

УДК 528.9(571.15)

DOI: 10.33764/2411-1759-2019-24-4-162-175

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЧАГАН-УЗУН (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

Полина Юрьевна Савельева

Сибирский государственный университет геосистем и технологий, 630108, Россия, г. Новосибирск, ул. Плеханова, 10, соискатель, тел. (383)361-06-35, e-mail: poli@igm.nsc.ru; Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, 630058, Россия, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, младший научный сотрудник, тел. (383)373-05-26, e-mail: poli@igm.nsc.ru

В статье описано создание геоморфологической карты как результат изучения строения долины верхнего течения реки Чаган-Узун по материалам полевых наблюдений и дешифрирования космических снимков, проведенных в последние годы. Для создания карты (в первую очередь по различным литературным источникам) выполнена физико-географическая характеристика района картографирования. На тематических картах для правильного составления рельефа всегда создаются орографические схемы. По космическому снимку построена орографическая схема (направление основных хребтов) Юго-Восточного Алтая. Легенда карты построена по морфогенетическому принципу (в пер. с древнегреч. μορφή – форма и γένεσις – возникновение, буквально «формообразование»). Данный принцип не применялся для построения легенд геоморфологических карт, а формообразование на картах рельефа необходимо учитывать. Геоморфологическая карта составлена в масштабе 1 : 50 000.

Ключевые слова: геоморфологическое картографирование, дешифрирование космических снимков, полевые исследования, геоморфологическая карта, морфогенетический принцип, горно-долинное оледенение.

Введение

Русловые процессы – завершающее звено гидрологических процессов и явлений, связанное с воздействием постоянных водных потоков на поверхность суши. Водные потоки являются «двигательной пружиной» русловых процессов и активной составляющей в процессе взаимодействия потока и русла. С данной точки зрения учение о русловых процессах входит в цикл гидрологических наук, но еще Н. И. Маккавеев [1] рассматривал это учение как промежуточное звено между гидрологией и геоморфологией, сочетающее в себе элементы обеих дисциплин. Действительно, воздействие стока на поверхность суши – один из ведущих экзогенных рельефообразующих процессов. Результат этого воздействия – речное русло, пойма реки, представляющая собой производную русловых процессов и их рельеф. Вследствие русловых деформаций происходит накопление и переотложение аллювия, превращение поймы в надпойменную террасу и, в конечном счете, формирование самой речной долины. С этой точки зрения русловые процессы являются предметом изучения геоморфологии. В русловом процессе первопричиной считаются гидрологические факторы, но в конечном проявлении они носят геоморфологический характер [2].

Применение такого подхода привело к разработке методов картографирования русловых процессов как инструмента познания условий формирования их многообразных проявлений и дало новый импульс к возникновению новых подходов к решению вопросов инженерной геоморфологии, геоморфологии россыпей и других направлений геоморфологической науки.

Эволюция горного рельефа юга Сибири неразрывно связана с развитием оледенений, которые в свою очередь являются важнейшими индикаторами тектонических и климатических событий. Современное отступление и уменьшение массы современных ледников является установленным фактом. История изучения ледникового рельефа Горного Алтая в различных аспектах продолжается более века, однако по-прежнему остаются нерешенными проблемы, связанные с количеством и динамикой оледенений, привязкой к абсолютной геохронологической шкале, а также установлением роли в осадконакоплении и рельефообразовании перигляциальных областей.

Зачастую морены подвергаются полной или частичной переработке более поздними ледниковыми, флювиальными и склоновыми процессами, что в дальнейшем осложняет выявление, пространственную и стратиграфическую корреляцию конечно-моренных комплексов.

Другая важная задача для реконструкции оледенений – определение возраста ледниковых и связанных с ними отложений. Не вдаваясь в дискуссию о невозможности использования тех или иных биостратиграфических методов и степени надежности термолюминесцентного метода, при датировании отложений ледниковых долин основным остается радиоуглеродный метод в пределах своего возрастного диапазона (не древнее 40–50 тыс. лет назад).

Из ледниковых долин Юго-Восточного Алтая наиболее подробно хронологически охарактеризован район Ак-Туру (массив Биш-Иирду, Северо-Чуйский хребет) (рис. 1) [1, 3–5]. Другим репрезентативным районом развития древнего и современного оледенений является бассейн реки Чаган-Узун, включающий долины рек Аккол, Талтура, Чаган и др., истоки которых берутся от наиболее крупных ледников Горного Алтая – Софийского и Талдурина (Большая Талдура). По этим долинам также имеется ряд радиоуглеродных датировок [6]. В статье представлены результаты изучения строения долин этих рек, которые легли в основу создания геоморфологической карты масштаба 1 : 50 000.

Цель

Для построения подробной геоморфологической карты масштаба 1 : 50 000 необходимо тщательно изучить физико-географическую характеристику района.

Район расположен в юго-восточной части Горного Алтая на северо-восточном склоне Южно-Чуйского хребта, простирающегося в субширотном направлении на 100 км (рис. 1). Центральная часть его макросклона находится в пределах водосбора бассейна р. Чаган-Узун. Самые высокие абсолютные отметки хребта – г. Иикту (3 936 м) и пик Чуйский (3 777 м). Ширина южного

макросклона – около 10 км, северного – 40 км. Глубина расчленения склонов также различается: 500–700 м и 1 000–1 300 м для южного и северного склонов соответственно. Северный макросклон Южно-Чуйского хребта является южным ограничением Чуйской межгорной котловины. Субширотное расположение хребтов Горного Алтая оказывает большое влияние на характер местной циркуляции, режим увлажнения, количество осадков и другие климатические характеристики.

