

© А. А. Аля́ев, Е. А. Хасанов, И. А. Аля́ев

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЫСОТНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ФИРНОВОЙ ЛИНИИ НА ЛЕДНИКАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ И ЕЕ СВЯЗЬ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

Высотное положение фирновой границы на ледниках, отражающее с большой степенью точности высоту границы питания ледников, выступает надежным индикатором климатических современных и древних условий существования оледенения. Помимо определения высоты путем непосредственных наблюдений существуют косвенные методы ее оценки (Куровский, Гефер, Рейд, Щеглова и Гесс) по топографическим картам и аэроснимкам.

Для Горного Алтая В. П. Галаховым [2] разработана имитационная модель расчета баланса массы древних ледников, позволяющая определить депрессию фирновой границы на палеоледниках, контуры которых определяются геоморфологическими методами. Расчет положения фирновой границы проведен В. П. Галаховым на основе метеорологических и балансовых наблюдений в 6 ледниковых долинах Русского Алтая. По рассчитанным в рамках модели значениям была построена зависимость депрессии фирновой границы в максимум похолодания 24—22 тыс. л. н. от современных величин абляции—аккумуляции на фирновой границе (использовалась высота фирновой границы по данным Каталога ледников СССР).

Недостатком модели В. П. Галахова является допущение того, что количество осадков в исследуемую эпоху не отличалось от современного, хотя по имеющимся оценкам вероятны сценарии с аридизацией [25] и с приближением климата Алтая к морскому [1]. Кроме того, зависимость, полученная всего по 6 точкам, не вполне свободна от влияния индивидуальных особенностей каждого ледника, в частности его орографии, на баланс массы. Диапазон климатических различий между рассмотренными В. П. Галаховым участками недостаточен для того, чтобы своим влиянием перекрывать индивидуальность орографии конкретных ледников. Следует также учитывать, что даже в пределах одного ледникового узла за счет разной степени концентрации снега на ледниках аккумуляция на фирновой границе колеблется в широких пределах.

Большинство исследователей оценивает термические отличия прошлого от современности, умножая значения депрессии фирновой границы на современные высотные градиенты температуры. Сложнее одновременно оценить реакцию фирновой границы на изменение количества осадков. Одним из способов служит подход Г. Е. Глазырина [4], определяющего депрессию фирновой границы по формуле:

$$\Delta Z_f = \frac{P \cdot A_k(Z_f) + A_b(T(Z_f) + \Delta T)}{E}, \quad (1)$$

где ΔZ_f — депрессия фирновой границы, P — во сколько раз изменилось количество осадков относительно современного, $A_k(Z_f)$ — аккумуляция на современной фирновой границе (приравненная абляции при стабильном поло-

жении фирновой границы), $A_b(T(Z_f) + \Delta T)$ — абляция на современной фирновой границе при изменении средней летней температуры ΔT , E — энергия оледенения. Абляция рассчитывается по формуле Кренке—Ходакова, значения средней летней температуры на фирновой границе могут быть получены путем экстраполяции данных ближайшей метеостанции.

Реализация подхода Г. Е. Глазырина требует множества расчетов. Поэтому полезным является построение простых региональных зависимостей изменчивости положения фирновой границы от климатических параметров. Для Алтая М. В. Тронов отмечал, что «повышение или понижение летних температур на 1° влияет на снеговую границу так же, как уменьшение или увеличение количества осадков на 300 мм ... 100 м изменения высоты снеговой границы соответствуют изменению количества осадков на 180 мм» [21].

Взаимосвязь количества осадков и высоты фирновой границы рассматривается в работах В. В. Севастьянова [15, 16], где значения годового количества осадков на фирновой границе ледников Алтае-Саян рассчитывались по следующей схеме: через значения средней летней температуры на фирновой границе для 27 групп ледников по формуле Кренке-Ходакова вычислялись величины абляции, значения абляции приравнялись аккумуляции, величины аккумуляции делились на средние значения коэффициента концентрации твердых осадков на леднике. Недостаток данного подхода в том, что некоторые группы ледников (хр. Холзун, Листвяга и др.) имеют сниженное положение фирновой границы, связанное не столько с климатом, сколько с преобладанием малых форм оледенения за счет высокой концентрации твердых осадков, существующих намного ниже климатической снеговой границы, а также с малой высотой этих хребтов, что препятствует развитию ледников на больших высотах. Коэффициенты концентрации в расчетах В. В. Севастьянова не дифференцируются для гумидных и аридных районов, хотя при разных летних температурах на фирновой границе условия для метелевого переноса будут отличаться. Различны и орографические условия: на юго-востоке Алтая распространены высокие платообразные участки выравнивания, часто занятые плосковершинными ледниками. Снег, выпадающий на такие поверхности, почти не тает и перемещается на большие расстояния. Ледники в карах у подветренных склонов таких участков концентрируют снег с больших площадей (коэффициент концентрации до 2—3 и более). Поэтому в расчетах В. В. Севастьянова количество осадков для аридных районов завышено (для массива Монгун-Тайга более чем в 2 раза по сравнению с наблюдающимся [7, 24]).

