

На правах рукописи

Самойлова Светлана Юрьевна

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЛАНОВОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ  
БАСЕЙНА ВЕРХНЕЙ ЧУИ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)  
В МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ПОХОЛОДАНИЯ**

25.00.25 – геоморфология и эволюционная география

Автореферат диссертации на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Барнаул – 2011

Работа выполнена в Лаборатории гидрологии и геоинформатики  
Института водных и экологических проблем СО РАН

|                       |                                                                                                                                                |
|-----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Научный руководитель  | кандидат географических наук,<br>доцент Галахов Владимир Прокопьевич                                                                           |
| Официальные оппоненты | доктор географических наук,<br>профессор Чеха Виталий Петрович<br>кандидат геолого-минералогических наук,<br>доцент Парначев Сергей Валерьевич |
| Ведущая организация   | Санкт-Петербургский государственный<br>университет                                                                                             |

Защита состоится 6 апреля 2011 года в 14 час. 30 мин. на заседании диссертационного совета Д 212.267.15 при Томском государственном университете по адресу: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, ауд. 119.

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке Томского государственного университета.

Автореферат разослан «2 марта 2011 г.»

**Ученый секретарь  
диссертационного совета  
кандидат географических наук**



**В.С. Хромых**

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность исследования.** В последние десятилетия особую актуальность приобрели фундаментальные исследования природных процессов, происходящих под влиянием климатических изменений. Одной из важных научных проблем является реконструкция природных обстановок в периоды плейстоценовых похолоданий. Как и в других горных странах, на Алтае оценки распространения палеоледников весьма противоречивы даже для последнего поздне-неоплейстоценового похолодания. Для палеогляциологических реконструкций, как правило, используется морфологический метод (Ивановский, 1967; Окишев, 1982; Селиверстов и др., 1999 и др.). Поскольку оледенения наблюдались неоднократно, без достоверного датирования отделить отложения одних стадий от других весьма проблематично. К сожалению, прямые датировки моренных отложений единичны. Поэтому для реконструкции палеоледников целесообразно использование других методов, в том числе моделирования.

Актуальность данного исследования определяется также тем, что оценка распространения палеоледников имеет большое значение для создания геологических карт. При картировании четвертичных отложений важно знать их происхождение и возраст.

**Объект исследования** - бассейн верхней Чуи, включающий Чуйскую котловину и окружающие ее горные хребты, **предмет исследования** - ледники и ледниковые отложения максимума последнего похолодания в бассейне верхней Чуи.

**Цель работы.** Создание плановой модели оледенения максимума последнего похолодания в бассейне верхней Чуи и оценка ее достоверности.

Для достижения этой цели были сформулированы **задачи**:

- 1) рассмотреть особенности ледникового рельефа бассейна верхней Чуи и разработанные на основе его изучения схемы плейстоценовых оледенений;
- 2) разработать схему планового положения позднеплейстоценовых ледников на район исследований с использованием метода имитационного моделирования;
- 3) доказать достоверность предложенной схемы на основе анализа материалов геоморфологических исследований;
- 4) выполнить оценку влияния волноприбойных процессов ледниково-подпрудного озера на языки ледников и ледниковые отложения.

**Фактический материал и методика исследований.** В основе работы лежат опубликованные материалы геолого-геоморфологических исследований и схемы позднеплейстоценовых оледенений на район работ. Методологической основой работы является принцип *актуализма*, идеи М.В. Тронова об *ороклиматической базе оледенения* и работы Л.Н. Ивановского. В качестве основной методики реконструкции планового положения ледников использован *метод имитационного моделирования*, разработанный В.П. Галаховым (2001). В работе использованы современные космические снимки; существующие датировки; фондовые материалы ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»: геологические отчеты разных лет, геоморфологические карты, карты четвертичных отложений.

Волноприбойные процессы в Пра-Чуйском озере оценивались с помощью методов, разработанных для современных морей и водохранилищ.

**Научная новизна:**

1. Впервые для района исследований использована методика реконструкции планового положения позднеплейстоценовых ледников, основанная на балансовых и морфологических зависимостях площадей их фирновых бассейнов и языков.

2. На основе разработанной модели реконструированы параметры палеоледников в период максимума последнего похолодания.

3. Достоверность результатов моделирования подтверждена имеющимися материалами геоморфологических исследований, различными видами датирования рыхлых отложений.

4. Выполнена оценка влияния ледниково-подпрудных озер на ледники и ледниковые отложения с использованием методов, разработанных для современных морей и водохранилищ.

**Защищаемые положения:**

1. Разработанная схема планового положения ледников вполне достоверна; соответствующие конечно-моренные комплексы были сформированы ледниками максимума последнего похолодания.

2. В период последнего позднеплейстоценового похолодания оледенение носило горно-долинный характер, но его площадь была больше, чем на представленных ранее схемах.

3. Существовавшее в периоды оледенений в Чуйской котловине ледниково-подпрудное озеро способствовало разрушению ледников, контактировавших с его акваторией и переформированию моренных отложений. Это является одной из причин отсутствия выраженных конечно-моренных комплексов максимума последнего похолодания в отдельных долинах.

**Теоретическая и практическая значимость работы.** Модель планового положения позднеплейстоценовых ледников максимума последнего похолодания может быть использована при оценке и картировании четвертичных отложений. Выполненная оценка достоверности метода позволяет применять его для других районов Алтая.

**Публикации и апробация работы.** Результаты исследований были представлены на международной конференции «Интеллектуальный потенциал ученых России» (Барнаул, 2006); на V всероссийском совещании по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера...» (Москва, 2007); на геоморфологическом семинаре «Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования» (Иркутск, 2007); на IX конференции молодых ученых ИВЭП СО РАН (Барнаул, 2009); на научном семинаре «Динамика экзогенных процессов в условиях изменяющегося климата» (Томск, 2009), на всероссийской молодежной конференции «Актуальные вопросы географии и геологии» (Томск, 2010); на международном гляциологическом симпозиуме «Лед и снег в климатической системе» (Казань, 2010), а также были заслушаны на научных семинарах в ИВЭП СО РАН (Барнаул, 2006-2010) и ИГ РАН (Москва, 2009).

Основное содержание диссертации изложено в 10 публикациях, в том числе 2 из них – в журналах, рекомендованных ВАК. Список публикаций приведен в конце автореферата.

**Структура и объем работы.** Диссертация изложена на 146 страницах машинописного текста, содержит 18 таблиц, 35 рисунков и состоит из введения, 4 глав и заключения. Список литературы включает 152 наименования.

## ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДИССЕРТАЦИИ

### Глава 1. Условия формирования оледенения бассейна р. Чуя

Район исследований расположен в Юго-Восточной части Горного Алтая, который относится к Алтае-Саянской горной области и включает в себя Чуйскую котловину и окружающие ее горные хребты (рисунок 1).

Особенности современного оледенения района определяются совокупностью факторов, объединенных М.В. Троновым (1956, 1978) в понятие «*Ороклиматической базы оледенения*».

1. *Климатический, или общеклиматический* фактор – условия формирования макроклимата, измененные общими чертами орографии горной страны. Климат Чуйской котловины относится к Монгольскому типу, характеризующемуся континентальностью и преобладанием антициклональной погоды (Тронов, 1956). Среднегодовая температура по станции Кош-Агач –  $-6,7^{\circ}\text{C}$ , температура июля –  $+13,8^{\circ}\text{C}$ , января –  $-32,1^{\circ}\text{C}$ . Абсолютный минимум –  $-62^{\circ}\text{C}$ , максимум –  $+31^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовое количество осадков по станции Кош-Агач – 127 мм, с максимумом в июле – 27 мм, по станции Бельтир – 132 и 39 мм соответственно (Научно-прикладной справочник..., 1993). В высокогорье количество осадков существенно выше: по результатам наших исследований, на высоте современной фирновой границы оно достигает 1100 мм (хр. Южно-Чуйский, долина р. Аккол), уменьшаясь при движении с запада на восток до 480 мм (хр. Чихачева) – 390 мм (хр. Сайлюгем) (Винокуров и др., 2008; Галахов и др., 2008).