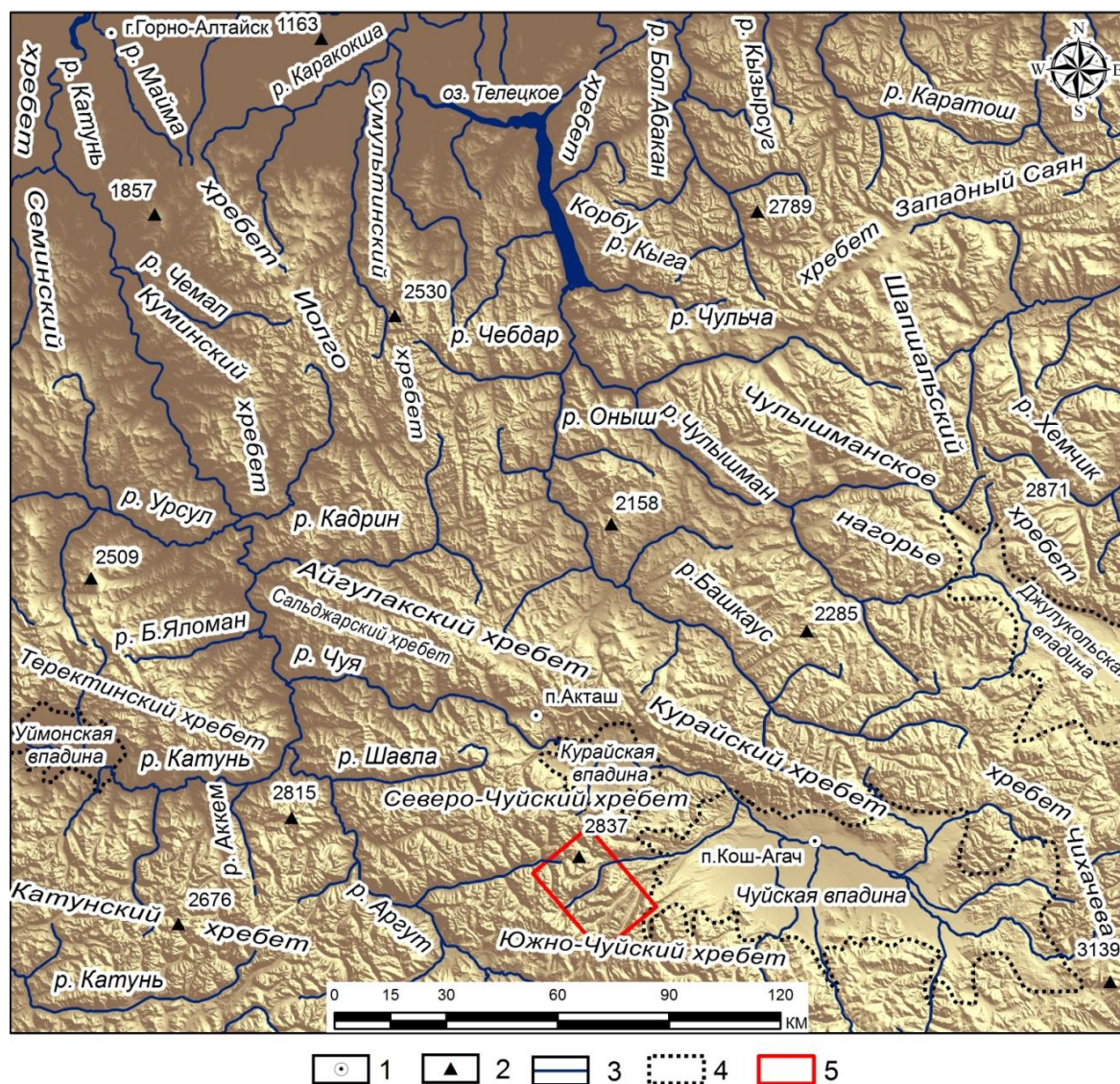


Рис. 1. Орографическая схема юго-восточной части Горного Алтая:
 1 – населенные пункты; 2 – отметки высот; 3 – реки; 4 – границы межгорных впадин; 5 – район исследования

Веерообразное расположение хребтов с направлениями от северо-западного до юго-западного способствует проникновению вглубь области по межгорным пространствам влажных воздушных течений. Этим обусловлено расположение

на северном подветренном склоне крупнейших ледников. Средняя часть хребта больше всего затронута современным оледенением.

Для хребта характерен альпийский тип рельефа с широким развитием современных ледниковых форм и отложений. Долины хребта имеют форму трога с мощными шлейфами гравитационных отложений у подножья склонов, осложнены цирками, карами и нивальными нишами. Водоразделы хребта на большей части представлены остроконечными вершинами, лишь в низкогорной части отрогов хребта встречаются плоские и пологие.

Орографический план, климатические и геокриологические особенности обуславливают пеструю картину в распределении степных, лесных и высокогорно-тундровых ландшафтов.

Ледники Софийский и Большая Талдура – крупнейшие на Южно-Чуйском хребте, чем и обусловлена полноводность реки Чаган-Узун, питающейся во время их таяния. От Софийского ледника берет начало р. Аккол протяженностью 18,6 км. Сливаясь с р. Караюк, они образуют р. Чаган. Днище долины р. Аккол расположено на высоте 2 500 м у ледника Софийский и 2 130 м в месте слияния с р. Караюк. Река Талтура берет начало от ледника Большая Талдура на высоте 2 380 м и увеличивается за счет притоков рек Джело и Кускунур. На расстоянии 39 км от истока (в районе старого пос. Бельтир) на высоте 1 930 м р. Талтура и р. Чаган сливаются и образуют р. Чаган-Узун.

