

ЭРОЗИОННЫЕ ТЕРРАСЫ И ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЙЛЮГЕМА, БАССЕЙН ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Конец XX в. знаменуется в геоморфологии крупными концептуальными обобщениями большого количества полевых, экспериментальных и аналитических материалов. Однако "эпоха великих геоморфологических открытий" еще далеко не закончилась, и на карте планеты остались "белые пятна", требующие пока не столько осмысления, сколько хорошего описания.

В Горном Алтае таких "белых пятен" еще очень много. Даже беглый анализ литературы показывает, что палеогеографические схемы Алтая базируются по существу на фактических данных одних и тех же хорошо изученных ключевых районов. Принципиальное несовпадение этих схем, кроме прочего, определенно указывает на недостаточность сведений, позволяющую многозначность интерпретаций.

Восточная часть Чуйской межгорной впадины и примыкающих к ней гор – один из малоизученных районов Алтая. Отдельные сведения о речных долинах, относящихся в основном к хребтам Чихачева, Курайскому, Талдуаир и Южно-Чуйскому, можно получить из работ В.В. Сапожникова [1], Л.И. Семихатовой [2, 3], Е.В. Девяткина [4], Л.Н. Иванковского [5, 6] и П.А. Чихачева [7]. Бассейны рек Уландрык и Шибеты, текущих с хребта Сайлюгем, кроме упоминаний в работах одного из авторов этой статьи [8 и др.], вообще не описывались.

Своеобразие морфоскульптуры бассейна Уландрыка и Шибеты определяется климатом. Высоты склонов северо-восточного Сайлюгема находятся в пределах 2500–3000 м над у.м. с высочайшей точкой района, горой Оюм (3076,7 м). Слабая относительно соседних хребтов вертикальная и горизонтальная расчлененность высокогорья объясняется здесь крайней сухостью климата – 120–150 мм атмосферных осадков в год при больших амплитудах годовых и суточных температур воздуха и почвы. Среднегодовая температура воздуха в январе здесь –32° при минимуме –62°С. Среднеиюльская температура равна 13°, достигая 31°С. Продолжительность безморозного периода составляет в среднем 68 дней в году, а годовая амплитуда температуры поверхности почвы может достигать 120°.

Исходя из характера современного и древнего рельефа, вся территория делится на две части – котловинную и высокогорную. К высокогорному поясу мы относим горное обрамление Чуйской впадины с абсолютными отметками 2200 м и выше. В этой зоне развиты преимущественно деструктивные формы рельефа, а основным рельефообразующим процессом является морозное выветривание, которое наряду с разрушающим воздействием снежников подготавливает горные породы к склоновому транзиту (гольцовая планация). Активность и способ переноса обломков (скольжение, оплывание, обваливание, осыпание, вымораживание, линейный транзит и т.д.) зависят от крутизны склона, его экспозиции, абсолютной высоты и мощности рыхлого покрова. Линейная транспортировка обломочного материала на описываемой территории играет сейчас ничтожную роль. Рельефообразующее воздействие временных водотоков в районе заключается в эрозионной подготовке нижних граней склонов (а на правом берегу р. Юстыд – склонов и водоразделов) к препарировке агентами склоновой денудации.

В котловинной зоне территории преобладают аккумулятивные поверхности. Котловинная зона является концевым бассейном сноса продуктов выветривания и служит базисом эрозии и аккумуляции для водотоков ее горного обрамления.

Высокогорный пояс включает бассейн р. Уландрык и верхние части бассейнов рек Юстыд и Бар-Бургазы (рис. 1).