2. *Орографический, или ороклиматический* фактор определяется размерами, расположением, высотой горных хребтов, экспозицией и крутизной их склонов. Современный рельеф сформирован в результате неотектонических подвижек, происходивших в 4 этапа: палеогеновый, неогеновый, эоплейстоценовый и плейстоценовый (Девяткин, 1965). В последний этап в результате неотектонических движений, эрозионных процессов и оледенений рельеф приобрел современный облик. В геоморфологическом отношении в пределах исследуемого района выделяются крупные морфоструктуры: Чуйская котловина длиной до 80 км, шириной до 40 км с отметками дна около 1750-2000 м; окружающие котловину высокие горные хребты – Южно-Чуйский (г. Иикту, 3936 м), Чихачева (г. Онгорхойн-Ула, 3754 м), Сайлюгем (г. Саржематы, 3499 м) и Курайский (г. Табожок, 3200 м). Южно-Чуйский хребет имеет типичные альпийские формы рельефа. Более сглаженный рельеф с обширными поверхностями выравнивания распространен в юго-восточной части Южно-Чуйского хребта и в северо-западных отрогах хребтов Сайлюгем и Чихачева.

3. *Морфологический* фактор включает в себя микроклиматические особенности форм рельефа склонов и определяет существование отдельных ледников.

Общая площадь *современного оледенения* района исследований – 159,2 км<sup>2</sup> (134 ледника). Наиболее крупный центр оледенения расположен в западной части Южно-Чуйского хребта в бассейне р. Чаган-Узун (82 ледника общей площадью 126,1 км<sup>2</sup>) (Каталог..., 1974). При движении на восток с понижением абсолютных высот и сокращением количества осадков уменьшается количество и площади ледников. Южные склоны хребтов Курайского и Сайлюгем практически не несут современного оледенения.

Наиболее распространены небольшие ледники: висячего типа (33 % от общего числа); каровые, карово-долинные и карово-висячие (39 %), а наибольшую площадь занимают крупные долинные ледники – 58% (Софийский, Большой и Малый Талдуринский, Ядринцева, Удачный и др.). Высота фирновой линии при движении с запада на восток изменяется от 2950 м (долинные ледники в бассейне Чаган-Узуна) до 3280 м на ледниках хребта Чихачева (Каталог..., 1974).

Формирование древнего оледенения, в соответствии с принципом актуализма, было также обусловлено вышеперечисленными факторами (Тронов, 1972).

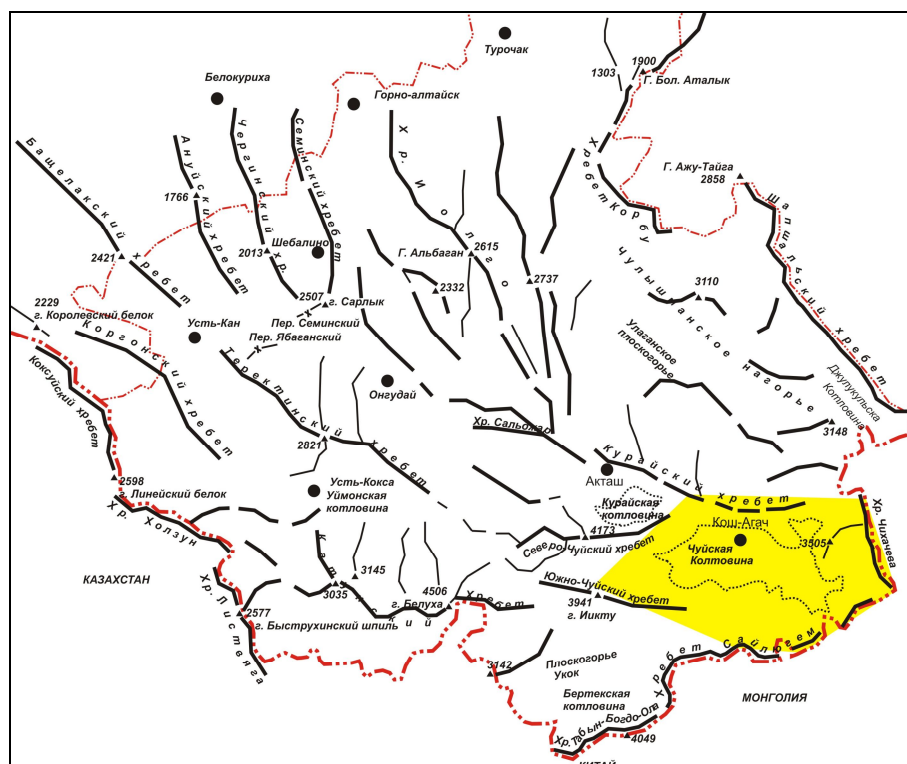


Рисунок 1 – Местоположение района исследований

## Глава 2. Палеогеография неоплейстоцена Юго-Восточного Алтая

В истории изучения плейстоцена Юго-Восточного Алтая выделяется 4 этапа. Первые исследования Алтая как горно-ледникового района относятся к началу XX в. и связаны с именами В.В. Сапожникова, В.А. Обручева,

В.И. Верещагина. Второй этап связан с проведением Второго Международного Полярного года (1932–1935 гг.) и характеризуется применением для территории Алтая альпийской четырехкратной схемы оледенений (Аксарин, 1937; Сперанский, 1937 и др.). Во время третьего этапа в период исследований по программам Международного Геофизического года (1957 – 1958), Международного гидрологического десятилетия (1965 – 1974) были произведены описания опорных разрезов, геоморфологических следов оледенения, следы ледниково-подпрудных озер (Щукина, 1960; Попов, 1962, 1967; Ивановский, 1962, 1965, 1967; Ефимцев, 1961; Лунгерсгаузен, Раковец, 1961; Девяткин, 1965; и др.). Начало четвертого этапа связано с появлением первых датировок опорных разрезов Юго-Восточного Алтая (Разрез..., 1978). Впоследствии эти разрезы были неоднократно описаны и датированы (Шейнкман, 2002; Бородавко, 2003; Агатова и др., 2004; Зольников, Мистрюков, 2008 и др.). Продолжаются поиск и интерпретация геоморфологических следов оледенения уже с учетом датирования (Окишев, 1982; Селиверстов и др., 1999; Михайлов, 2001, 2005 и др.). Большое количество работ посвящено проблеме образования и механизмов спуска ледниково-подпрудных озер (Окишев, 1976; Бутвиловский, 1993; Рудой, 1998, 2005; Парначев, 1999, Русанов, 2007, 2008; Бородавко, 2003, 2009; Karling et al., 2002; Herget, 2005 и др.).

**Время последнего позднелепистоценового похолодания.** Первая схема позднелепистоценовых оледенений с привязкой к абсолютному возрасту составлена П.А. Окишевым (1982). В эпоху позднелепистоценового похолодания он выделяет два мегастадиала, регрессивные фазы которых характеризовались стадийными подвижками ледников. На основе датировок (Разрез..., 1978) сделан вывод о том, что наступание Чаган-Узунского ледника завершилось не ранее 56 тыс. лет и не позднее 32 тыс. лет назад. Возраст максимума второго мегастадиала определен на основе схемы цикличности климата А.В. Шнитникова (1963) – около 13 тыс. лет назад. Мегастадиалы разделяются периодом сокращения ледников, который характеризовался интерстадийными условиями. Таким образом, согласно схеме П.А. Окишева, горное оледенение Алтая и покровные ледники севера Западной Сибири должны были развиваться *метахронно*. Впоследствии с использованием данной схемы П.С. Бородавко была обоснована эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы (Бородавко, 2003, 2009).

С другой стороны, в настоящее время имеется ряд данных, свидетельствующих о *синхронности* последнего оледенения на Алтае с сартанским оледенением Западной Сибири (11–24 тыс. лет назад), максимум которого наблюдался около 18–20 тыс. лет назад. Датировки отложений последнего оледенения и предшествующего ему интергляциала объединены в таблице 1. На время начала наступания ледников указывают радиоуглеродные датировки древесины КИ – 912 и КИ – 913, обнаруженной в моренах массива Монгун-Тайга А.С. Ревушкиным (1979). Очевидно, потепление, предшествующее этому событию, носило интергляциальный характер, на что указывают останки древесной растительности выше современной границы леса (Ревушкин, 1979; Чистяков и др., 2000). Датировки в бассейне р. Иня СОАН-2240 и СОАН-2239 показывают,

что прорывы ледниково-подпрудных озер начались около 25 тыс. лет назад (Барышников, 1992). Максимум похолодания маркируется радиоуглеродной датировкой черепа бизона СОАН-6612 из обнажения основной морены в долине р. Абай (Галахов, Русанов, 2008).