Методы

Для подробной характеристики деградации Софийского и Талдуринского ледников в постмаксимум второго позднеплейстоценового оледенения выполнено их изучение.

В истории развития рельефа Алтая в четвертичном периоде известно о существовании не менее трех крупных циклов оледенений. Морфологически признаки древнего оледенения проявляются в наличии каров, трогов, морен и сопряженных с ними флювиогляциальных отложений. Морены максимального средненеоплейстоценового оледенения сохранились в разрезах естественных обнажений по долинам рек, в современном рельефе выражены следы двух последних оледенений позднего неоплейстоцена – первого и второго постмаксимальных, по Е. В. Девяткину [3].

Следы этих оледенений ярко выражены в виде конечных и береговых морен. Ледники Южно-Чуйского хребта имели долинный характер и спускались в долину Чуи в виде длинных широких языков по долинам рек Чаган-Узун, Елангаш, Ирбисту, Себыстей, Кокозек, местами сливаясь в единый покров. Чаган-Узунские моренные комплексы образовались действием ледников Софийского и Большая Талдура, которые вследствие последующей деградации разъединились, отступив в свои долины.

По мнению П. А. Окишева, наступление ледников второго постмаксимального оледенения (мегастадиала) завершилось около 13 тыс. лет назад и хроно-

логически может коррелироваться с сартанским оледенением на севере Западной Сибири. Депрессия снеговой линии Южно-Чуйского хребта в максимум второго мегастадиала составляла 625–655 м. Деградация второго постмаксимального оледенения носила стадиальный характер, т. е. процесс сокращения прерывался некоторой подвижкой ледников, зафиксированных в рельефе в виде конечно-моренных комплексов, каждая из которых была меньше предыдущей. Названия стадиальных конечных морен ледников Алтая были даны Л. А. Варданянцем [7].

Опираясь на схему А. В. Шнитникова о ритмичном изменении общей увлажненности материков периодичностью 1800–1900 лет [8] (таблица), П. А. Окишевым выделено восемь синхронных стадий деградации второго позднеплейстоценового оледенения Горного Алтая (рис. 2) [9].

Стадии деградации ледников Алтая
второго постмаксимального оледенения

Номер морены от ледника	Название морены по Л. А. Варданянцу [7]	Хронология максимума стадий по А. В. Шнитникову [8]	
		календарный возраст	радиоуглеродный возраст, лет назад
1	XVII–XIX вв.		350–50
2	Историческая	Около начала н.э.	1 950
3	Аккемская	Около 1 900 лет до н.э.	3 850
4	Кочурлинская	3 700–3 800 лет до н.э.	5 700
5	Мультинская	5 600–5 800 лет до н.э.	7 650
6	Огневская	7 400–7 600 лет до н.э.	9 450
7	Первая	9 200–9 400 лет до н.э.	11 250
8	Вюрм	11 000–11 300 лет до н.э.	13 100

Корректность установленных конечно-моренных комплексов и обоснование их возраста вызывает сомнения у ряда исследователей [6, 8, 10–14]. В современном рельефе ледниковых долин сохранились не все стадии отступления в виде конечно-моренных комплексов, следовательно, их существование, положение и возраст остаются гипотетическими или, напротив, формирование некоторых морен могло быть связано с подвижками внутри интервала 1850 лет. Тем не менее, ввиду отсутствия достаточного количества достоверных абсолютных датировок, схема П. А. Окишева отражает общую направленность эволюции ледников Алтая и остается основой палеогляциологической реконструкции, которая по мере появления новых данных может быть дополнена и уточнена.

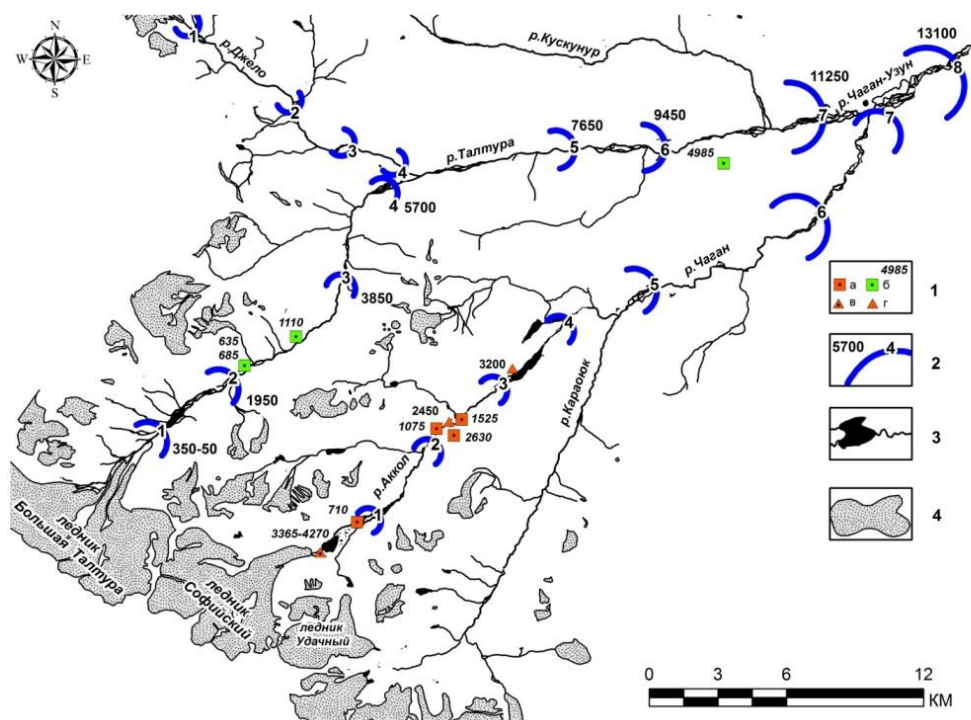


Рис. 2. Схема стадийной деградации Талдурина и Софийского ледников в постмаксимум второго позднеплейстоценового оледенения (мегастадиала) по П. А. Окишеву [9]:

1 – точки отбора образцов и их радиоуглеродные датировки (лет): *a*, *b* – полученные А. А. Мистрюковым с соавторами [6, 11]; *b* – впервые опубликованные в данной статье; *v*, *g* – датировки, полученные разными исследователями [3, 7, 13]; *g* – без точной привязки места отбора образцов [5, 13]; 2 – стадийные конечные морены и их номер от современного ледника согласно [10], возраст морен по А. В. Шнитникову [8] приводится в системе, применяемой в радиоуглеродном анализе (лет); 3 – гидросеть; 4 – современные ледники

Время формирования морен первой стадии Актру (XVII–XIX вв.) первоначально было определено Л. Н. Ивановским и В. А. Панычевым по датированию древесины из морен ледника Актру [5]. В 1999 г. в 150 м от северо-восточного края оз. Софийского на высоте 2367 м у самого края последнего вала конечной морены был обнаружен ствол лиственницы диаметром около 22 см. Возраст гибели дерева составил 710 ± 35 лет назад [СОАН-4117], что соответствует первой фазе Малого ледникового периода (XIII–XV вв.) [6, 11]. Конечно-моренный комплекс первой стадии Софийского ледника характеризуется двухчленным строением, что подтверждает, по меньшей мере, два этапа активизации этой стадии. Начало активизации ледников Алтая в первую половину XIII в. позднее было подтверждено датированием деревьев, погребенных моренами ледников Актуру и Маашей [10, 12, 13].

В долине р. Талгура, приблизительно в 3,5 км от конечной морены первой стадии, по растительному детриту, отобранному из флювиогляциальных песчаных отложений, были получены две радиоуглеродные датировки: 685 ± 25 лет

[СОАН–5041] с глубины 2,0 м и 635 ± 25 лет [СОАН-5042] с глубины 0,85 м от дневной поверхности (абсолютная отметка 2 330 м). Еще одна датировка 1110 ± 25 лет [СОАН–5043] была получена по растительному детриту, отобранному с глубины 1,35 м (высота 2 333 м) из пролювиальных отложений, перекрывающих морену приблизительно в 3 км ниже по течению реки от предыдущей точки отбора.

Ранее в долине р. Аккол, между реками Верхний Тараюк и Нижний Тараюк была получена датировка $1\ 075 \pm 70$ лет [СОАН–4119] по остаткам растительности в разрезе террасы высотой 4,6 м. Образец взят с глубины 3,6 м от поверхности террасы. Отложения террасы представлены переслаивающимися крупно- и мелкозернистыми песками мощностью от 0,5 до 3 см с глинистыми прослоями с растительным детритом.

По полученным датировкам 630–1 110 лет назад (IX–XIV вв.) время формирования флювиальных отложений хронологически соответствуют средневековому климатическому оптимуму голоцена (X–XIII вв.), отличающемуся теплым и влажным климатом, что способствовало увеличению стока в ледниковых долинах.

Напротив р. Нижний Тураюк, на правом берегу р. Аккол, на высоте 2 310 м из озерных отложений мощностью 11,6 м по остаткам растительности получена датировка $1\ 525 \pm 50$ лет [СОАН–4115] [9]. Образцы органических остатков взяты в 6,5 м выше поймы р. Аккол. Возраст осушения озера, вероятно, совпадает с началом формирования аллювия террасы р. Аккол высотой 4,6 м – около 1 000–1 100 лет назад. Учитывая количество годовых слоев и мощность разреза озерных осадков, осадконакопление продолжалось около 1 000 лет. Следовательно, озеро образовано в результате подпруживания конечной моренной долины р. Аккол не менее 2 500 лет назад.

Предположительно, по тем же озерным осадкам в 1990 г. В. С. Шейнкманом «по выклинивающимся в верховьях реки осадкам озера, представленным в виде 4–6-метровой террасы, по отобранному в середине разреза образцу из слоя торфа» получена дата $2\ 450 \pm 35$ лет (номер не указан) [14]. Автором не была указана точная привязка образца, чтобы можно было сопоставить данную датировку с другими.

Возраст формирования морен (древнее 2 500 лет назад) на этом участке, между второй Аккемской и третьей Исторической стадиями, подтверждает еще одна радиоуглеродная датировка по стволу лиственницы, погребенной под отложениями морены – $2\ 630 \pm 60$ [СОАН–4116] [3, 8]. Образец был отобран на высоте 2 380 м, на правом борту долины р. Аккол, в 3,7 км от оз. Аккуль, чуть выше устья р. Нижний Тураюк с глубины 1,6 м от поверхности. Гибель дерева связана с оседанием боковой морены по склону, которая была оставлена при отступании ледника. В настоящее время морена представлена небольшими холмами, сохранившимися между языками каменных глетчеров.