Мы постарались учесть недостатки указанных выше моделей. Причиной снижения высоты фирновой границы на ледниках Алтае-Саян с юго-востока на северо-запад служат увеличение годового количества осадков (p) и понижение средних летних температур ($T_{\text{л}}$). Точкой отсчета при сопоставлении данных о положении фирновой границы центров оледенения Алтае-Саянской горной страны нами принят горный массив Монгун-Тайга, имеющий наиболее аридные условия и подробно изученный в гляциологическом и климатическом отношении. Средневзвешенная по площади ледников высота фирновой границы в массиве составляет 3350 м (на начало—середину 1990-х гг., когда положение фирновой границы было устойчивым).

Расчет $T_{\text{л}}$ на фирновой границе проводился путем экстраполяции данных ближайшей метеостанции Мугур-Аксы с помощью определенного нами многолетними наблюдениями значения местного среднелетнего вертикального

Таблица 1

Скачок температуры $T_{\text{л}} - T_{\text{с}}$ при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной [13]

Преобладающая длина ледника, км	0.0—0.3	0.3—2.0	2.0—4.0	4.0—10.0	> 10.0
$T_{\text{ск}}, ^\circ\text{C}$	0.5	0.8	1.0	1.5	2.0

склонового градиента температуры ($0.69 ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$). В полученное значение ($1.47 ^\circ\text{C}$) внесем поправку на охлаждающее влияние ледников (табл. 1). Из пяти долинных ледников массива четыре имеют длину в интервале 2—4 км, один в пределах 0.3—2 км, соответственно средняя величина поправки составила $0.96 ^\circ\text{C}$, а средняя летняя температура — $0.51 ^\circ\text{C}$.

Расчет количества осадков проводился на основе полученной натурными наблюдениями для массива Монгун-Тайга зависимости годового количества осадков от высоты [25]:

$$p = 0.346 \cdot H^{0.82}, \quad (2)$$

где p — количество осадков, мм; H — высота, м.

Расчетное значение p на фирновой границе составило 269 мм; примем, что этого количества осадков при $T_{\text{л}} 0.51 ^\circ\text{C}$ в условиях Алтая достаточно для формирования фирновой границы на соответствующей высоте. Рассчитав высоту, на которой температура равна $0.51 ^\circ\text{C}$ ($H_{0.51}$) в разных центрах оледенения Алтая, и количество осадков на этом уровне ($p_{0.51}$) (обычно большее чем 269 мм), мы можем оценить вклад увеличения количества осадков в снижение фирновой границы при движении из более аридных районов в менее аридные. Отличия центров оледенения в количестве осадков от принятого за исходное количества осадков массива Монгун-Тайга (Δp , мм) оценивается по формуле:

$$\Delta p = p_{0.51} - 269. \quad (3)$$

Связанное с разным количеством осадков отличие (ΔZ_f) положения фирновой границы на ледниках соответствующего центра оледенения от ее высоты на ледниках массива Монгун-Тайга оценивалось как разность высоты уровня $0.51 ^\circ\text{C}$ и высоты фирновой границы

$$\Delta Z_f = H_{0.51} - Z_f. \quad (4)$$

Дробность деления и число ледниковых районов определяется орографией, компактностью распределения ледников и обеспеченностью узлов оледенения метеостанциями на приемлемом для экстраполяции климатических параметров расстоянии. Чтобы свести к минимуму влияние орографии на высоту фирновой границы, рассматривались только относительно крупные долинных ледники. Поскольку с ростом площади ледника положение на нем фирновой границы приближается к уровню «климатической фирновой границы» [17], средняя высота фирновой границы каждого из районов рассчитывалась как средняя взвешенная по площади ледника величина; данные о ледниках и высоте фирновой границы брались из каталогов ледников СССР (1969—1980 гг.).