Космогенные датировки по  $^{10}\text{Be}$  показывают, что ледниково-подпрудные озера в бассейне р. Чуи существовали, по крайней мере, до 16 тыс. лет назад (Reuter et al., 2006; Рудой и др., 2006; Рудой, Земцов, 2010). Примерно такое же время (15,6 тыс. лет назад), показывают радиоуглеродные датировки начала накопления органики в озерах на Улаганском плато (Blyakharchuk et al., 2004). Существуют также термолюминесцентные датировки отложений последнего похолодания в пределах исследуемого района. Так, В.С. Шейнкманом получены ТЛ-датировки отложений перигляциального комплекса в Чуйской котловине сартанского возраста. В устье р. Куэхтонар им получены датировки песков подпрудного бассейна перед сартанской мореной возрастом  $14,5 \pm 1,5$  и  $13,5 \pm 1,5$  тыс. лет (Шейнкман, 2002). ТЛ-датировки этого моренного комплекса, представленные в статье П. Карлинга с соавторами (2002), показали возраст 18-20 и 30 тыс. лет назад. Но следует заметить, что в последнее время отношение ряда исследователей к реконструкциям, основанным на ТЛ-датировании неоднозначно, в особенности это касается датировок, полученных во второй половине XX века (Агатова и др., 2004, 2009; Зольников, Мистрюков, 2008 и др.).

**Ледниковые отложения бассейна верхней Чуи и время их формирования.** Проанализированы опубликованные материалы по стратиграфии и геоморфологии плейстоценовых отложений района исследований (Девяткин, 1965; Разрез..., 1978; Окишев, 1980, 1982; Стратиграфия..., 1984; Бутвиловский, 1993; Шейнкман, 2002, Агатова и др., 2004, 2009; Рудой, Русанов, 2006; Зольников, Мистрюков, 2008 и др.), а также фондовые материалы Горно-Алтайской экспедиции – геологические отчеты, геоморфологические карты, карты четвертичных отложений. Морфологически в современном рельефе выделяются отложения трех оледенений – среднелепистоценового (максимального, согласно терминологии Е.В. Девяткина) и двух позднепleistоценовых (постмаксимальных).

Рассмотрены **схемы плейстоценовых оледенений Юго-Восточного Алтая**, составленные Е.В. Девяткиным (1965), Л.Н. Ивановским (Атлас..., 1978) и П.А. Окишевым (1982) на основе морфологического метода. Сопоставив их, мы предлагаем назвать второе постмаксимальное (по Е.В. Девяткину), третью (мультипскую) стадию (по Л.Н. Ивановскому), второй мегастадиал (по П.А. Окишеву) – *максимумом последнего похолодания*. Его возраст соответствует сартанскому оледенению Западной Сибири, в соответствии с общепринятой региональной стратиграфической схемой (Четвертичная система..., 2008).

На схемах Е.В. Девяткина и Л.Н. Ивановского отмечено, что в максимум последнего похолодания оледенение хребтов Курайского и Чихачева было незначительным, а северные склоны хребта Сайлюгем были свободны ото льда на протяжении всего неоплейстоцена. Если в бассейне р. Тархаты реконструируются лишь наиболее древние ледники, то в соседних бассейнах Чаган-Бургазы

и Уландрык ледников не отмечается, поскольку здесь нет ни конечных морен, ни стадияльных.

Таблица 1 –  $^{14}\text{C}$  и  $^{10}\text{Be}$  датировки отложений позднего неоплейстоцена на Алтае

| №                                                                                               | Место отбора пробы                                                       | Дата         | Метод датирования | Индекс датировки | Источник               |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------|-------------------|------------------|------------------------|
| 1                                                                                               | Исток р. Мугур, древесина, погребенная мореной                           | 27 500±180   | $^{14}\text{C}$   | КИ – 912         | Ревушкин, 1979         |
| 2                                                                                               | То же                                                                    | 25 100±160   | $^{14}\text{C}$   | КИ – 913         | Ревушкин, 1979         |
| 3                                                                                               | р. Абай, фрагмент черепа бизона в обнажении основной морены              | 18 590±345   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-6612        | Галахов, Русанов, 2008 |
| 4                                                                                               | р. Иня. Озерные глины                                                    | 22 275±370   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-2240        | Барышников, 1992       |
| 5                                                                                               | То же                                                                    | 23 250±400   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-2239        | Барышников, 1992       |
| 6                                                                                               | То же                                                                    | 20 500±240   | $^{14}\text{C}$   |                  | Бутвиловский, 1993     |
| 7                                                                                               | Долина р. Кубадру                                                        | 15 320±1005  | $^{14}\text{C}$   |                  | Бутвиловский, 1993     |
| 8                                                                                               | р. Чаган-Узун, алевроит                                                  | 25 300±600   | $^{14}\text{C}$   | МГУ-ИОАНН-65     | Разрез..., 1978        |
| 9                                                                                               | р. Чаган, карбонатные конкреции в озерно-ледниковых отложениях           | 20 290±250   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-3116        | Бутвиловский, 1996*    |
| 10                                                                                              | То же                                                                    | 19 250±145   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-3115        | Бутвиловский, 1996*    |
| 11                                                                                              | р. Чаган, морена. карбонатные конкреции в линзах алевроитов              | 20 840±160   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-3117        | Бутвиловский, 1996*    |
| 12                                                                                              | Курайская котловина, долина р. Тюргунь, косослоистые пески и гравийники. | 20 750±220   | $^{14}\text{C}$   | СОАН-4971        | Высоцкий, 2009         |
| 13                                                                                              | Чуйская котловина, ур. Камсуг, гравийно-галечная гряда                   | 35 870±490   | $^{14}\text{C}$   | Beta-159972      | Бородавко, 2003        |
| 14                                                                                              | р. Чаган-Узун. Озерно-ледниковые отложения                               | > 45 000     | $^{14}\text{C}$   | Beta-147107      | Бородавко, 2003        |
| 15                                                                                              | Курайская котловина, р. Арталук, озерные отложения                       | 32 190 ± 260 | $^{14}\text{C}$   | Beta-137035      | Carling [et al]., 2002 |
| 16                                                                                              | Долина р. Бии в районе с. Чоя. Подстилающий аллювий                      | 18 620±300   | $^{14}\text{C}$   |                  | Русанов, 2004**        |
| 17                                                                                              | Там же, Перекрывающий дилувий                                            | 17 600±500   | $^{14}\text{C}$   |                  | Русанов, 2004**        |
| 18                                                                                              | То же                                                                    | 17 200±245   | $^{14}\text{C}$   |                  | Русанов, 2004**        |
| 19                                                                                              | Древесина лиственницы в морене ледника Правоцентральный Мугур            | 57 810       | $^{14}\text{C}$   | ЛУ-3666          | Чистяков [и др.], 2000 |
| 20                                                                                              | То же                                                                    | 56 170       | $^{14}\text{C}$   | ЛУ-3667          | Чистяков [и др.], 2000 |
| 21                                                                                              | То же                                                                    | 48 800       | $^{14}\text{C}$   | ЛУ-3668          | Чистяков [и др.], 2000 |
| 22                                                                                              | То же                                                                    | 50 070       | $^{14}\text{C}$   | ЛУ-4434          | Чистяков [и др.], 2000 |
| 23                                                                                              | То же                                                                    | 49 940       | $^{14}\text{C}$   | ЛУ-4436          | Чистяков [и др.], 2000 |
| 24                                                                                              | Курайская котловина, дропстоун                                           | 15 900±600   | $^{10}\text{Be}$  | KU-0301          | Reuter [et al], 2006   |
| 25                                                                                              | Чуйская котловина, дропстоун                                             | 16 000±600   | $^{10}\text{Be}$  | KO-03-01         | Reuter [et al], 2006   |
| 26                                                                                              | То же                                                                    | 15 800±700   | $^{10}\text{Be}$  | CHU-03-04        | Reuter [et al], 2006   |
| 27                                                                                              | Яломанская котловина, Гигантская валунная берма                          | 15 270±1050  | $^{10}\text{Be}$  | KBBS1.1          | Рудой [и др.], 2006    |
| 28                                                                                              | То же                                                                    | 15 900±930   | $^{10}\text{Be}$  | KBBS1.2          | Рудой [и др.], 2006    |
| 29                                                                                              | Яломанская котловина, валун на дилювиальной террасе                      | 14 970±850   | $^{10}\text{Be}$  | KBBS2.1          | Рудой [и др.], 2006    |
| 30                                                                                              | То же                                                                    | 15 260±830   | $^{10}\text{Be}$  | KBBS2.2          | Рудой [и др.], 2006    |
| Примечания                                                                                      |                                                                          |              |                   |                  |                        |
| * - датировки приведены из статьи А.Н. Рудого, Г.Г. Русанова (2006);                            |                                                                          |              |                   |                  |                        |
| ** - датировки приведены из статьи А.Н. Рудого, Э.Г. Брауна, В.П. Галахова, Д.В. Черных (2006). |                                                                          |              |                   |                  |                        |