Полученные датировки соответствует интервалу 3 850–1 950 лет назад между третьей и второй стадиями отступления. Однако, так как не сохранились конечно-

моренные комплексы, пока не представляется возможным подтвердить возраст и точные границы Аккемской стадии на данном участке долины р. Аккол.

Время формирования морены четвертой Кочурлинской стадии (5 600 лет назад) в долине Аккола также подтверждается датированием озерных осадков. В 2 км выше устья озера Аккуль, по растительным остаткам, отобраным с глубины 2,0 м в слоистых алевролитах и песках древнего озера, выполнена радиоуглеродная датировка $3\,200 \pm 600$ лет [МГУ–ИОАН-137]. Согласно данным А. А. Свиточа, накопление озерной толщи продолжалось около 1 500 лет, а началось около 5 000 лет назад [4].

Несколько радиоуглеродных датировок от 3 365 до 4 270 лет назад было получено В. П. Галаховым по деревьям, вымытым из предпольев Софийского ледника [12]. Находки этих деревьев свидетельствуют об обширном наступлении леса в период потепления, предшествовавший Аккемской стадии, вплоть до границ развития современного оледенения [4, 10].

В долине р. Талтура, в стенке отрыва Бельтирского сейсмоползния 2003 г. (высота 2 178 м), по обугленным остаткам древесины, найденным в прослое растительного детрита мощностью 7–10 см, залегающем на глубине 2 м, был взят образец на датирование. Полученная дата $4\,985 \pm 85$ лет [СОАН-6 767] значительно моложе возраста боковой морены, относящейся к седьмой стадии отступления ледника (11 250 лет назад), и, вероятно, соответствует времени заращения поверхностей морен лесом. Согласно исследованиям моренных комплексов Северо-Чуйского хребта, подкрепленным десятками радиоуглеродных датировок, начало аккемской стадии оценивается 4 900–4 200 лет назад, что значительно раньше, чем в схеме А. В. Шнитникова [8]. По данным этих же авторов, устойчивое потепление, приведшее практически к полной деградации последнего оледенения, имеет возрастной интервал с 6 000 до 4 900 лет назад. Датировка СОАН-6767 подтверждает выводы об увеличении площади лесов в середине голоцена также для территории Южно-Чуйского хребта.

Результаты

Для правильной передачи на карте строения рельефа выполнено геоморфологическое строение долин рек Аккол и Талтура.

В высокогорной области Южно-Чуйского хребта преобладают альпийские формы рельефа, большей частью покрытые ледниками, дающие начало крупным правым притокам р. Чуи – Чагану, Елангашу, Талтуре, Караююку, Ирбисту.

Северный склон Южно-Чуйского хребта представляет собой пологонаклонную поверхность, расчлененную глубоко врезанными речными долинами и покрытую моренными отложениями. На склонах развиты криогенные формы мезорельефа, что связано с освещенностью, тепловым режимом и распределением снежного покрова в зимний период. В верхних и средних частях склонов развиты нагорные террасы, нивальные ниши, полигональные грунты. В нижних – «гофрированные участки» или мелкогрядовый рельеф, связанный с проявлением солифлюкционного движения материала.

Долины рек Аккол и Талтура прорезают северный склон Южно-Чуйского хребта в его центральной части, врезааясь на 1 100 м, имеют форму хорошо сохранившегося трога с ярко выраженными плечами по обоим бортам на высоте 2 700–2 750 м. На отдельных участках, как в днищах, так и на склонах долины р. Аккол, имеются выходы коренных пород со следами ледниковой экзарации (бараньи лбы), на поверхностях которых хорошо заметна штриховка. Водораздел между р. Аккол и р. Караюк представлен в виде линии с крутыми обрывистыми склонами, между Акколом и Талтурой водораздельное пространство широкое, состоящее из двух ступеней, большей частью с пологими склонами.

На плоских водоразделах под действием физического выветривания происходит образование и накопление элювия, который представлен хаотичным скоплением остроугольных обломков различных размеров (от глыб до дресвы). На аэрофотоснимках элювий дешифрируется исключительно по месту локализации. На пологих склонах в приводораздельных частях наряду с образованием элювия происходит его смещение, накапливаются коллювиально-элювиальные отложения, что очень важно отобразить на карте.

Коллювиальные отложения лежат почти сплошным шлейфом у подножья крутых склонов, обычно они представлены глыбово-щебнистым материалом. Местами в коллювиальных отложениях присутствует значительное количество хорошо окатанных обломков пород, очевидно привнесенных из моренных отложений, залегающих выше по склону на высоте 2 700–2 800 м. Все проведенные исследования строения русла р. Чаган-Узун необходимо передать на геоморфологической карте (это не выполнялось ранее). Разработаны условные обозначения для отображения данных элементов, они нанесены на геоморфологическую карту верхнего течения р. Чаган-Узун (рис. 3).

Склоновые отложения часто перекрывают морены, широко распространены в данном районе. На аэрофотоснимках коллювиальные шлейфы дешифрируются по геоморфологическому положению, обособленные конусы осыпания также дешифрируются по геоморфологическому положению (они располагаются на продолжении каменных лотков), но, в отличие от пролювиальных конусов, образуют более четкий и высокий конус.