Таблица 2

Исходные данные для расчетов*

Ледниковый массив	Z_f , м	Базовая ГМС	H ГМС, м	T_d , °C	p , мм
Пик Топографов	2669	Тоора-Хем ^[12]	920	12.9	327
Ледники Стальнова	2100	Пономарево ^[18, 19]	445	15.6	837
Монгун-Тайга	3350	Мугур-Аксы ^[7]	1830	12.0	160
Тургэни-Нуру	3360	Улангом ^[23]	936	17.7	136
Шапшальский	2955	Усть-Улаган ^[6]	1241	12.5	337
Чихачева	3292	Кош-Агач ^[11]	1759	12.8	116
Таван-Богдо-Ола	3248	Бертек ^[22]	2250	8.2	201
Южный Алтай	2965	Катон-Карагай ^[9, 10]	1080	15.4	457
Южно-Чуйский	3020	Джазатор ^[22]	1600	11.8	295
Северо-Чуйский	3035	Актру ^[8]	2150	8.4	656
Восточно-Катунский	2915	Аккем ^[6]	2050	7.4	628
Центрально-Катунский	2765	Кара-Тюрек ^[8]	2601	5.5	810
Южно-Катунский	2915	Катунь ^[3, 20]	1800	9.5	681
Западно-Катунский	2670	Мульта ^[14]	1750	9.4	990

Примечание. * Пояснения обозначений — в тексте.

Исследуемый регион мало обеспечен длиннорядными метеостанциями, поэтому нам также (табл. 2) приходилось использовать данные по некоторым метеостанциям, действовавшим в ограниченные интервалы времени, но близким к центрам оледенения (например, Катунь, Бертек). Поскольку использовались средние многолетние величины, погрешности, вызванные временной неоднородностью рядов, не могли быть велики. Мы не использовали при расчетах данные о климате за последние двадцать лет, поскольку основные данные о ледниках региона относятся к 1960—1970-м гг. и климатические показатели должны им соответствовать.

Для первого этапа расчетов необходимо знать величины вертикальных склоновых градиентов температуры, которые при разной влажности воздуха в пределах района исследований тоже различны. Простой способ его определения — расчет градиента по данным наблюдений пар станций, расположенных на разной высоте. Точность такого расчета определяется расстоянием между метеостанциями. Также желательно положение метеостанций в пределах одного макросклона, так как на наветренных и подветренных склонах количество осадков и влажность воздуха могут сильно отличаться. Обеспеченность метеостанциями восточной части исследуемого региона редко позволяет проводить такие расчеты. Чтобы восполнить информацию, мы построили зависимость вертикального градиента по удовлетворяющим названным выше условиям парам станций от среднего количества осадков для данной пары станций (рис. 1).

Связь данных параметров лучше всего выражена степенной зависимостью

$$Gt = 1.264 p^{-0.1297}, \quad (5)$$

где Gt — высотный градиент температуры, °C/100 м, p — среднее годовое количество осадков для пары станций, мм. Величина коэффициента корреляции составила -0.8 .

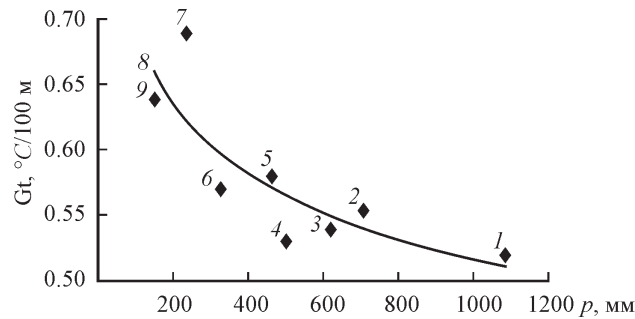


Рис. 1. Зависимость значений вертикального склонового градиента температуры (G_t , °C/100 м) от среднего для пар метеостанций годового количества осадков (p , мм).

Пары метеостанций: 1 — Пономарево—Оленья Речка [18, 19], 2 — Катанда—Мульта, 3 — Катанда—Кара-Тюрек, 4 — Онгудай [6]—Актру, 5 — Катанда—Аккем, 6 — Катон—Карагай-Бертек [22], 7 — Мугур-Аксы—метеопосты ледник Селиверстова, Левый Мугур [7, 24], 8 — Кош-Агач—Уланд-рык [8], 9 — Мугур-Аксы—Улангом [23].