Полевые работы в долине р. Уландрык, проведенные в рамках данного исследования, показали наличие следов древнего оледенения: троговая долина,

валуны диаметром до 20 см с ледниковой штриховкой. Анализ скоростей течения показал, что современная река не могла транспортировать такие валуны. В долине р. Бугузун (хр. Чихачева) ни на одной из схем оледенение не отмечается, хотя в долине ее притока – р. Буйлюкем – в максимум последнего похолодания существовал крупный долинный ледник. Если рассчитать высоту снеговой границы с использованием имеющихся у авторов схем данных о ее депрессии, то верховья бассейнов рек в хр. Сайлюгем и Чихачева в максимум последнего похолодания должны были подниматься значительно выше снеговой границы. Очевидно, оледенение существовало, но морфологическим методом не идентифицируется.

### **Глава 3. Плановое положение ледников в максимум последнего похолодания**

В соответствии с принципом актуализма, основные гляциоклиматические закономерности, такие как формирование приходной части баланса ледников преимущественно за счет твердых осадков, их лавинного и метелевого перераспределения, связь поверхностной абляции с температурой воздуха, можно рассматривать постоянными для разных эпох (Оледенение..., 2007). Для реконструкции оледенения бассейна верхней Чуи в максимум последнего похолодания использован *метод имитационного моделирования*, разработанный В.П. Галаховым (2001) с учетом представлений об ороклиматической базе оледенения (Тронов, 1956, 1976). В основе метода – модель баланса современных горных ледников для 6 ледниковых долин: Актру, Аккема, Мульты, верховий Катунь, Чаган-Узуна и Маашея, построенная по данным натурных наблюдений в этих долинах. Для палеоледников в модели понижается современная температура до того момента, когда его баланс будет равен нулю. Для стационарирования палеоледника в период 18-20 тыс. лет назад потребовалось понижение температуры на 2°C (Галахов, Мухаметов, 1999). Используя матрицу баланса палеоледников, были получены высоты древней фирновой границы (линия нулевого баланса) и ледниковые коэффициенты.

Для оценки планового положения ледников в долинах, где провести подробное моделирование поверхностного массообмена невозможно, была разработана упрощенная схема расчета планового положения горных ледников (Галахов, 2001). Полученные с помощью подробной модели депрессия фирновой границы и ледниковый коэффициент были связаны с абляцией-аккумуляцией на высоте современной фирновой границы. Ее можно рассчитать для любой ледниковой долины по формуле Кренке-Ходакова (Кренке, 1982):

$$A = 1,33 (t_{лет} + 9,66)^{2,85} \quad (1)$$

где  $A$  – таяние на высоте границы питания,  $t_{лет}$  – средняя многолетняя температура воздуха за летний период (июнь-август) на высоте границы питания. Зависимости получены статистически значимые (рисунок 2).

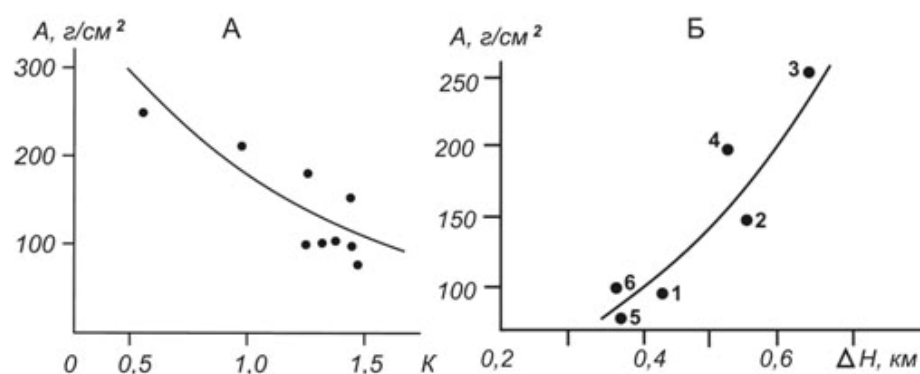


Рисунок 2 – Зависимость ледникового коэффициента  $K$  (А) и депрессии снеговой границы  $\Delta H$  18 тыс. лет назад (Б) от величины современной абляции-аккумуляции  $A$ ,  $г/см^2$  (Галахов, 2001)

Бассейны: 1 – Актру, 2 – Аккем, 3 – Мульта, 4 – Катунь, 5 – Чаган-Узун, 6 – Машей.

И.М. Лебедевой (2010) была математически обоснована связь средней летней температуры и депрессии снеговой границы в эпоху последнего похолодания на примере гор Высокой Азии. Коэффициент корреляции линейной связи депрессии снеговой границы и средней летней температуры для данного региона равен 0,95– 0,98. С помощью карт депрессии снеговой границы из работы И.М. Лебедевой (2010) и данных по абляции-аккумуляции на высоте современной снеговой границы из Атласа снежно-ледовых ресурсов (1997) нами были построены зависимости, аналогичные представленным на рисунке 2. Зависимости также получились статистически значимые (рисунок 3).

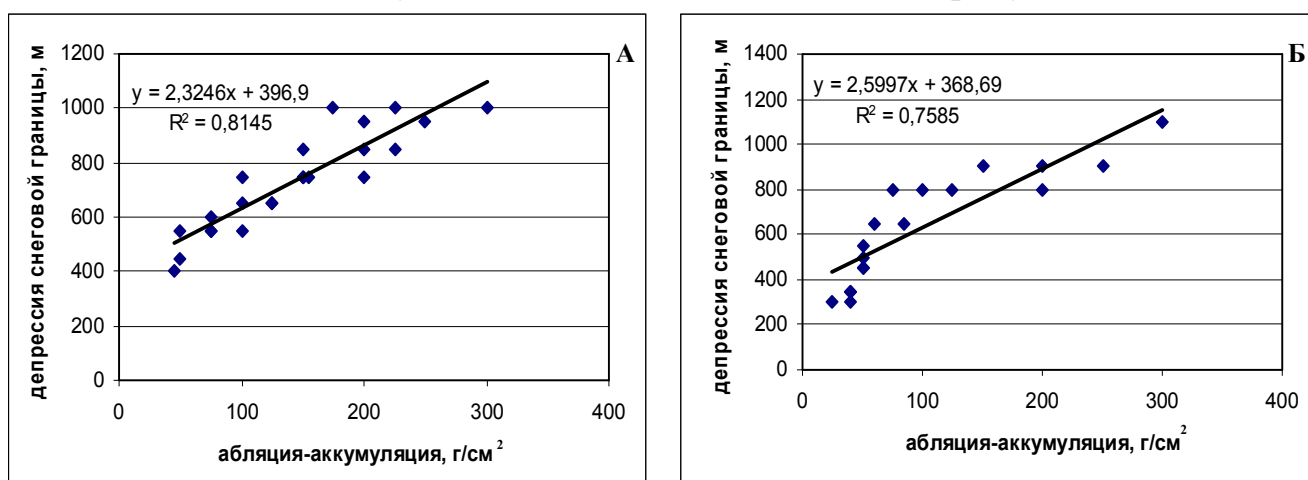


Рисунок 3 – Зависимость депрессии снеговой границы в максимум последнего похолодания от величины абляции-аккумуляции на высоте современной фирновой границы (Самойлова, 2010)

А – Памиро-Алай. Б – Куньлунь-Тибет-Гималайский регион.

