ледяных шлиров в виде решетчатых и блоковых криогенных текстур, распределение которых по разрезу характерно для слоистых сред, промерзавших сверху [8]. Так как впадины служили бассейнами стока для поверхностных вод и глины сохраняли влагонасыщенное состояние, то сеть трещин с каймами диффузных гидроксидов железа не может быть следствием высыхания пород. Промерзание толщи глинистых и песчаных пород вызывало дегидратацию, глины приобрели восстановительную окраску и уплотнились между шлирами льда с решетчатой текстурой. При последующем оттаивании льда сверху края глинистых блоков разуплот-

нялись, гидроксиды железа мигрировали в “каемки”, что вообще характерно для посткриогенных текстур промерзших таликов [9].

При последующем понижении нижней границы мерзлоты происходило отжимание вод по песчаным слоям в более глубокие части впадин. Скопление и промерзание водяных масс на контактах с водоупорными слоями сопровождалось увеличением объема и вследствие этого изгибом, разрывами кровли и подошвы мерзлых глинистых пластов и, в конечном результате, приводило к образованию клиновидных трещин, затем преобразованных в собственно осадочные дайки. Медленное оттаивание толщ при деградации мерзлоты в погребенном состоянии способствовало консервации осадочных даек и текстур. Палеокриогенные явления и их восстановительная окраска прослежены в разрезе баяндайской свиты до глубины в 117 м; следовательно, мощность криолитозоны во впадине в плейстоцене достигала этой величины.

О реакции глинистых пластов на внешние механические нагрузки как хрупкого тела, находящегося в мерзлом состоянии, свидетельствуют редкие круто наклонные трещины с зеркалами скольжения, секущие седиментационные и палеокриогенные текстуры отложений, иногда они заполнены охристыми скоплениями гидроксидов железа. Эти разрывы могут быть связаны со смещением блоков промерзших глинистых толщ, о чем свидетельствуют их одинаково крутой наклон по всему разрезу впадины и субвертикальная ориентировка зеркал скольжения, тогда как в оползнях зеркала скольжения всегда выполаживаются вблизи их ложа.

Таким образом, в кайнозойских толщах Предбайкальского прогиба впервые выявлены деформации, обусловленные их эпигенетическим промерзанием и последующими неотектоническими движениями. Палеокриогенные осадочные дайки, решетчатая отдельность в породах неогена формировались в процессе эпигенетического промерзания толщ, вызвавшего льдовыделение, разрывы и изгибание глинистых пластов при об-

разовании гидролакколитов в замкнутых мерзлотой и водоупорами частях впадин. Формирование субвертикальных трещин разрыва с зеркалами скольжения в высокопластичных в увлажненном состоянии глинистых породах возможно только в их мерзлом состоянии и при достаточно высокой скорости неотектонических движений. Перечисленные факты имеют принципиальное значение, так как на юге Сибирской платформы достаточно часто встречаются необъяснимые с традиционных точек зрения разрывные деформации пород рыхлого кайнозойского чехла со смещениями до нескольких метров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 280 с.
2. Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.
3. Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1975. 134 с.
4. Бураков К.С., Нечасова И.Е., Медведев Г.И. и др. В сб.: Современные проблемы Евразийского палеолитоведения. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 34–41.
5. Медведев Г.И., Слагода Е.А., Липнина Е.А. и др. Каменный век Южного Приангарья. Бельский георхеологический район. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2001. Т. 1. 242 с.
6. Воробьева Г.А., Медведев Г.И. В сб.: Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1985. С. 71–84.
7. Гравис Г.Ф. В сб.: Материалы II конференции геокриологов. М.: Изд-во МГУ, 2001. Т. 1. С. 194–200.
8. Жесткова Т.Н. Формирование криогенного строения грунтов. М., 1982. 216 с.
9. Катасонов Е.М., Иванов М.С., Зигерт Х.Г. и др. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.