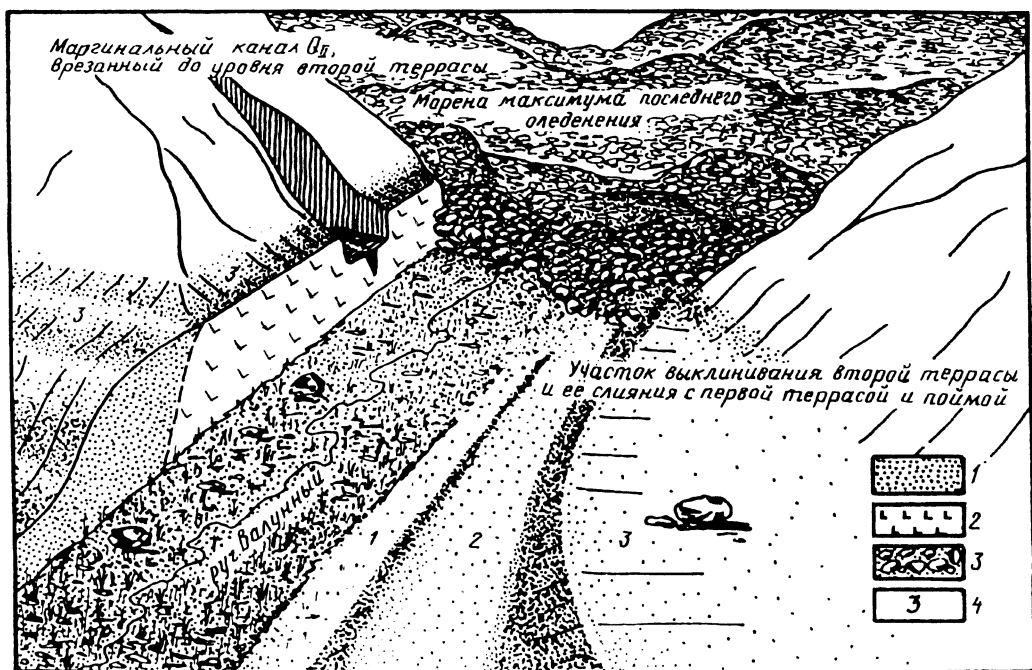


Рис. 2. Схема взаиморасположения эрозионных террас юго-восточного обрамления Чуйской котловины с конечной мореной максимума последнего оледенения (см. рис. 3)

1 – рыхлые породы; 2 – коренные породы; 3 – отложения морены максимума последнего оледенения; 4 – номера эрозионных террас

до 30 м. Эти склоны обычно очень слабо расчленены мелкими блюдцеобразными ложбинами – деллями. В верховьях делли имеют относительно широкие, неглубокие водосборные воронки с плоскими покатыми днищами.

Солифлюкционно-дефлюкционные склоны встречаются на левобережье р. Сар-Гобо и на водоразделе последней с реками Таштэ- и Тастэ-Гобо. Их крутизна составляет $> 10^\circ$ при преимущественно вогнутых профилях. Дефлюкционный характер определяется переувлажнением талыми снежниковыми водами из нивальных ниш. Этим же обстоятельством объясняется и наличие на склонах системы мелких (не глубже 1 м) и узких эрозионных ложбин. Солифлюкционные и дефлюкционные поверхности повсеместно осложнены мелкими буграми пучения, термокарстовыми западинами, туфурами, трещинными полигонами и каменными полосами. Последние в отличие от других форм привязаны к денудационным останцам и создают веера выноса обломочного материала. Механизм формирования криогенного микрорельефа описан в работах Е.А. Втюриной [9], В.Л. Суходровского [10], А.П. Горбунова [11], Б.И. Втюрина [12] и др.

Поверхности склонов без резкого перегиба переходят в слабо развитые поймы сухих логов с зачаточными руслами, шириной не более 1 м, где русловая фация аллювия представлена неокатанными или слабоокатанными обломками местных пород. Подшвы склонов перекрыты малоомочными предгорными шлейфами сложного происхождения. В верховьях Уландрыка такие шлейфы перекрывают и самые нижние участки деллей, так что русла последних блуждают в склоновых отложениях.