Это полностью подтверждает правомерность использования величины современной абляции-аккумуляции для оценки депрессии снеговой границы. Естественно, эти зависимости будут для разных горных стран свои (см. рисунки 2 и 3). Поэтому метод (Галахов, 2001) имеет ограниченную область применения – Горный Алтай. Для построения плановой модели палеоледника с помощью рисунка 2 можно найти депрессию фирновой границы и ледниковый коэффициент. Высоту современной фирновой границы можно рассчитать по дан-

ным Каталога ледников (1974) с учетом рекомендаций А.Н. Кренке (1982). При плановом построении палеоледников необходимо учитывать их толщину (для крупных долинных ледников не менее 250 м) и экспозицию склонов (на южных склонах высота фирновой границы принимается на 150 м выше). Построение фирнового бассейна и языка палеоледника следует производить с учетом его толщины и рельефа долины.

Оценка достоверности описанного метода проводилась ранее для долины р. Абай в Центральном Алтае (из морены получена датировка СОАН-6612, возраст  $18\,590 \pm 345$  лет) (Галахов, Русанов, 2008), верховьев р. Коксы (Рудой, Русанов, 2010). Произведенное в рамках диссертационной работы опробование метода на ключевых участках Юго-Восточного Алтая – долинах Тете (Курайская котловина) и Мугур (Массив Монгун-Тайга) показало хорошее соответствие результатов моделирования и материалов геоморфологических исследований.

Все это дало нам основание применить метод к бассейну верхней Чуи (рисунок 4). На полученную схему планового положения ледников наложена объемная модель ледниково-подпрудного озера. Линия уреза и глубины соответствуют абсолютной отметке зеркала озера 2100 м.

Количественные характеристики палеоледников приведены в таблице 2. Общая площадь оледенения бассейна верхней Чуи в максимум последнего похолодания составляла около 3500 км<sup>2</sup>, что превосходит площадь современных ледников в 22 раза (при расчете площадей фирновых бассейнов в соответствии с рекомендациями П.А. Окишева (1982, с. 34) вводилась поправка 10%).

Положению ледников по модели, как правило, соответствуют выраженные в рельефе конечно-моренные комплексы (рисунки 5, 6). В долинах хребта Чихачева – Юстыд и Бар-Бургазы эти морены по морфологическим признакам отнесены Г.Г. Русановым, в соответствии с региональной стратиграфической схемой (Четвертичная система, 2008), к аккемскому оледенению позднеплейстоценового возраста, т.е. максимуму последнего похолодания. Морены у подножья Южно-Чуйского хребта отнесены к предшествующему ему чибитскому позднеплейстоценовому оледенению. Судя по результатам моделирования, они моложе и были сформированы ледниками максимума последнего похолодания. В долинах хребта Сайлюгем и р. Бугузун в хребте Чихачева, согласно модели, существовали крупные долинные ледники, но выраженных конечно-моренных комплексов максимума последнего похолодания не обнаружено.

При абсолютной отметке уреза ледниково-подпрудного озера в 2100 м языки ледников и ледниковые отложения подвергались влиянию озера: это ледники Чаган-Узун, Елангаш, Ирбисту, Кокозек (хребет Южно-Чуйский), Чаган-Бургазы (хребет Сайлюгем), Бугузун (хребет Чихачева). Таким образом, результаты моделирования в большинстве случаев, так или иначе, подтверждаются геоморфологическими материалами. Наблюдаются расхождения в определении возраста морен, но к настоящему моменту он не подтвержден абсолютными датировками.

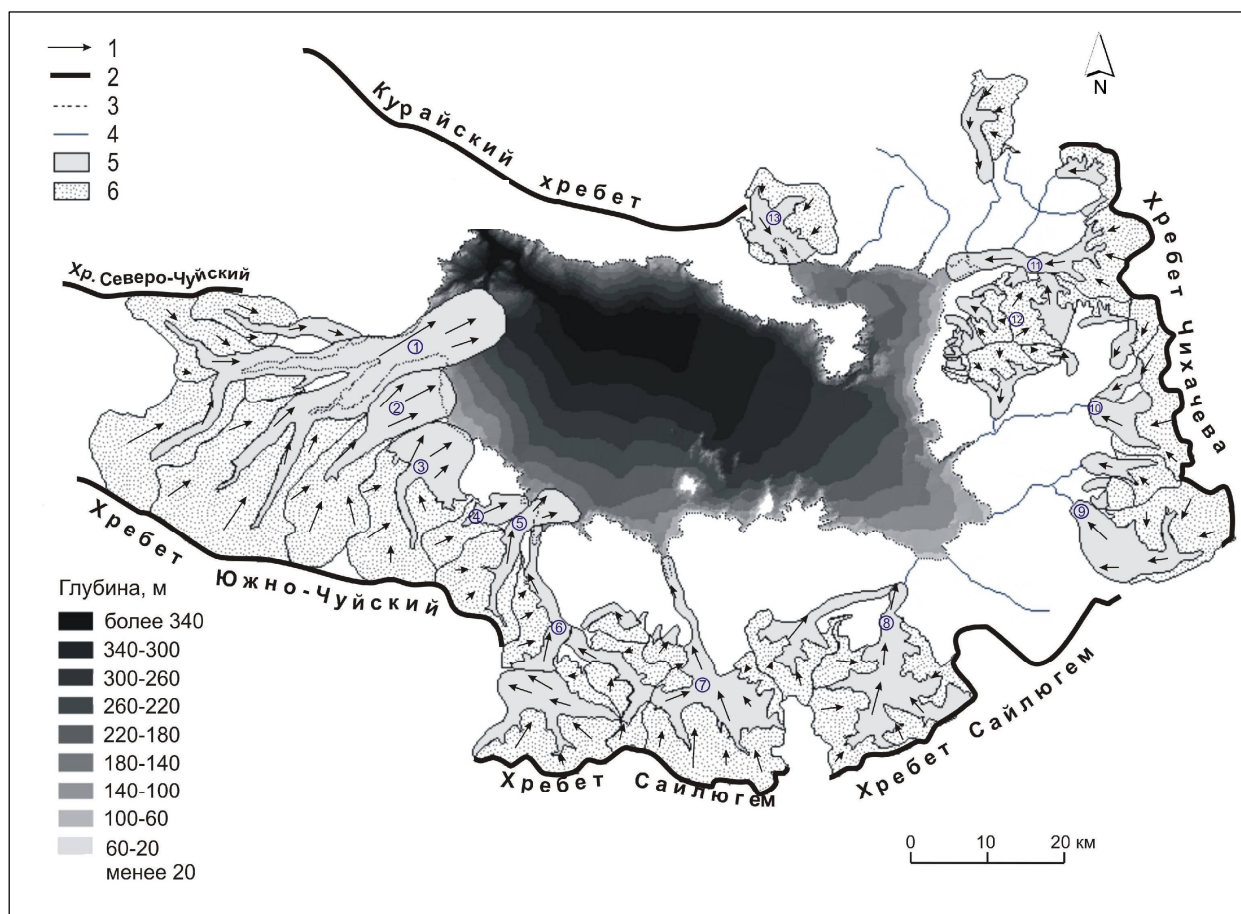


Рисунок 4 – Схема планового положения ледников бассейна верхней Чуи в максимум последнего похолодания

Условные обозначения: 1 – направление движения льда; 2 – осевые части горных хребтов; 3 – урез Пра-Чуйского озера; 4 – реки; 5 – языки палеоледников; 6 – фирновые бассейны. Основные ледниковые долины: 1 – Чаган-Узун, 2 – Елангаш, 3 – Ирбисту, 4 – Себыстей, 5 – Кокозек, 6 – Тархата, 7 – Чаган-Бургазы, 8 – Уландрык, 9 – Юстыд, 10 – Бар-Бургазы, 11 – бассейн Бугузуна, 12 – массив Талдуаир, 13 – Кокоря.

