

УДК 551.345(574)

А. П. Горбунов¹, М. Н. Железняк², Э. В. Северский³

¹Д.г.н., профессор, г.н.с. Казахстанской высокогорной геокриологической лаборатории
(Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия)

²Д.г.-м.н., директор (Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия)

³К.с.х.н., заведующий Казахстанской высокогорной геокриологической лабораторией
(Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия)

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Аннотация. Приводятся результаты оценки запасов подземных льдов в различных горных регионах Центральной Азии. В Северном Тянь-Шане, включая Жетысу Алатау, криолитозона распространена на площади около 20,6 тыс. км², а площадь массивов мерзлоты в ней почти в 2 раза меньше – 10,7 тыс. км². Ориентировочно объём криолитозоны здесь оценивается около 1240 км³, а льда в ней – 56 км³, что составляет примерно 62% от объёма ледников. В бассейне р. Улкен Алматы запасы подземных льдов равны 0,6 км³, что составляет около 9% от общего объёма криолитозоны (6,8 км³). Объём подземных льдов по отношению к таковому ледников существенно изменился: от 53,9 % (1955 г.) до 154,28% (2008 г.) в связи с их деградацией. Наиболее значительные запасы подземных льдов сосредоточены в активных каменных глетчерах и современных моренах. Только в одном каменном глетчере ледника Городецкого объём подземных льдов составляет 0,008 км³. В Тянь-Шане, Жетысу Алатау и Памиро-Алае активных каменных глетчеров насчитывается около 8 000, их суммарная площадь – 1600 км², а объём подземных льдов в них – около 4,8 км³.

Ключевые слова: криолитозона, подземные льды, ледники, каменные глетчеры, морены.

Введение. Многолетние геокриологические исследования свидетельствуют, что в горных регионах Центральной Азии, где развито современное оледенение, обязательно присутствуют и многолетнемёрзлые породы. Более того, они могут быть встречены и в тех горах, где отсутствуют ледники, в частности в Казахстане на некоторых хребтах Алтая, а также Кетменском хребте, Тарбагатае и других горных массивах. Следовательно, вечная мерзлота в горах Казахстана распространена шире, нежели ледники.

Актуальность оценки ресурсов подземных льдов криолитозоны связана с их ролью в стоке рек в условиях деградации оледенения и возрастающего дефицита пресной воды.

Подземные льды являются составной частью мёрзлых горных пород и определяют их характерное строение и свойства. Горные породы, не содержащие льда, относятся к морозным породам. Форма и размеры подземных льдов зависят от состава грунтов, степени их увлажнения, условий промерзания и др. По происхождению различают подземные льды сингенетические и эпигенетические, а в разрезе они могут быть видимыми (эвидентными) и невидимыми (латентными). В этой работе рассматриваются только эвидентные льды. Среди них находятся погребённые ледниковые (глетчерные), наледные, озёрные и речные льды. Сюда же относятся погребённые лавинные снежники. Основные и самые крупные массивы подземных глетчерных льдов находятся в моренах, каменных глетчерах, осыпях и обвальных толщах (рисунки 1 и 2).

Объёмы отдельных блоков погребённого льда в них достигают многих сотен и тысяч м³. Остальные разновидности погребённых льдов крайне редки и малы по размерам.

К числу собственно подземных льдов, т.е. образовавшихся непосредственно в толще горных пород, относятся сегрегационные, инъекционные, жильные и полостные (рисунки 3–5).

Первые возникают за счёт льдовыделения в промерзающих осадочных толщах, вторые – при внедрении под напором вод в промерзающую систему, третьи и четвёртые – при инфильтрации поверхностных вод и водяных паров в мёрзлые породы, в основном грубообломочные или скальные. Особую разновидность составляют подземные льды по сейсмогенным и морозобойным трещинам.



Рисунок 1 – Погребённая залежь глетчерного льда в морене Ак-Таш, Внутренний Тянь-Шань



а



б

Рисунок 2 – Гольцовый лёд под моховым покровом в куруме, Алтай (а) и осыпи, Северный Тянь-Шань (б)

Оценка объёмов криолитозоны и подземных льдов – весьма сложная задача. Связано это с тем, что распространение вечной мерзлоты в горах зависит от многих факторов – пространственного положения местности, абсолютной высоты, состава и сложения горных пород, их влажности и многого другого. Решение этой задачи базируется на основе выявленных региональных структур высотной геоэкологической поясности [9, 10, 12]. В каждом конкретном горном регионе в поясе вечной мерзлоты выделяются подпояса островного, прерывистого и сплошного распространения. Закономерности в их развитии отражены на геоэкологических картах различного масштаба. В подпоясе островного распространения мёрзлые породы в основном приурочены к склонам северной экспозиции, в подпоясе прерывистого к северным склонам добавляются западные и восточные, а в подпоясе сплошного развития вечная мерзлота встречается почти повсеместно, включая и

склоны южной экспозиции. Отсутствует она только местами – вдоль активных тектонических разломов, под крупными и глубокими озёрами, руслами многоводных рек, под некоторыми ледниками и в местах разгрузок подземных вод. Из-за такой мозаичности подсчёты площадей, занятых мёрзлыми массивами, особенно в двух нижних поясах, весьма ориентировочны.