Ниже устья р. Тастэ-Гобо склоны р. Уландрык имеют крутизну $28-30^\circ$. В районе урочища Джегитэй они созданы в основном обвально-осыпными процессами и имеют углы откоса, близкие к естественным. Обвально-осыпные склоны находятся в стадии отмирания, они слабо задернованы и развиваются сейчас, вероятно, лишь за счет



процессов плоскостного смыва. Время их активного развития можно датировать поздне-последледниковьем. Такие же отмирающие осыпные склоны развиты в правых притоках Ташанты. Свежие, современные осыпи, рождающиеся часто после редких здесь, но обильных дождей, случаются на нижних эрозионных уровнях в районе урочища Джегитэй. По основной долине урочища Джегитэй, на ее левом борту, отмечены крутые ($> 30^\circ$) склоны, созданные оползневыми процессами, венчающиеся у подножий оползневыми телами ступенчатого профиля. Судя по задернованности оползневых склонов и по наличию на них солифлюкционных оплывин, их возраст также поздне-последледниковый.

Ниже устья р. Таштэ-Гобо по долине р. Уландрык появляется серия эрозионных террас, выработанных в коренных породах. В устье р. Таштэ-Гобо высота цоколя эрозионных террас составляет ~ 50 м. Ниже устья р. Таштэ-Гобо появляется еще один эрозионный уровень – 30–40-метровый. В устье р. Большой Шибеты фиксируются уже три террасовых уровня с высотами соответственно: первый ~ 4 м, второй ~ 30 –40 м и третий ~ 50 м. Такие образования разной степени сохранности встречены и в устьевых участках притоков Уландрыка.

Площадки всех террас, как правило, ровные, слабонаклонные к руслам и перекрыты маломощным плащом склоновых отложений. Падение уступа эрозионных террас близко к 90° . На поверхности всех трех уровней обнаружен обработанный до средней и хорошей окатанности гравийно-галечниковый материал уплощенной формы с редкими округлыми валунами гранитоидного состава. В руслах водотоков такая галька практически не встречается.

В речных долинах имеются также эрозионные уровни высотой 1–1,5 и 80–100 м. Нижний уровень почти всегда маскируется мелкобугристой поймой и обнажается лишь у уреза рек. Особенно отчетливо он прослеживается в расширенных участках речных долин, где его ширина достигает 60–70 м (среднее течение р. Большой Шибеты). Верхний уровень сильно разрушен и фрагментарно оконтуривается по отдельным плохо сохранившимся останцам.

Рис. 3. Геоморфологическая схема долины р. Юстыд, Юго-Восточный Алтай

1 – густорасчлененные склоны речных долин, созданные преимущественно эрозией; 2 – выположенные, периодически переувлажненные склоны речных долин, созданные преимущественно солифлюкционно-дефлюкционными процессами; 3 – склоны речных долин, созданные в результате комплекса склоновых процессов; 4 – инстративная поверхность низкой поймы; 5 – поверхность первой надпойменной террасы устьевых участков речных долин, выработанная в рыхлых образованиях (Q_{III}^3); 6 – поверхность второй надпойменной террасы устьевых участков речных долин, выработанная в рыхлых образованиях (Q_{III}^1); 7 – мелкобугристая поверхность высокой (до 1 м) аккумулятивной поймы (Q_{IV}^2); 8 – мелкобугристая поверхность слабозаразвитой поймы широких выположенных днищ сухих логов и долин временного стока, созданная процессами склоновой аккумуляции (Q_{IV}); 9: а – пологоволнистая слабонаклонная поверхность конусов выноса временных водотоков и дельт небольших рек, созданная в завершающую фазу эпохи среднеплейстоценового оледенения (Q_{II}^3); б – пологоволнистая слабонаклонная поверхность пролювиально-аллювиальной равнины ($Q_I^?$); 10 – пологоволнистая поверхность флювиогляциальных равнин первой фазы позднеледникового оледенения (Q_{III}^1); 11 – пологоволнистая поверхность флювиогляциальных равнин эпохи среднеплейстоценового оледенения (Q_{II}); 12 – поверхность озерно-пролювиальных равнин; 13 – холмисто- и грядово-западинный рельеф морены максимума последнего оледенения; 14 – каналы маргинального стока. Уступы эрозионных террас и их высота (в м): 15 – позднеледниково-голоценового возраста; 16 – позднеледниково-голоценового возраста (Q_{III}^{2-3}); 17 – средне-позднеледниково-голоценового возраста; 18 – эрозионные уступы, выработанные в дочетвертичных породах; 19 – эрозионные уступы нерасчлененные; 20 – эрозионные ложбины, русла временного стока; 21 – водосборные воронки; 22 – бары, береговые линии, валы; 23 – бугры пучения; 24 – термокарстовые западины; 25 – направление движения льда; 26 – уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера ~ 266 тыс. лет назад; 27 – линии основных водоразделов. Геоморфологические границы: 28 – четкие, 29 – нечеткие, 30 – предполагаемые