Прямое использование значений высотного градиента температуры, полученного по данной зависимости, не вполне оправдано, поскольку мы подставляем в формулу значения годового количества осадков по метеостанции, а расчеты температуры осуществляются для высотного пояса между высотой метеостанции и высотой фирновой границы, где количество осадков может быть существенно большим. Поэтому для точного определения высотного температурного градиента нужны расчеты количества осадков в высокогорье, т. е. необходимо знать величину вертикального градиента осадков G_p . Знание вертикального градиента осадков также необходимо при определении количества осадков на рассчитанной высоте $H_{0.51}$. Расчет используемых градиентов осадков проводился нами также по парам метеостанций (табл. 3).

Результаты расчетов высоты $H_{0.51}$ (табл. 4) показывают, что в целом от центра Алтае-Саянской горной страны к ее северной периферии температуры снижаются, что связано с уменьшением инсоляции как за счет изменения широты, так и увеличения летней облачности. Относительно полученных значений $p_{0.51}$ отметим, что для наиболее низких хребтов они являются величинами теоретическими, поскольку нередко высота $H_{0.51}$ превышает реальную высоту этих хребтов. Тем не менее величина $p_{0.51}$ приемлема в качестве сравнительного показателя влагообеспеченности разных районов Алтае-Саян.

Анализ полученных рядов Δp и ΔZ_f показал наличие между ними связи с коэффициентом корреляции 0.89 (рис. 2). Согласно полученной нами линейной зависимости

$$\Delta Z_f = 0.47 \Delta p \quad (6)$$

изменение количества осадков на 180 мм соответствует изменению высоты фирновой границы на 84.5 м. Это не слишком расходится с упомянутым выше соотношением, выведенным М. В. Троновым [21].

Проверим применимость модели к перемещению фирновой границы при изменениях климата на примере массива Монгун-Тайга. На середину

Таблица 3
Градиенты температуры и осадков, используемые для расчетов*

Ледниковый массив	Gp , мм/м	Пара ГМС	Gt , °C/100 м
Пик Топографов	0.34	Кызыл [¹²] —Тоора-Хем	0.57
Ледники Стальнова	0.51	Пономарево—Оленья Речка	0.52
Монгун-Тайга	0.07	Мугур-Аксы—метеопосты ледник Селиверстова, Левый Мугур	0.69
Тургэни-Нуру	0.07	Улангом—Мугур—Аксы (для тем- пературы)	0.64
Шапшальский	0.14	Чибит-Усть—Улаган [⁶]	0.58
Чихачева	0.17	Кош-Агач—Уландрык	0.66
Таван-Богдо-Ола	0.17	Кош-Агач—Бертек	0.60**
Южный Алтай	0.31	Катон-Карагай—Катунь	0.57
Северо-Чуйский	0.27	Актру—уровень 3450 м [⁵]	0.53
Южно-Чуйский	0.27	—	0.57
Восточно-Катунский	0.14	Катанда—Аккем	0.58
Центрально-Катунский	0.20	Катанда—Кара-Тюрек	0.54
Южно-Катунский	0.31	Катон-Карагай—Катунь	0.53
Западно-Катунский	0.61	Катанда—Мульты	0.55

Примечание. * Пояснения обозначений — в тексте; ** выделены значения градиента температуры, полученные с использованием зависимости (5).

Таблица 4
Результаты последнего этапа расчетов*

Ледниковый массив	$H_{0.51}$	$P_{0.51}$	Δp	ΔZ_f
Пик Топографов	3010	1220	952	340
Ледники Стальнова	3185	2235	1965	1085
Монгун-Тайга	3350	270	0	0
Тургэни-Нуру	3455	310	43	95
Шапшальский	3170	565	297	215
Чихачева	3290	380	108	80
Таван-Богдо-Ола	3320	380	113	70
Южный Алтай	3355	1160	893	390
Северо-Чуйский	3410	990	727	375
Южно-Чуйский	3390	780	509	370
Восточно-Катунский	3080	775	503	165
Центрально-Катунский	3130	915	647	365
Южно-Катунский	3245	1130	860	330
Западно-Катунский	3210	1880	1613	540

Примечание. * Пояснения обозначений — в тексте.