Рисунок 3 – Слоисто-сетчатая криотекстура в мёрзлых озёрных суглинках. Чатыркёльская котловина, Внутренний Тянь-Шань



Рисунок 4 – Инъекционный лёд в многолетнемёрзлых осадках второй террасы оз. Караколь, Восточный Памир



Рисунок 5 – Обнажение льда в гидролакколите. Котловина оз. Зорколь, Восточный Памир

Суммарная площадь массивов криолитозоны: для островного подпояса она обычно принималась 10–20%, для прерывистого – 60–70%, для сплошного – 90% от площадей этих подпоясов. Но иногда, в зависимости от конкретных обстановок, в этот подход вносились некоторые коррективы [11]. Отметим, что контуры распространения мёрзлых пород, отражённые на картах, несут систематические и случайные искажения на горизонтальной плоскости. Это влияет на определение истинных площадей и во многом зависит от масштаба карт [1]. Поэтому величины площадей распространения различных типов вечной мерзлоты и массивов мёрзлых пород в них можно подсчитать только приближённо.

Для определения объёмов криолитозоны необходимы сведения о её мощности и льдосодержании. Полнота и достоверность этих сведений невелики ввиду слабой геокриологической изученности различных горных регионов. Поэтому приходится оперировать средними показателями, что определяет лишь оценочный и весьма приближённый характер подсчётов объёмов подземных льдов.

Запасы подземных льдов на Земле оценивались рядом исследователей [4, 22]. Первая попытка определения объёма подземных льдов в нашем регионе, в Тянь-Шане, сделана Б. И. Втюриным [4] по первичным материалам А. П. Горбунова [6]. Он определил общий объём эвидентных подземных льдов на Тянь-Шане в пределах территории СССР в 45 км^3 , а на Памире – в $15,0 \text{ км}^3$. Отметим для сравнения, что объём всех ледников Тянь-Шаня в пределах СССР был примерно в те же годы 357 км^3 [14]. В монографии Д. Барша [21] приведена оценка запасов подземных льдов в Швейцарских Альпах в диапазоне абсолютных высот 2600–3000 м. Их объём составляет несколько больше 6 км^3 . Отметим, что подсчёт запасов льда в Альпах проводился только в пределах подпоясов островного и прерывистого распространения вечной мерзлоты, на площади 3321 км^2 . Материалы по подсчётам запасов эвидентных подземных льдов в иных горных системах отсутствуют.

Методы и результаты исследований. С конца 70-х годов Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория Института мерзлотоведения СО РАН провела серию оценок запасов подземных льдов в горах Казахстана и сопредельных государств Центральной Азии. Эти подсчёты проводились на основе геокриологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000. Первые же подсчёты показали, что оценки по Тянь-Шаню и Памиру, приведённые Б. И. Втюриным, существенно занижены. По нашим подсчётам запасы подземных льдов в Тянь-Шане по карте масштаба 1:1 000 000 – 412 км^3 [8]. Позже оценки по карте масштаба 1 : 500 000 с привлечением некоторых уточняющих материалов позволили нам снизить величину объёма подземных льдов до 320 км^3 . По данным Е. Н. Вилесова и И. В. Беловой [3], объём ледников этого горного региона составляет около 423 км^3 .

Настоящая публикация посвящена результатам последующих работ по подсчёту объёмов криолитозоны и подземных льдов в Северном Тянь-Шане, включая и Жетысу Алатау. Этот регион находится на территории Казахстана и частично в Северной Киргизии. Подсчёты выполнялись по геокриологической карте масштаба 1:500 000 с использованием новейших данных по мощности криолитозоны и содержания в ней льда. Кроме того, приведены материалы по подсчётам запасов подземных льдов на основе геокриологической карты масштаба 1 : 25 000 бассейна реки Улкен Алматы вместе с р. Проходной (северный макросклон Иле Алатау). Запасы подземных льдов здесь определялись несколько по иной методике.

Сведения о площадях с различным типом распространения криолитозоны и суммарных площадях мёрзлых пород в ней для горных регионов Северного Тянь-Шаня приводятся в таблице 1.

Таким образом, площадь пояса с различными типами распространения многолетнемёрзлых пород на Северном Тянь-Шане составляет около 20,6 тыс. км^2 , или около 35% всей горной территории этого региона. Суммарная площадь всех массивов вечной мерзлоты здесь почти в два раза меньше (10,7 тыс. км^2), поскольку остальная площадь занята сезонномёрзлыми породами.

Для подсчёта объёма криолитозоны принимались средние мощности отдельно для скальной и рыхлообломочной толщ. Обычно в пределах островного распространения определялся объём только рыхлообломочной криолитозоны, так как скальная криолитозона здесь редка. Для островного подпояса, в зависимости от местных условий, мощность криолитозоны принималась 20–30 м. В подпоясе прерывистого развития определялись объёмы скальной и рыхлообломочной криолитозоны. Обычно для скальной принималась мощность 100 м, а для рыхлообломочной – 50 м.