В общем эрозионным террасам присущи слабая выдержанность высот одноименных ступеней по продольным профилям; редкая встречаемость всего комплекса террас одновременно; наилучшая морфологическая выдержанность и наибольшие размеры площадки третьего уровня (бровка уступа 30–40-метрового уступа четко отбивается во всех перечисленных долинах, а ширина площадки достигает 3–5 км в устье р. Большой Шибеты); приуроченность днищ многочисленных логов и всяких долин к поверхности третьего, реже второго уровней (рис. 2).

В периферийной части гор эрозионные террасы постепенно переходят в одноименные ступени, развитые по аккумулятивным предгорным шлейфам. Здесь высота террас более выдержана: 1, 4, 10–12 и 20–25 м. Верхняя ступень отсутствует.

В рельефе котловинной зоны преобладают разновозрастные аккумулятивные поверхности с набором выработанных в них эрозионных форм (рис. 3).

Мощное моренное поле позднеплейстоценового возраста бронирует долину р. Юстыд выше руч. Валунного, отсекая прекрасно выраженным в рельефе конечно-моренным валом верховья этих водотоков от нижних, сильно выположенных участков долин. На левобережье р. Юстыд, западнее Валунного, поверхность морены поднимается до местного водораздела и частично перекрывает его до абсолютных отметок 2350 м в седловинной части. Водораздельные гребни угадываются довольно легко по нагромождению на них валунного материала, в ряде случаев хорошо промытого и уложенного на коренные породы (перлювий и "валунные мостовые").

По склонам правого берега долины Валунного извилистыми в плане уступами, сложенными моренным материалом, прослеживается направление движения позднеплейстоценового ледника – из долины р. Юстыд через местный водораздел вниз по долине Валунного (рис. 3).

Отложения морены представлены преимущественно грубообломочным материалом с незначительным участием тонкозернистых песков, супесей и суглинков. Размеры валунов варьируют в весьма широких пределах, достигая 8 м в диаметре. Валунно-глыбовый материал состоит в основном из обломков лейкократовых средне- и крупнозернистых гранитов. Возраст конечно-моренного рельефа и слагающих его осадков устанавливается по аналогии с датированными ледниковыми образованиями такого же облика в низовьях Чаган-Узуна, где он определен ТЛ-методом: $58 \pm 6,7$ тыс. лет [13]. В синхронности ледниковых событий такого региона, как Чуйская котловина, нет сомнений. Ясно выраженные морены начала позднего плейстоцена имеются в устьях рек Елангаш (общий моренный фронт рек Елангаш и Чаган-Узун), Тархаты, Чаган-Бургазы, Ташанты, Бар-Бургазы, Байлюгом и др. Не совсем понятным исключением является здесь бассейн р. Уландрык.

Главная составная часть древних предгорных шлейфов – средне- и позднеплейстоценовые флювиогляциальные и пролювиально-аллювиальные равнины.

Останцы флювиогляциальных равнин среднеплейстоценового возраста особенно хорошо сохранились в долине р. Юстыд в виде гряд, выступающих из-под моренного поля. Гряды отбиваются в рельефе по четким крутым уступам, на 10–15 м возвышающимся над позднеплейстоценовыми флювиогляциальными равнинами, резко очерченным бровкам и субгоризонтальной пологоволнистой поверхности, падение которой вниз по долине, в отличие от нижележащей сингенетичной, очень незначительно. Канавами, пройденными по этим отложениям, вскрыты неяснослоистые мелковалунные галечники с супесчаным заполнителем бурого цвета. В обнажении левобережной террасы р. Бар-Бургазы, в 2 км ниже гидротехнического сооружения, видно, что в осадке намечается определенная слоистость. Валунный материал состоит из обломков интрузивных пород, его окатанность близка к совершенной. Упаковка обломочного материала неплотная, порода рыхлая. Часто встречающиеся морозобойные клинья заполнены гравием и галькой из вышележащих горизонтов. Максимальная мощность слоя в обнажении ~ 1,5 м. Общим диагностическим признаком этих отложений является то, что подавляющее число обломков, причем часто совершенно окатанных, выветрено до степени минеральной дезинтеграции, т.е. до песчано-глинистой фракции. Все более