Таблица 2 – Площади палеоледников в бассейне верхней Чуи в максимум последнего похолодания

| Долина                             | Высота современной фирновой линии, $H_{\text{совр}}, \text{ м}$ | Высота древней фирновой линии $H_{\text{др}}, \text{ м}$ | Площадь фирновых бассейнов, $S_{\text{с}}, \text{ км}^2$ | Площадь языков, $S_{\text{а}}, \text{ км}^2$ | Общая площадь ледников, $S_{\text{общ}}, \text{ км}^2$ |
|------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
| р. Чаган-Узун                      | 3100                                                            | 2700                                                     | 610                                                      | 400                                          | 1010                                                   |
| р. Елангаш                         | 3150                                                            | 2750                                                     | 138                                                      | 92                                           | 230                                                    |
| р. Ирбисту                         | 3130                                                            | 2730                                                     | 140                                                      | 93                                           | 233                                                    |
| р. Кокозек (с р. Себыстей)         | 3150                                                            | 2750                                                     | 127                                                      | 85                                           | 212                                                    |
| р. Тархата                         | 3150                                                            | 2750                                                     | 240                                                      | 160                                          | 400                                                    |
| р. Чаган-Бургазы                   | 3240                                                            | 2840                                                     | 180                                                      | 120                                          | 300                                                    |
| р. Уландрык (с р. Б. Шибеты)       | 3240                                                            | 2840                                                     | 220                                                      | 150                                          | 370                                                    |
| р. Юстыд                           | 3240                                                            | 2840                                                     | 155                                                      | 110                                          | 265                                                    |
| р. Бар-Бургазы                     | 3240                                                            | 2840                                                     | 145                                                      | 90                                           | 235                                                    |
| р. Бугузун                         | 3240                                                            | 2840                                                     | 208                                                      | 130                                          | 338                                                    |
| долины СЗ-склонов массива Талдуаир | 3240                                                            | 2840                                                     | 38                                                       | 23                                           | 61                                                     |
| р. Кокоря                          | 3240                                                            | 2840                                                     | 68                                                       | 45                                           | 113                                                    |
| <b>ВСЕГО</b>                       |                                                                 |                                                          | <b>2269</b>                                              | <b>1498</b>                                  | <b>3767</b>                                            |

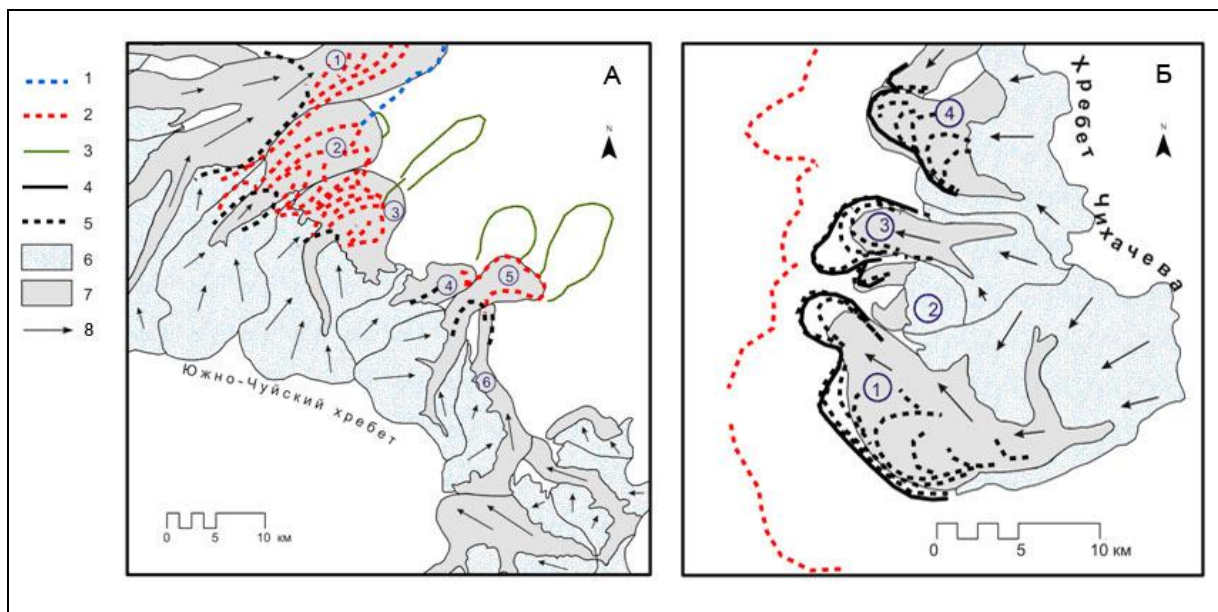


Рисунок 5 – Схема расположения ледников хребтов Южно-Чуйского и Чихачева в максимум последнего похолодания

Условные обозначения: 1 – граница распространения ледниковых отложений чуйского оледенения; 2 – морены чибитского оледенения; 3 – граница флювиогляциальных отложений; 4 – граница распространения ледниковых отложений аккемского оледенения; 5 – конечные и береговые моренные гряды аккемского оледенения; 6 – фирновые бассейны; 7 – языки палеоледников; 8 – направления движения льда.

А – Северо-восточный склон Южно-Чуйского хребта. Долины: 1 - Чаган-Узун; 2 - Елангаш; 3 - Ирбисту; 4 - Себыстей; 5 - Кокозек; 6 – Тархата. Б – Западный склон хребта Чихачева. Долины: 1 – Богуты; 2 – Чаган-Гол; 3 – Нарын-Гол; 4 – Бар-Бургазы.

*Примечание – Контуры ледниковых отложений и моренных гряд нанесены по материалам карты палеоген-четвертичных отложений и геоморфологической карты, составленных Г.Г. Русановым.*

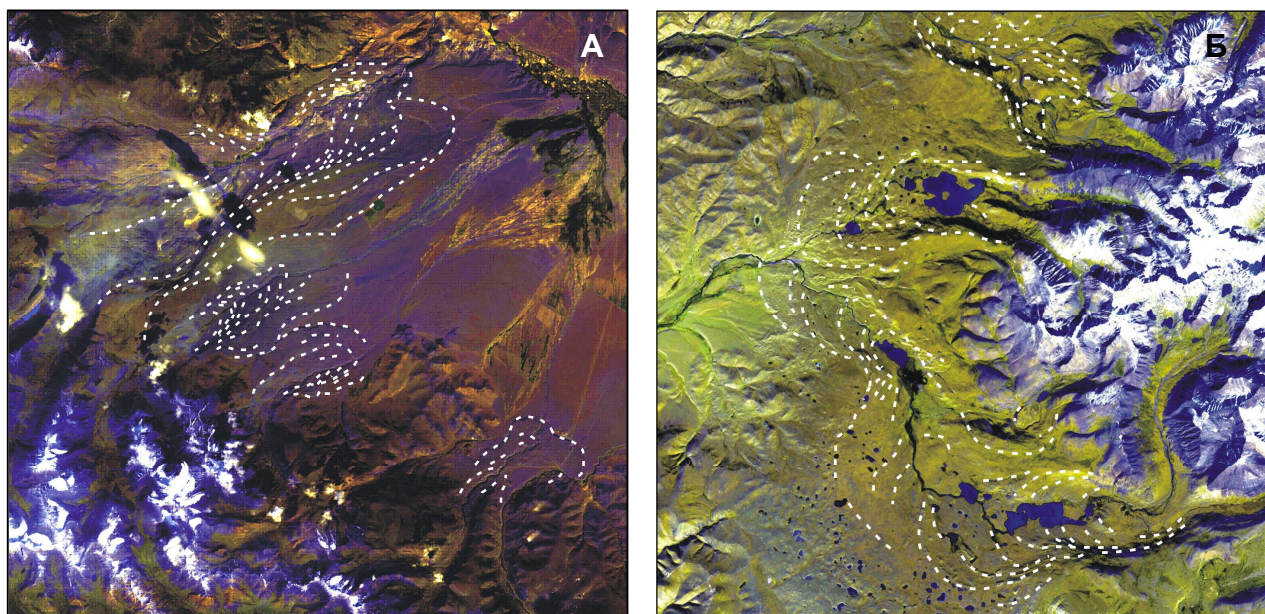


Рисунок 6 – Моренные комплексы у подножья хр. Южно-Чуйского (А) и хр. Чихачева (Б).  
Фрагменты космических снимков ASTER (14.09.2008 г. и 22.09.2010 г.)

#### Глава 4. Влияние ледниково-подпрудного озера на языки ледников и формирование моренных комплексов

В настоящий момент существование в Чуйской и Курайской котловинах озер в периоды оледенений не вызывает сомнений. Следы их деятельности прослеживаются по периферии котловин в виде многочисленных волноприбойных террас, подробное описание которых можно найти в работах (Попов, 1962; Девяткин, 1965; Бородавко, 2003; Русанов, 2007, 2008 и др.), озерных отложений, а также дропстоунов, перенесенных в акваторию айсбергами, отколотыми от ледников.