Пролювиальные конусы (см. рис. 3) имеют более сглаженную форму, представлены галечно-гравийной смесью с песчано-глинистым наполнителем. Материал, по сравнению с коллювием, становится более окатанным, появляется неясно выраженная слоистость. Когда мощность коллювиальных шлейфов возрастает, они переходят в каменные глетчеры, которые под действием силы тяжести и льда, находящегося внутри, смещаются вниз по склону и образуют на поверхности валы. Каменные глетчеры в данном районе являются часто встречающимся генетическим типом, преимущественно на северо-западных склонах долин (см. рис. 3). В рельефе каменные глетчеры выражены в виде террасовидных уступов и языков, вытянутых вниз по склону, представлены схожим с коллювием обломочным материалом. На аэрофотоснимке они легко дешифрируются по концентрическим полосам.

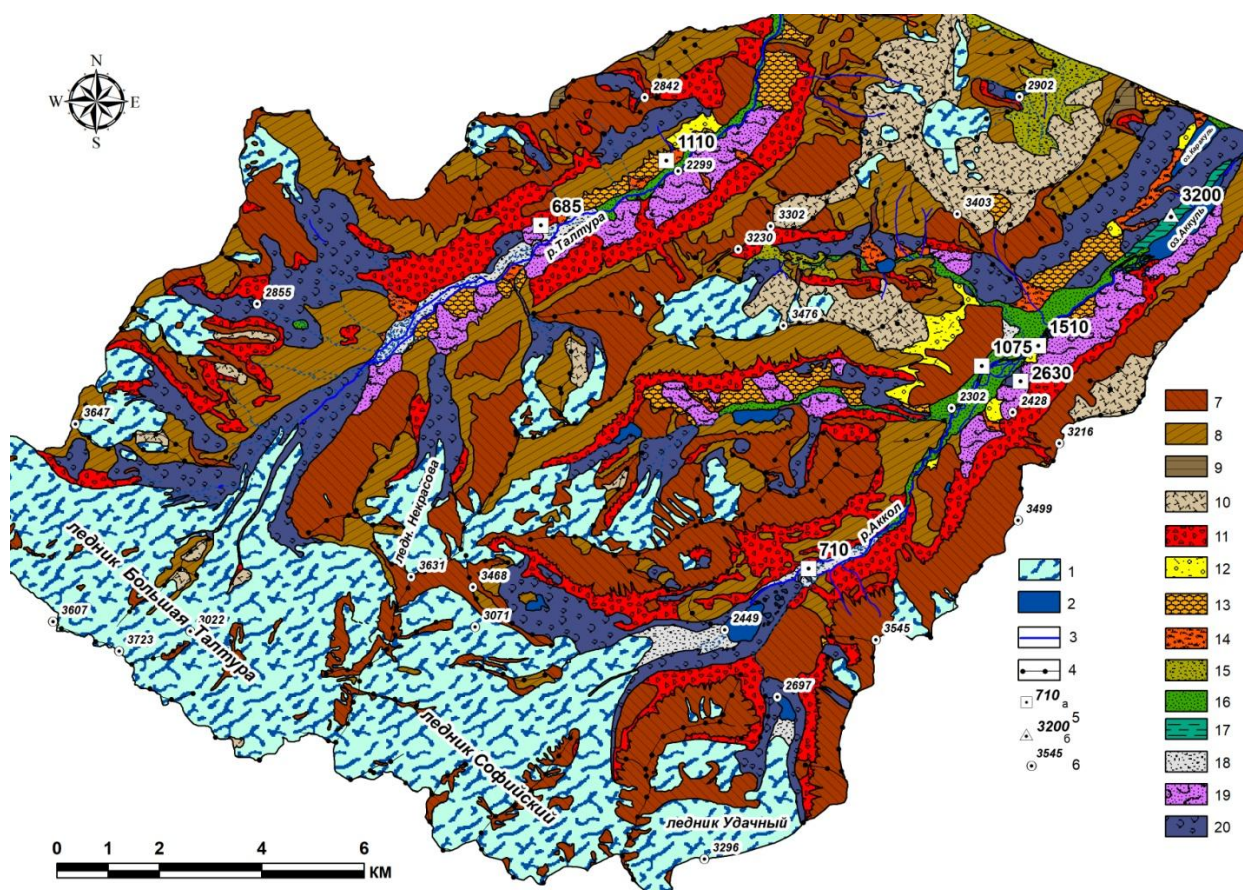


Рис. 3. Геоморфологическая карта верхнего течения р. Чаган-Узун:

1 – ледники; 2 – озера; 3 – реки; 4 – водоразделы; 5 – радиоуглеродные датировки (лет); 6 – абсолютные отметки высот; 7–20 морфогенетические типы рельефа: 7 – склоны, сложенные коренными породами; 8 – склоны, сложенные коренными породами с маломощным чехлом элювиальных отложений; 9 – поверхности выравнивания с чехлом элювиальных отложений; 10 – пологие склоны, частично перекрытые склоновыми и элювиальными отложениями; 11 – осыпные шлейфы; 12 – шлейфы, сложенные делювиально-коллювиальными отложениями; 13 – пролювиально-делювиальные шлейфы; 14 – пролювиальные конусы выноса и шлейфы; 15 – долины небольших и временных водотоков; 16 – низкие террасы и поймы, сложенные аллювиальными отложениями; 17 – аккумулятивная долина, сложенная озерно-ледниковыми отложениями; 18 – флювиогляциальные шлейфы; 19 – каменные глетчеры; 20 – морены

Морены представляют собой крупные холмы с неровной поверхностью, образованные неправильными накоплениями сгруженного моренного материала (см. рис. 3). На снимках они четко отличаются от других тел своим специфическим всхолмленным рельефом, структурами движения, а также несомненной приуроченностью к карам и ледникам. Отложения морен также обладают некоторыми яркими особенностями: во-первых, полное отсутствие какой-либо сортировки, во-вторых, наличие разнородного материала в разрезах (от мелкого гравия до валунов и глыб различной окатанности, сцементированных песчано-глинистым матриксом).