или менее сохранившиеся обломки имеют известковистую рубашку, при этом процессы карбонатизации почти полностью вытеснили исходную породу. Цвет породы обусловлен ржаво-бурой окраской продуктов выветривания глинистых и песчанистых пород. Общая мощность – не менее 20 м.

Эти отложения относятся к проксимальной фации флювиогляциальных отложений конца среднего плейстоцена, сформировавшейся в условиях распластывания талых ледниковых вод вслед за отступающим краем среднеледниковых ледников.

В левобережном обнажении р. Бар-Бургазы эти осадки несогласно перекрывают отложения субдистальной фации флювиогляциальных отложений того же возраста. Последние состоят из суглинистых буровато-серых слоистых галечников. Слоистость нарушена морозобойными клиньями, заполненными гравием и галькой. В изобилии встречаются гляциодинамические текстуры в виде микроскладок с нарушенным падением крыльев. Контакт этих отложений с подстилающей их мореной очень нечеткий. Отложения флювиогляциального слоя часто включают в себя линзы бесструктурного, типично моренного материала. В кровле этого слоя нередко встречаются скопления валунов – слабо развитая "валунная мостовая", свидетельствующая о кратковременном размыве этих отложений на завершающем этапе их седиментации.

Литологические особенности субдистальной фации флювиогляциальных отложений показывают, что они формировались в краевой части деградирующего ледника в зоне мертвых льдов на контакте с регрессирующим водоемом. Мощность отложений этой фации в обнажении ~ 1 м.

Отложения проксимальной и субдистальной флювиогляциальных фаций подстилаются мореной, сложенной буровато-желтыми суглинками с редкими небольшими валунами, галькой и гравием, с прослоями (мощностью до 30 см) чистых, хорошо промытых среднезернистых песков. Породы рыхлая, обломочный материал упакован слабо, длинные оси мелких валунов и гальки ориентированы крайне хаотично. В суглинистой массе отмечается плитчатая отдельность, придающая толще общий слоистый облик. Такие текстуры характерны для ледниковых осадков и, как правило, говорят о значительном эпигенетическом промерзании.

Среднеледниковый возраст моренной толщи установлен по аналогии с мореной этого возраста, описанной П.А. Окишевым [14], которая вскрывается в устьях долин рек Тархата и Чаган-Бургазы. В известном опорном разрезе Чаган (юго-западная часть бассейна Чуйской котловины) этой толще соответствует верхняя, датированная пачка ледниковых осадков [15]. Общий диагностический признак морены этого возраста – изобилие гляциодислокаций в виде различного рода складок, гляциодиапиров, разрывов по напластованию суглинистых прослоев и линз, взбросов, сингенетических интрузий. В устьевых частях долин моренам конца среднего плейстоцена присуща также буроватая окраска заполнителя. Морены этого возраста очень редко слагают формы рельефа. В бассейне Чуйской котловины среднеледниковая морена отмечена П.А. Окишевым в самых низовьях р. Чаган-Узун. Здесь она слагает слабосхолмленную денудированную равнину, простирающуюся вниз по долине почти на 10 км ниже края позднеплейстоценовых морен. Методом литолого-геоморфологического анализа такие поверхности были выделены также в Монгольском Алтае [16, 17].

Флювиогляциальные равнины позднего плейстоцена занимают устьевые части долин, часто налегая на поверхность среднеледниковых морен (Тархата, Чаган-Бургазы) и флювиогляциальных образований (Юстыд, Бар-Бургазы), образуя зандроподобные шлейфы, выступающие из-под края позднеплейстоценовой конечной морены. В низовьях Юстыда эти шлейфы облекают более древние эродированные флювиогляциальные гряды.