**Время существования озера** в период последнего похолодания оценивается в несколько тысяч лет. О времени формирования и первых прорывах палеозер – около 25 тыс. лет назад – можно судить по радиоуглеродным датировкам озерных отложений в бассейне р. Иня (Барышников, 1992). Имеются многочисленные свидетельства существования озера в Чуйской котловине, по крайней мере, до 16 тыс. лет назад (см. таблицу 1). Очевидно, это время соответствует началу деградации ледников максимума последнего похолодания.

**Абсолютная отметка зеркала озера** 16 тыс. лет назад составляла не менее 2000 м (положение датированных дропстоунов (Reuter et al., 2006)) и не более 2100 м (максимальный уровень волноприбойных террас, по П.С. Бородавко (2003)). Исходя из высоты этой отметки, мощность ледниковой плотины, сформировавшей ледниково-подпрудное озеро, составляла не менее 350 – 400 м (при условии ее расположения в районе устья Куэхтонара), или не менее 650 м (при условии ее расположения ниже Курайской котловины). Существование, с одной стороны, волноприбойных террас, выработанных в моренных отложениях, с другой – дропстоунов возрастом около 16 тыс. лет назад указывают на то, что в период последнего похолодания озеро контактировало как с моренами, так и непосредственно с языками ледников, поскольку транспортировка дропстоунов могла осуществляться только с помощью айсбергов.

**Характеристика волноприбойных процессов Пра-Чуйского озера.** Параметры волн определяются скоростью, временем действия ветра и разгоном волн для водоема, линейные размеры которого не превышают 100 км и выполняется условие:  $H > 0,5\lambda_0$  (волны на «глубокой воде»), где  $H$  – глубина бассейна, а  $\lambda_0$  – средняя длина волн на бесконечной глубине (Руководство..., 1978).

Высоты и периоды волн Пра-Чуйского озера (таблица 3) рассчитывались с помощью программы «Береговой инженерный калькулятор», разработанной в ИВЭП СО РАН И.О. Леонтьевым, К.В. Марусиным и А.А. Шибких. В ее основе лежат формулы, разработанные Ю.М. Крыловым с соавторами (Крылов, 1975):

$$\frac{g\bar{H}}{V^2} = 0.16 \left\{ 1 - \left[ 1 + 0.006 \left( \frac{gX}{V^2} \right)^{0.5} \right]^{-2} \right\} \times th \left( 0.625 \frac{\left( \frac{gh}{V^2} \right)^{0.8}}{\left\{ 1 - \left[ 1 + 0.006 \left( \frac{gX}{V^2} \right)^{0.5} \right]^{-2} \right\}} \right) \quad (2)$$

$$\frac{g\bar{T}}{V} = 3.1 \times 2\pi \left( \frac{g\bar{H}}{V^2} \right)^{0.625} \quad (3)$$

где  $\bar{H}$  и  $\bar{T}$  – средняя высота (м) и период волны;  $V$  – скорость ветра, м/с;  $X$  – длина разгона волн, м;  $h$  – средняя глубина водоема на разгоне, м;  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>.

Ударное воздействие волн рассчитывалось с помощью формулы Хирои (Пышкин, 1973; Goda, 2000):

$$P = 1.5 \rho g H \quad (4)$$

где  $P$  – давление (сила на единицу площади) прибойной волны на вертикальную стенку Н/м<sup>2</sup>,  $\rho$  – плотность воды, кг/м<sup>3</sup>,  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>,  $H$  – высота волны, м.

Таблица 3 – Средняя ( $H$ , м) и значимая ( $H_{sig}$ , м) высота волн в «глубоком» водоеме при нерегулярном волнении

| Направление ветра | Длина разгона, км | Максимальная скорость ветра, м/с |                  |      |                  |      |                  |      |                  |      |                  |      |                  |
|-------------------|-------------------|----------------------------------|------------------|------|------------------|------|------------------|------|------------------|------|------------------|------|------------------|
|                   |                   | 5                                |                  | 10   |                  | 15   |                  | 20   |                  | 25   |                  | 30   |                  |
|                   |                   | H                                | H <sub>sig</sub> | H    | H <sub>sig</sub> | H    | H <sub>sig</sub> | H    | H <sub>sig</sub> | H    | H <sub>sig</sub> | H    | H <sub>sig</sub> |
| С                 | 30                | 0,26                             | 0,41             | 0,70 | 1,12             | 1,17 | 1,88             | 1,62 | 2,59             | 2,03 | 3,25             | 2,40 | 3,85             |
| СВ                | 30                | 0,26                             | 0,41             | 0,70 | 1,12             | 1,17 | 1,88             | 1,62 | 2,59             | 2,03 | 3,25             | 2,40 | 3,85             |
| В                 | 60                | 0,30                             | 0,48             | 0,86 | 1,38             | 1,45 | 2,32             | 1,98 | 3,17             | 2,43 | 3,89             | 2,82 | 4,51             |
| ЮВ                | 70                | 0,31                             | 0,49             | 0,90 | 1,43             | 1,51 | 2,42             | 2,05 | 3,28             | 2,51 | 4,02             | 2,90 | 4,64             |
| Ю                 | 30                | 0,26                             | 0,41             | 0,70 | 1,12             | 1,17 | 1,88             | 1,62 | 2,59             | 2,03 | 3,25             | 2,40 | 3,85             |
| ЮЗ                | 30                | 0,26                             | 0,41             | 0,70 | 1,12             | 1,17 | 1,88             | 1,62 | 2,59             | 2,03 | 3,25             | 2,40 | 3,85             |
| З                 | 60                | 0,30                             | 0,48             | 0,86 | 1,38             | 1,45 | 2,32             | 1,98 | 3,17             | 2,43 | 3,89             | 2,82 | 4,51             |
| СЗ                | 70                | 0,31                             | 0,49             | 0,90 | 1,43             | 1,51 | 2,42             | 2,05 | 3,28             | 2,51 | 4,02             | 2,90 | 4,64             |

Максимальные скорости ветра приняты равными современным (Справочник..., 1966), хотя при наличии в котловине озера они должны быть еще выше (Методические рекомендации..., 1975). Преобладающие направления ветров приняты субширотными, как и современные. О постоянстве направлений ветров со времени последнего оледенения свидетельствуют особенности ориентировок каров на Алтае (Ивановский, 1967, 1981), направления форм эолового рельефа в равнинной части Сибири (Зыкин, 2010). Сама морфология котловины, ее вытянутость с запада на восток во многом определяет направление ветра. С учетом этого картина волнового воздействия на берега Пра-Чуйского озера выглядела следующим образом (рисунок 7).

Высота волн палеозера при ураганных ветрах (30 м/с) достигала 4,5 м (таблица 3), а сила давления – 60 кН/м<sup>2</sup> (6 т/м<sup>2</sup>) и более (рисунок 8). Подобные величины давления волн являются критическими для некоторых видов связных и полускальных грунтов (Есин и др., 1980), и способны сдвинуть с места, даже опрокинуть довольно крупные блоки горных пород (Баском, 1966).