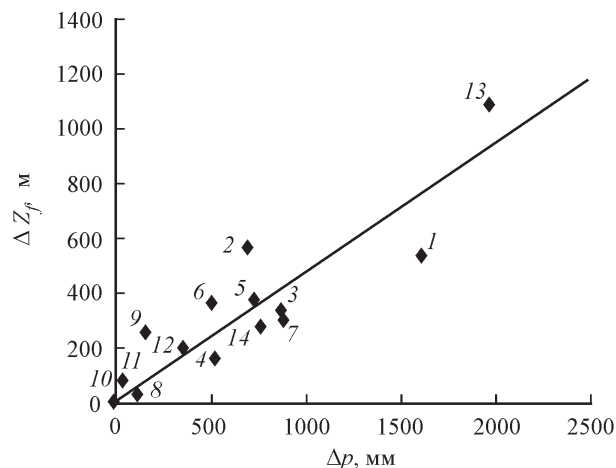


Рис. 2. Зависимость изменения высоты фирновой границы ΔZ_f (м) от изменения количества осадков Δp , мм.

Центры оледенения: 1 — Западно-Катунский, 2 — Центрально-Катунский, 3 — Южно-Катунский, 4 — Восточно-Катунский, 5 — Северо-Чуйский, 6 — Южно-Чуйский, 7 — Южный Алтай, 8 — Таван-Богдо-Ола, 9 — Чихачева, 10 — Монгун-Тайга, 11 — Тургэни-Нуру, 12 — Шапшальский, 13 — ледники Стальнова, 14 — пик Топографов.

1990-х гг. средняя высота фирновой границы Z_f на долинных ледниках массива составляла 3350 м. В период 1988—1997 гг., климатические условия которого определяли высоту фирновой границы в середине 1990-х гг., на метеостанции Мугур-Аксы среднее количество годовых осадков составляло 163 мм, средняя летняя температура T_d 12.7 °C. В 1999—2008 гг. величина годовой суммы осадков уменьшилась до 102 мм, T_d повысилась до 14.2 °C, Z_f поднялась до 3585 м. Потепление на 1.5 °C при Gt 0.69 °C/100 м эквивалентно подъему фирновой границы ΔZ_f на 217 м. Уменьшение количества осадков на 61 мм по нашей зависимости дает еще 28 м. Итого расчетное значение ΔZ_f составляет 245 м, что близко к реальным 235 м.

Проведем также сопоставление высоты фирновой границы на долинных ледниках массива в середине 1990-х гг. с данными о ее положении на 1966 г., взятыми из Каталога ледников. На 1966 г. Z_f составляла 3195 м. Поскольку ряды данных метеостанции Мугур-Аксы начинаются с 1963 г., мы рассмотрели десятилетие 1963—1972 гг., когда p составляло 181 мм при T_d 11.9 °C. Произошедшее к середине 1990-х гг. потепление на 0.8 °C дает ΔZ_f в 116 м, уменьшение количества осадков на 18 мм — еще 8.5 м, итого 124.5 м, что также близко к реальной величине 155 м.

В заключение отметим, что разработанная нами модель применима только к относительно крупным долинным ледникам, но не к малым ледникам прочих морфологических типов; для последних положение фирновой границы в большей степени связано с особенностями орографии ложа. На изменения климата малые ледники тоже реагируют по-другому.