На междуречье Юстыда и Бар-Бургазы позднеплейстоценовые флювиогляциальные осадки слагают поверхность междуречного эрозийного останца (рис. 3). Здесь на поверхности равнины закартированы позднеплейстоценовые бары, развитые также и по полигенетическим предгорным шлейфам. Это значит, что предгорные равнины формировались в это время на мелководье восточной части Чуйского озера.

Расчленение флювиогляциальных и пролювиально-аллювиальных равнин представляется трудной задачей [18]. Полевое картографирование производится обычно исходя из более или менее аргументированного предположения: был в верховьях каждой данной долины ледник, или его не было. Литологически же соответствующие этим равнинам отложения не отличаются.

Пролувиально-аллювиальные равнины среднеледниковой эпохи обычно ограничены хорошо выраженным уступом высотой до 20 м. Высота уступа варьирует в зависимости от микрорельефа поверхности шлейфа, имеющего тенденцию к выклиниванию с удалением от области сноса (т.е. к центральным частям Чуйской котловины).

Позднеледниковые пролювиально-аллювиальные образования представлены вытянутыми конусами, вложенными в среднеледниковые равнины того же генезиса. Их ровные, иногда слаболопастистые поверхности ограничены со стороны русла 8–10-метровыми уступами и совпадают с выработанными поверхностями второй надпойменной террасы. Последняя выше базы "Скоткарантин" по долине руч. Валунного соединяется с инстративной поверхностью первой надпойменной террасы. Обе террасы выклиниваются и сливаются с поймой, на которую наложена позднеледниковая морена (рис. 2). Отсюда можно сделать вывод, что поверхности первой и второй надпойменных террас к моменту максимального продвижения позднеледникового ледника еще не были сформированы, и их образование увязывается с началом деградации последнего. 20-метровый уступ третьего эрозионного уровня, выработанный в рыхлых отложениях, прослеживаясь в коренных породах, продолжается и под мореной.

Таким образом, выделенные в горном морфоскульптурном поясе эрозионные уровни на периферии котловинной зоны соответствуют: нижний (без номера) – инстративной поверхности низкой поймы; первый (высотой 3–4 м) – инстративной поверхности первой надпойменной террасы с высотой уступа ~ 4 м; второй (высотой 30–40 м) – инстративной поверхности второй надпойменной террасы и поверхности флювиогляциальных и пролювиально-аллювиальных равнин начала позднего ледника, с высотой уступа около 10–12 м; третий (высотой ~ 50 м) – поверхности флювиогляциальных и пролювиально-аллювиальных равнин конца среднего ледника, с высотой уступа ~ 20 м.

Гипсометрические переходы одноименных ступеней осуществляются постепенно с общим понижением их высоты к выходу из гор. Литологические контакты коренных пород с рыхлыми в долах одноименных уровней можно наблюдать, например, в устье р. Уландрык и в долине руч. Валунного.

Наличие эрозионных террас – характернейший признак речных долин Юго-Восточного Алтая. Одновысотные описанным уровни обнаружены в разном наборе в долинах юго- и северо-восточного обрамления Чуйской впадины. В бассейнах озер Орок-Нур и Боян-Цаган в Северной Гоби Э.М. Мурзаев [19] выделял до пяти высотных ступеней, отмечая, что все террасы выше 4–6 м над руслом – эрозионные. Образование этих террас он объяснял изменениями базиса эрозии водотоков, связанными с климатическими изменениями и колебаниями уровней озер.

Действительно, образование системы одновысотных эрозионных уровней в речных долинах, питающих крупные озерные котловины, связано с колебаниями зеркала озер и изменениями местных базисов эрозии. Пространственное соотношение цокольных террас с датированными образованиями ледникового и неледникового происхождения позволяет оценить время формирования поверхности террас, возраст врез в эти поверхности и генетическую подчиненность эрозионных террас режиму Чуйского озера, самого крупного ледниково-подпружного водоема на Алтае. Сами эрозионные уровни выступают, таким образом, важным источником дополнительной информации о режиме этого озера.