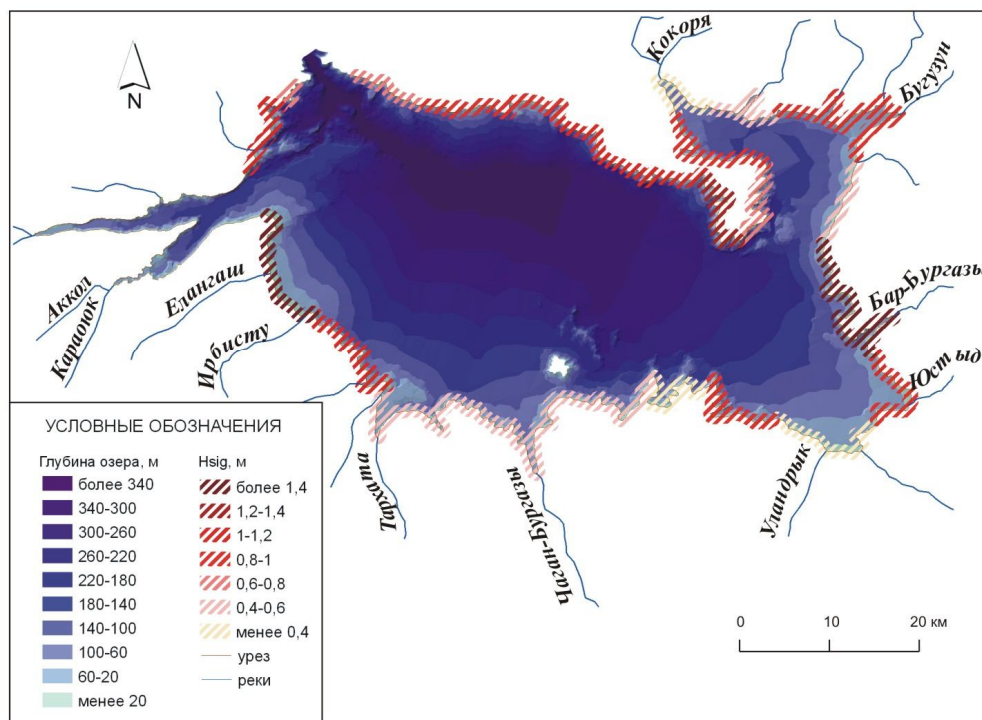


Рисунок 7 – Высоты волн в прибрежных частях акватории Пра-Чуйского озера

*Примечание – Волны рассчитаны при следующих исходных параметрах: преобладающие направления ветра – субширотные; скорость ветра – 10 м/с.*

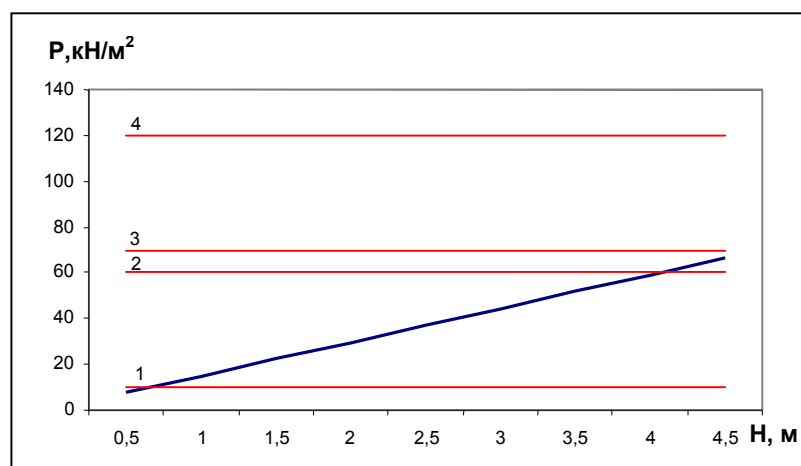


Рисунок 8 – Зависимость давления прибойной волны  $P$  от ее высоты  $H$

1 – глина ( $dPQ_{3-4}$ ); 2 – песчаник слабосцементированный ( $P_2tt_2$ ); 3 – суглинок ( $fgQ_2$ ); 4 – алев-ролит ( $P_2kz_2$ ).

*Примечание – красными линиями указаны пределы сопротивления волновому воздействию, переведенные в  $кН/м^2$  (Есин и др., 1980, с. 58, таблица 4).*

При воздействии волн подобной силы языки ледников разрушались, а переносимый ими моренный материал выносился в акваторию озера. Наибольшей высоты волны достигали у северо-восточных склонов Южно-Чуйского хребта и западного склона хребта Чихачева. Исследование петрографического состава дропстоунов (Девяткин, 1965) указывает на то, что они были вынесены в озеро

из Южно-Чуйского хребта ледниками долин Чаган-Узун, Ирбисту, Тархаты. Еще одним важным фактором разрушения языков ледников являлась термоабразия. Современные аналоги таких ледников характеризуются значительным разрушением языка (формируется ледяной обрыв) и отсутствием конечной морены.

Переформирование моренных отложений осуществлялось через классические механизмы формирования берегов (Есин и др., 1980; Поздняков, 1988; Леонтьев, 2001; Овчинников и др., 2002 и др.) с развитием типичных для современных водоемов форм берегового рельефа.

### **Выводы**

1. Современное оледенение бассейна верхней Чуи – результат взаимодействия комплекса факторов – «ороклиматической базы». В периоды похолоданий механизмы влияния этих факторов на оледенение были аналогичны современным.

2. В настоящее время имеется ряд данных, свидетельствующих о синхронности последнего похолодания на Алтае с сартанским оледенением Западной Сибири. Время его максимума – 18-20 тыс. лет назад.

3. Морфологический метод не всегда дает объективную картину былого распространения ледников. Об этом говорят значительные различия в интерпретации одного и того же фактического материала, несоответствие параметров палеоледников ороклиматической базе.

4. Согласно результатам моделирования, в максимум последнего похолодания оледенение бассейна верхней Чуи носило горно-долинный характер, его площадь составляла около 3500 км, что в 22 раза больше площади современных ледников района.

5. Проверка результатов моделирования показала, в основном, соответствие положения ледников и конечно-моренных комплексов. Расхождения наблюдаются для ледников, испытавших воздействие озера. Террасированность внешнего края морен, сглаженность их форм или отсутствие выраженных «классических» морен в рельефе – результат волноприбойных процессов Пра-Чуйского озера, что подтверждено расчетами параметров волн, выполненными с помощью общепринятых подходов.

Таким образом, модель планового положения ледников на максимум последнего похолодания вполне достоверна и позволяет оценить их распространение. В некоторых случаях модель дает приближенное положение языков ледников, поэтому необходимо использование и других методов (морфологического, споро-пыльцевого, датирования по  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  и др.). При затрудненной диагностике древнеледниковых форм рельефа с помощью модели можно ориентировочно определить их генезис и время формирования.

## Список работ, опубликованных по теме диссертации

### в изданиях, рекомендованных ВАК:

1. Галахов В.П., **Самойлова С.Ю.** Древнее оледенение «сухих» долин Чуйской котловины (Юго-Восточный Алтай) // Известия РГО.– 2008. – Вып. 3. – С. 35 – 39.
2. Винокуров Ю.И., Галахов В.П., **Самойлова С.Ю.**, Циликаина С.В., Быков Н.И., Аюрзана Ч. Опыт использования ледников для оценки современного увлажнения (Чуйская котловина, Юго-Восточный Алтай) // Проблемы региональной экологии. – 2008. – №6. – С. 58 – 63.

### в других изданиях:

3. **Самойлова С.Ю.** Методологические аспекты палеогляциологических исследований // Интеллектуальный потенциал ученых России – 2006.– №4. – С. 74 – 77.
4. Галахов В.П., **Самойлова С.Ю.** Оледенение Чуйской котловины в максимум последнего похолодания (Юго-Восточный Алтай) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: Геос, 2007. – С. 70 – 72.
5. Галахов В.П., **Самойлова С.Ю.** Моделирование планового положения ледников периода максимума последнего похолодания (по исследованиям в Чуйской котловине) // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: материалы иркутского геоморфологического семинара, чтений памяти Н.А. Флоренсова. – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2007. – С.180 – 181.
6. Галахов В.П., **Самойлова С.Ю.** Оледенение максимума последнего похолодания хребта Сайлюгем (Юго-Восточный Алтай) // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2007. – № 2. – С.36 – 38.
7. Галахов В.П., **Самойлова С.Ю.**, Быков Н.И., Циликаина С.В., Аюрзана Ч. Современные осадки днища Чуйской котловины (Юго-Восточный Алтай) // Мир науки, культуры, образования. – 2008. –№5(12) – С. 32 – 35.
8. **Самойлова С.Ю.** Влияние волноприбойной деятельности ледниково-подпрудного озера на языки ледников Чуйской котловины в позднем плейстоцене // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2009.– №1. – С. 83 –86.
9. **Самойлова С.Ю.** К вопросу о времени последнего плейстоценового похолодания на территории Алтая // Труды Томского государственного университета. – Т. 277. – Сер. геолого-географическая: Актуальные вопросы географии и геологии: Матер. Всерос. молодежной науч. конф. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2010. – С. 44 – 46.
10. **Самойлова С.Ю.** Депрессия снеговой границы горных ледников в максимум последнего похолодания (поздний плейстоцен) и возможности ее оценки // Мир науки, культуры, образования. – 2010. –№6(25). – Ч. 1. – С. 242 – 244.