Список литературы

- [1] Бутвиловский В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1993. 253 с.
- [2] Галахов В. П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае). Новосибирск: Наука, 2001. 136 с.
- [3] Галахов В. П., Мухаметов Р. М. Ледники Алтая. Новосибирск: Наука, 1999. 136 с.
- [4] Глазырин Г. Е. Распределение и режим горных ледников. Л., 1985. 181 с.
- [5] Иванов Н. И. Некоторые особенности распределения снежного покрова на северном склоне горного узла Биш-Иирду // Гляциология Алтая. 1965, вып. 4. С. 199—224
- [6] Модина Т. Д. Климаты Республики Алтай. Новосибирск, 1997. 186 с.
- [7] Москаленко И. Г., Селиверстов Ю. П., Чистяков К. В. Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики. СПб.: Изд-во РГО, 1993. 94 с.
- [8] Нарожный Ю. К., Никитин С. А., Паромов В. В., Осипов А. В., Лукьянов А. А. Ледник Софийский (Алтай): динамика, гляциогидроклиматический режим и распределение запасов льда. М.: Изд-во Ин-та географии РАН; ОАО «Внешторгиздат», 2002, вып. 93. С. 152—164.
- [9] Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1—6, вып. 18. Казахская ССР. Кн. 1. Л., 1989.
- [10] Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1—6, вып. 18. Казахская ССР. Кн. 3. Л., 1990.
- [11] Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1—6, вып. 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. Кн. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 623 с.
- [12] Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1—6, вып. 21. Красноярский край, Тувинская АССР. Кн. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 623 с.
- [13] Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В. М. Котлякова. МГИ, 1977, вып. 29. С. 53—144.
- [14] Ревякин В. С., Галахов В. П., Голощекин В. П. Горноледниковые бассейны Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1979. 309 с.
- [15] Севастьянов В. В., Шантыкова Л. Н. Характеристика поля годовых сумм осадков в Горном Алтае по гляциоклиматическим показателям // Вестн. Томского ун-та. 2001, № 274. С. 63—68.
- [16] Севастьянов В. В. Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. Томск, 2008. 307 с.
- [17] Северский И. В. К методике расчета средних сумм годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников // Вестн. АН Каз. АССР. 1978, № 11. С. 43—50.
- [18] Справочник по климату СССР. Вып. 20. Л.: Гидрометеиздат, 1966.
- [19] Справочник по климату СССР. Вып. 21. Л.: Гидрометеиздат, 1967.
- [20] Справочник по климату СССР. Вып. 20. Томская, Новосибирская и Кемеровская области и Алтайский край. Ч. IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 334 с.
- [21] Тронов М. В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Гляциология Алтая. 1964, вып. 3. С. 12—51.
- [22] Харламова Н. Ф. Климатические особенности плоскогорья Укок и прилегающих территорий // Изв. АлтГУ. 2004, № 3(33).

- [23] Чистяков К. В., Москаленко И. Г., Зелепукина Е. С. Климат Убсунурской впадины: пространственная модель // Изв. РГО. 2009. Т. 141, вып. 1. С. 44—61.
- [24] Чистяков К. В., Каледин Н. В., Москаленко И. Г. и др. Горы и люди: изменения ландшафтов и этносы внутриконтинентальных гор России / Под ред. К. В. Чистякова и Н. В. Каледина. СПб.: ВВМ, 2010. 438 с.
- [25] Шейнкман В. С. К проблеме древнего оледенения в горах Сибири // Гляциология Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1993, вып. 4 (19). С. 11—15.

Санкт-Петербург
 Ganushkinspbgu@mail.ru
 kirill.chistyakov@gmail.com
 ckassy@km.ru
 Санкт-Петербургский
 государственный университет

Поступило в редакцию
 26 февраля 2013 г.

Изв. РГО. 2013. Т. 145. Вып. 4

© Н. А. Чистяков

СВИДЕТЕЛЬСТВА СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ МУРМАНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ШИТА)

Введение. О редких случаях сильных землетрясений на северо-востоке Балтийского шита было известно уже с XVI в. [7]. Относительно сейсмических событий, не сохранившихся на человеческой памяти, но оставивших свои следы в рельефе земной поверхности — палеосейсмодислокации, известно из статьи Н. И. Николаева [8]. Объектами палеосейсмогеологических исследований были в основном нарушения и деформации в породах кристаллического фундамента. Одно из сравнительно новых направлений в палеосейсмогеологии — изучение деформационных текстур в рыхлых осадках, получивших название «сейсмиды» [25]. Они возникают в результате разжижения грунтов под влиянием сейсмических волн и вибрации [24]. Локализация и возрастные привязки сейсмидов являются благоприятными объектами для оценки сейсмического режима территорий, а также индикаторами для выявления зон активных разломов и узлов их пересечения. К настоящему времени сейсмиды известны в четвертичных отложениях Канады, Скандинавии, Северо-Запада России [1, 2, 9, 12, 17, 21, 23, 26]. Несмотря на возросший в последнее десятилетие интерес к их изучению, это направление исследований еще недостаточно хорошо разработано и проблемы в интерпретации деформационных текстур обсуждаются до сих пор.

Задачи данной работы — обсуждение возможности сейсмогенного генезиса текстур, обнаруженных в разных генетических типах осадков одной из сейсмически активных структур на Мурманском побережье Баренцева моря — районе Кольского фиорда; определение времени и интенсивности проявления палеосейсмических событий; корреляция с зонами активных разломов.