Аргументированная интерпретация вышеизложенного фактического материала требует специальной статьи, мы же в заключение констатируем следующее.

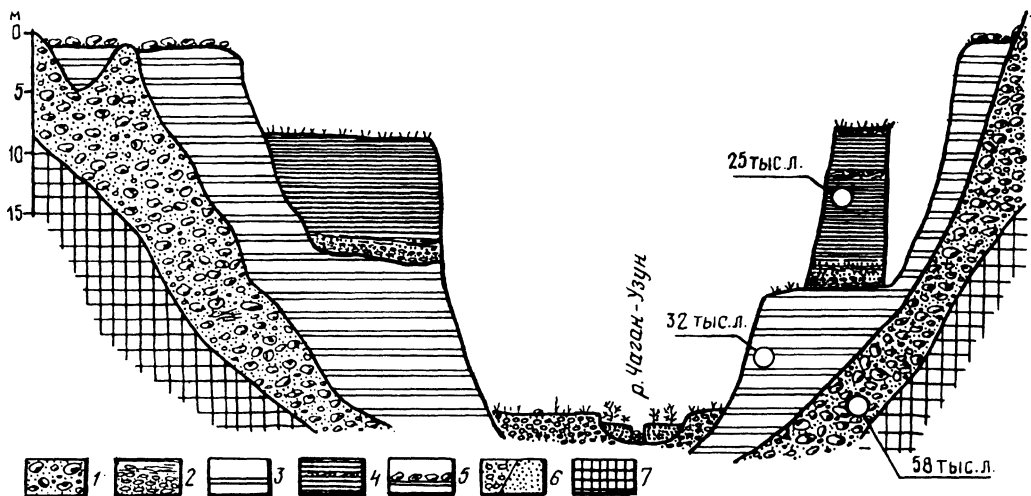


Рис. 4. Сводный поперечный разрез рыхлых отложений долины р. Чаган-Узун

1 – морена; 2 – флювиогляциальные гравий и галечники; 3 и 4 – разновозрастные толщи ленточных "глин"; 5 – моренный чехол на поверхности ленточных "глин"; 6 – аллювиальные галечники и пески; 7 – дочетвертичные породы

Отмеченные ранее особенности современного климата определяют и доминирующие экзогенные процессы, главные из которых – энергичное морозное выветривание при вяло текущем сносе и практическом отсутствии водной эрозии и аккумуляции. В связи с этим очевидно, что во время формирования эрозионных террас климат кардинально отличался от современного, главным образом большей увлажненностью. Однако увеличение общей увлажненности климата при наличии таких низких температур воздуха, какие регистрируются в бассейне верхней Чуи сейчас, должно было неминуемо вызвать возникновение оледенения. Тем не менее ни типичных ледниково-экзарационных форм – каров и цирков, ни моренных отложений в долинах рек Уландрык и Шибеты нет. Однако, признавая водноэрозионный генезис террас бассейна Чуйской котловины, необходимо ответить на вопрос: каков был тип питания водотоков, имея при этом в виду, что эрозионные террасы развиты по плотным скальным породам при небольшой протяженности речных долин – 30–35 км, что свидетельствует о большой энергии соответствующих палеорек.

Итак, динамика уровней Чуйского ледниково-подпрудного озера приводила к периодическим колебаниям местных базисов эрозии, что нашло свое отражение в строении речных долин. Поверхность третьего (50-метрового) эрозионного уровня представляет собой днище среднеплейстоценового трога, вероятно, второй фазы. Уступ этой террасы был образован в процессе первого, средне-позднеплейстоценового опорожнения озера. Масштабы эрозионной деятельности талых вод на этом этапе были различны: от 20–50 м в восточной части котловины до 200–240 м в западной (устье рек Чаган-Узун и Чаган) [20]. Это объясняется значительным наклоном днища котловины на запад: от 2100 м в устье р. Юстыд до 1700 м в устье р. Чаган-Узун. Слабый уклон восточной части котловины обуславливал сильное сокращение водоема при небольшом падении уровня: уменьшению глубины на 20 м соответствовала регрессия береговой линии в устье р. Юстыд на 2–3 км.