Флювиогляциальные равнины выражены в рельефе ровным широким участком речной долины, начинающимся непосредственно за конечной мореной (см. рис. 3). Их характерной чертой является «блуждание» русла реки, которое делится на множество мелких рукавов. Флювиогляциальные отложения представлены хорошо сортированным материалом, в данном случае – мелкозернистым песком с четко выраженной слоистостью. Размер фракции напрямую связан со скоростью течения реки. В нашем случае скорость течения небольшая именно из-за разделения русла на множество мелких рукавов. На снимке зандровая равнина характеризуется ровным светло-серым фототонем, обусловленным преобладанием песчаных осадков. Следует отметить проблему перехода по латерали флювиогляциальных отложений к аллювиальным, так как четкая граница здесь, скорее всего, не может быть проведена. В данном районе за переход флювиогляциальных отложений в аллювиальные принято соединение мелких рукавов в единое русло (см. рис. 3).

Аллювий сохраняется в пойме реки и на террасах. На высокой пойме местами развиты старицы. Местами на первой террасе лежат вытянутые гряды озерных отложений (ленточных глин), перекрытых небольшим чехлом коллювиальных отложений. Перед впадением р. Аккол в оз. Аккуль на правом берегу развиты небольшие дюны высотой 0,5–0,7 м, образованные в результате эолового переноса озерных песков.

В приподошвенной части склонов происходит сильное переувлажнение грунта за счет небольших временных водотоков, присутствия вечной мерзлоты и погребенного льда, сохранившегося в днищах долин. Зачастую на таких участках формируется маломощный слой торфяников. Такие заболоченные области на аэрофотоснимках выражены в виде пологих участков темного цвета.

На некоторых участках часто невозможно выделить ведущий фактор осадконакопления. В таких случаях появляется необходимость в выделении сложных генетических типов элементов рельефа. Если к гравитационному агенту присоединяется и водный, то целесообразно выделять смешанный коллювиально-делювиальный тип. Отложения таких смешанных генетических типов представляют собой смесь обломков, присущих тем генетическим типам, которые объединяются.

Заключение

Полученные результаты исследований в совокупности с данными дешифрирования аэрофотоснимков и космоснимков высокого разрешения легли в основу составления карты четвертичных отложений [6] и геоморфологической карты долин рек Талтура и Аккол масштаба 1 : 50 000. Подготовка и оформление электронной версии карты осуществлялось с использованием программного обеспечения ArcGIS. Отображенные на карте морфогенетические элементы рельефа, распространенные в пределах района, достаточно молодые и связаны

с развитием и последующей деградацией последнего оледенения в голоцене. Морены этого оледенения лежат на коренном дочетвертичном ложе.

Анализ геолого-геоморфологического строения ледниковых долин и данные радиоуглеродного датирования ледниковых, озерных и флювиогляциальных отложений позволяют выявить последовательность и время формирования отложений и связанных с ними форм рельефа голоценового возраста. Изучение динамики преобразования ледниковых долин в голоцене дают ключ для понимания закономерностей развития более древних (плейстоценовых) форм рельефа, возраст которых в настоящее время является не менее дискуссионным вопросом.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00513).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. – М. : Географический факультет МГУ, 2003. – 355 с.
2. Русловой процесс / Н. Е. Кондратьев, А. Н. Ляпин и др. – Л. : Гидрометеиздат, 1959. – 372 с.
3. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.
4. Свиточ А. А., Хореев В. С., Парунин О. Б. О скорости отступления ледников Южно-Чуйских белков Горного Алтая // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. – 1972. – № 5. – С. 103–106.
5. Ивановский Л. Н., Паньчев В. А. Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. – Иркутск : ИГСиДВ СО АН, 1978. – С. 127–138.
6. Мистрюков А. А., Савельева П. Ю., Мармулев С. С. Развитие рельефа долин рек Аккол и Талтура в позднем голоцене (Юго-Восточный Алтай) // Вестник Забайкальского государственного университета. – 2016. – Т. 22, № 07. – С. 4–14.
7. Варданыц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа // Изв. Русского геогр. общ-ва СССР. – 1938. – Т. 70, вып. 3. – С. 386–406.
8. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Зап. Императорского Русского геогр. общ-ва. – 1957. – Т. 16. – 338 с.
9. Окишев П. А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. – Томск : Изд-во Томск. ун-та, 2011. – 382 с.
10. Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена Юго-Восточного Алтая (Центральная Азия) / А. Р. Агатова, А. Н. Назаров, Р. К. Непоп, Л. А. Орлова // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 6. – С. 712–737.
11. Агатова А. Р., Хьюл В., Мистрюков А. А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум // Геоморфология. – 2002. – № 2. – С. 92–104.
12. Хронология теплого периода второй половины голоцена Юго-Восточного Алтая (по датированию ледниковых отложений) / В. П. Галахов, А. Н. Назаров, О. В. Ловцкая, А. Р. Агатова. – Барнаул : Азбука, 2008. – 58 с.
13. Назаров А. Н., Агатова А. Р. Динамика ледников Северо-Чуйского хребта на Центральном Алтае во второй половине голоцена // Материалы гляциологических исследований. – 2008. – Вып. 105. – С. 73–86.