Площадка второй террасы формировалась в первую, максимальную фазу позднеплейстоценового оледенения. Ее возраст можно условно сопоставить с возрастом фронтальной морены Чаган-Узун (~ 60 тыс. лет). Уступ этой террасы формировался на стадиях отступления ледников первой фазы позднего плейстоцена. При этом в дельте р. Чаган-Узун на фоне незначительного понижения уровня озера накапливались ленточные "глины" нижней по разрезу пачки (рис. 4). На крайних стадиях дегля-

циации зеркало озера опускалось ниже кровли ленточных отложений и толща подвергалась частичному размыву. Активизация оледенения (вторая фаза позднего плейстоцена) вызвала новое повышение уровня водоема, сопровождавшееся накоплением в заливе Чаган-Узун второй, вложенной пачки ленточных отложений возрастом ~ 25 тыс. лет. К этому этапу следует отнести и образование поверхности первого высотного уровня. Эрозионный врез в эту поверхность соответствовал окончательному опорожнению озера (поздне-последледниковые последнего оледенения – конец второго озерно-ледникового макроритма, по Рудому [21]). Полное исчезновение озера в Чуйской котловине произошло в начале голоцена, когда обширный водоем распался на ряд небольших озер, реликты которых сохранились в котловине и поныне [22]. С этапом полного исчезновения озера увязывается формирование инстративной поверхности поймы в приустьевых участках речных долин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо // Изв. Томск. ун-та. 1911. Кн. 44. 408 с.
2. Семихатова Л.И. Сайлюгем. Географический очерк // Тр. О-ва по изучению Урала, Сибири и Дальнего Востока. Л., 1928. Т. 1. Вып. 2. 55 с.
3. Семихатова Л.И. Современное оледенение в Юго-Восточном Алтае // Сов. Азия. 1930. № 3–4. С. 221–236.
4. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. ГИН АН СССР. М., 1965. Вып. 126. 244 с.
5. Ивановский Л.Н. Новые данные по древнему оледенению в верховьях р. Чуя // Географический сб. М.: Наука, 1964. С. 158–170.
6. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.
7. Чихачев П.А. Путешествие в Восточный Алтай. М., 1974. 360 с.
8. Рудой А.Н. Развитие речных долин Чуйской котловины в связи с особенностями четвертичного оледенения // Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики. Барнаул, 1982. С. 64–67.
9. Втюрина Е.А. Криогенные склоновые террасы. М.: Наука, 1966. 95 с.
10. Суходровский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. М.: Наука, 1967. 213 с.
11. Горбунов А.П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня. М.: Гидрометеиздат, 1970. 266 с.
12. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 214 с.
13. Разрез новейших отложений Алтая / Ред. Марков К.К. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
14. Окишев П.А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопр. географии Сибири. Томск: ТГУ, 1980. Вып. 13. С. 60–87.
15. Рудой А.Н. К истории приледниковых озер Чуйской котловины (Горный Алтай) // Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. М.: 1981. Вып. 41. С. 213–218.
16. Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э. Опыт расчленения морен по комплексу литолого-геоморфологических признаков (на примере Монгольского Алтая) // Изв. ВГО. 1979. Т. 3. Вып. 3. С. 342–348.
17. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
18. Рудой А.Н. Отложения талых вод горных ледников: некоторые вопросы классификации и картирования // Вопр. географии Сибири. Томск: 1987. Вып. 17. С. 13–21.
19. Мурзаев Э.М. К палеогеографии Северной Гоби // Тр. Монгольской комиссии АН СССР. 1949. Вып. 38. С. 29–40.
20. Рудой А.Н. Некоторые вопросы палеогеографической интерпретации литологии и особенностей распространения озерно-ледниковых отложений Горного Алтая // Гляциология Сибири. Томск, 1981. Вып. 1(16). С. 111–134.
21. Рудой А.Н. Озерно-ледниковые макроритмы на Алтае // Ледники и климат Сибири. Томск: ТГУ, 1987. С. 97–100.
22. Рудой А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения ледниково-подпрудных озер на Алтае // Изв. ВГО. 1988. Вып. 4. Т. 121. С. 344–348.