14. Шейнкман В. С. Опыт палеогляциологических реконструкций для гор Сибири и его использование в целях геоэкологического прогноза // Материалы гляциологических исследований. – 1995. – Вып. 79. – С. 114–118.

Получено 06.06.2019

© П. Ю. Савельева, 2019

MAPPING OF THE GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF THE UPPER REACHES OF THE CHAGAN-UZUN RIVER (SOUTH-EASTERN ALTAI)

Polina Yu. Saveleva

Siberian State University of Geosystems and Technologies, 10, Plakhotnogo St., Novosibirsk, 630008, Russia, Ph. D. Student, phone: (383)361-06-35, e-mail: poli@igm.nsc.ru; Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3, Academician Koptyug Ave., Novosibirsk, 630058, Russia, phone: (383)373-05-26, e-mail: poli@igm.nsc.ru

The article reveals the creation of a geomorphological map based on the results of the structural study of the Chagan-Uzun river upper reaches valley, based on the materials of field observations and interpretation of satellite images conducted in recent years. To create a map, first of all, the physical and geographical characteristics of the mapping area were carried out according to various literary sources. On thematic maps for the correct relief composition it is always necessary to create orographic scheme. According to the space image, an orographic scheme (the direction of the main ridges) of the South-Eastern Altai is constructed. The legend of the map, which is built on the morphogenetic principle, is developed (from ancient Greek μορφή «form» and γένεσις «creation»). This principle has not been applied to the construction of legends of geomorphological maps, and the formation on the relief maps should be taken into account. The geomorphological map is made on a scale of 1: 50 000.

Key words: geomorphological mapping, interpretation of space images, field research, geomorphological map, morphogenetic principle, mountain-valley glaciation.

REFERENCES

1. Maccabees, N. I. (2003). *Ruslo reki i eroziya v ee bassejne [The river channel and erosion in its basin]*. Moscow: Faculty of Geography, MSU Publ., 355 p. [in Russian].
2. Kondratiev, N. E., Lyapin, A. N. & et al. (1959). *Ruslovyy protsess [Channel process]*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ, 372 p. [in Russian].
3. Devyatkin, E. V. (1965). *Kaynozoyские otlozheniya i neotektonika Yugo-Vostochnogo Altaya [Cenozoic deposits and neotectonics of South-Eastern Altai]*. Moscow: Nauka Publ., 244 p. [in Russian].
4. Svitoch, A. A., Horeev V. S., & Paronen, O. B. (1972). On the rate of glacier recession in South Chui proteins of Gorny Altai. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya [Moscow University Bulletin. Series 5, Geography]*, 5, 103–106 [in Russian].
5. Ivanovskiy, L. N., & Panychev, V. A. (1978). Development and age of terminal moraines of the 17th-19th centuries AK-Turu glaciers in Altai. In *Protsessy sovremennogo rel'efoobrazovaniya v Sibiri [Processes of Modern Relief Formation in Siberia]* (pp. 127–138). Irkutsk: Institute of Geography of Siberia and the Far East SB AN Publ. [in Russian].
6. Mistryukov, A. A., Savelyev, P. Y., Murmulev, S. S. (2016). The development of the relief of the valleys of the rivers AK-Kol and Culture in the late Holocene (South-Eastern Altai). *Vestnik*

Zabaykal'skogo gosudarstvennogo universiteta [Transbaikal State University Journal], 22(07), 4–14 [in Russian].

7. Vardanyants, L. A. (1938). About the ancient glaciation of the Altai and the Caucasus, *Izvestiya Geograficheskogo obshchestva SSSR [Proceedings of the Geographical Society of the USSR]*, 70(3), 386–406 [in Russian].

8. Shnitnikov, A. V. (1957). Variability of the total moisture content of the continents of the Northern semi-Sharia. *Zapiski Geograficheskogo obshchestva SSSR [Notes of the Geographical Society of the USSR]*, 16, 338 p. [in Russian].

9. Okishev, P. A. (2011). *Rel'ef i oledenenie Russkogo Altaya [Topography and glaciation in the Russian Altai]*. Tomsk: Tomsk University Publ., 382 p. [in Russian].

10. Agatova, A. R., Nazarov, A. N., Nepop, R. K., & Orlova, L. A. (2012). Radiocarbon chronology of glacial and climatic events in the Holocene of South Eastern Altai (Central Asia). *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 53(6), 712–737 [in Russian].

11. Agatova, A. R., Hyul, V., & Mistryukov, A. A. (2002). Dynamics of the Sofia glacier (South-Eastern Altai): the last glacial maximum. *Geomorfologiya [Geomorphology]*, 2, 92–104 [in Russian].

12. Galakhov, V. P., Nazarov, A. N., Lovtskaya, O. V., & Agatova, A. R. (2008). *Khronologiya teplogo perioda vtoroy poloviny golotsena Yugo-Vostochnogo Altaya (po datirovaniyu lednikovyx otlozheniy) [Chronology of the warm period of the second half of Holocene of South Eastern Altai (on the Dating of glacial deposits)]*. Barnaul: Azbuka Publ., 58 p. [in Russian].

13. Nazarov, A. N., & Agatova, A. R. (2008). Dynamics of glaciers of the North Chui ridge in The Central Altai in the second half of the Holocene. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy [Materials of Glaciological Studies]*, 105, 73–86 [in Russian].

14. Sheinkman, V. S. (1995). Experience of paleoglaciological reconstructions for the mountains of Siberia and its use for geoecological prognosis. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy [Materials of Glaciological Studies]*, 79, 114–118 [in Russian].

Received 06.06.2019

© P. Yu. Saveleva, 2019