Таблица 1 – Площади подпоясов криолитозоны (числитель) и массивов мёрзлых пород в их пределах (знаменатель), км²

Регионы	Подпояса			Всего
	сплошной	прерывистый	островной	
Иле, Кунгей, Терской Алатау и Кетмень (бассейн оз. Балхаш)	$\frac{1177}{1054}$	$\frac{964}{848}$	$\frac{3143}{797}$	$\frac{5284}{2699}$
Иле и Кунгей Алатау (бассейн р. Шу)	$\frac{672}{605}$	$\frac{734}{442}$	$\frac{675}{67}$	$\frac{2081}{1114}$
Кунгей Алатау (бассейн оз. Иссык-Куль)	$\frac{717}{650}$	$\frac{1002}{600}$	$\frac{1000}{100}$	$\frac{2719}{1350}$
Жетысу Алатау	$\frac{2962}{2666}$	$\frac{2700}{1890}$	$\frac{4818}{964}$	$\frac{10480}{5520}$
Всего	$\frac{5528}{4975}$	$\frac{5400}{3780}$	$\frac{9636}{1928}$	$\frac{20564}{10683}$
<i>Примечание.</i> В таблице помещены характеристики по всему Иле и Кунгей Алатау, а по Терской Алатау и Кетмению – только тех частей, которые находятся в Казахстане. Нижние границы геоэкологических подпоясов для Северного Тянь-Шаня: островной – 2700, прерывистой – 3200, сплошной – 3600 м; в Жетысу Алатау эти границы смещены вниз на 200 м.				

При сплошном распространении вечной мерзлоты определялся объём только скальной криолитозоны. Средняя мощность её в зависимости от высоты гор принималась 100 или 200 м. Рыхлообломочные отложения в подпоясе сплошного развития вечной мерзлоты в рассматриваемом регионе существенно уступают скальной криолитозоне, особенно это касается их мощности. Но в других районах Тянь-Шаня, в частности во Внутреннем, наблюдается иная картина соотношения скальной и рыхлообломочной криолитозон.

Исходя из анализа собственных материалов и некоторой информации по регионам, расположенным в Сибири [15, 19], в качестве исходной величины льдистость для скальной криолитозоны принималась равной 1%, хотя в зонах тектонического дробления и в коре выветривания скальных массивов объёмная льдистость может достигать 30%, возможно, и более. Льдистость рыхлообломочной криолитозоны в подсчётах принималась равной 30%, хотя нередко в моренах, активных каменных глетчерах, озёрных толщах, в крупнообломочных отложениях обвалов, осыпей и курумов она достигает 60–70%.

Запасы подземных льдов в Северном Тянь-Шане оцениваются в 56 км³, что составляет около 4,5% объёма всей криолитозоны региона (таблица 2).

Таблица 2 – Объём криолитозоны и подземных льдов, км³

Регионы	Объём криолитозоны			Объём подземного льда		
	скальной	рыхлообломочной	всего	скальный	рыхлообломочный	всего
Иле, Кунгей, Терской Алатау и Кетмень (басс. оз. Балхаш)	366,1	56,84	422,94	5,66	17,05	22,71
Иле и Кунгей Алатау (басс. р. Шу)	143,1	12,84	155,94	1,47	3,85	5,32
Кунгей Алатау (басс. оз. Иссык-Куль)	160,0	4,5	164,5	1,6	4,8	6,4
Жетысу Алатау	438,1	57,05	495,15	4,38	17,12	21,5
Всего	1107,3	131,23	1238,53	13,11	42,82	55,93

Сопоставим эту величину с наземным оледенением рассматриваемого региона. Объём всех ледников в Северном Тянь-Шане оценивается примерно в 90 км³ [3, 14], а объём подземных льдов (около 56 км³) составляет примерно 62% относительно объёма ледников. Интересно это соотношение сравнить с данными для всего Тянь-Шаня (без китайской его части): оно равно 76%. Так, только по одному Жетысу Алатау объём подземных льдов составляет 21,5 км³, или 64% от объёма ледников по состоянию на 1956 г. (33,3051 км³) и 120% от объёма ледников в 2015 г. (17,8501 км³), что обусловлено существенной деградацией оледенения за последние 59 лет [2].

Более достоверные подсчёты запасов подземных льдов выполнены для бассейна р. Улкен Алматы вместе с р. Проходной на основе геокриологической карты масштаба 1 : 25 000 [16] и несколько по иной методике [11]. В основу карты положены важные геологические характеристики для расчёта объёмов криолитозоны и подземных льдов – площади с различным составом и мощностью рыхлых отложений, выделенных на карте инженерно-геологического районирования условий формирования селевых потоков в бассейнах рек Улкен и Киши Алматы, выполненных под руководством В. Н. Вардугина в м-бе 1 : 25 000 в 1974 г. [13].

Всего выделены следующие разновидности криолитозоны: скальная, рыхлообломочная с заполнителем (СЗ) и без такового (БЗ). Суммарная площадь скальной криолитозоны составляет 17 км², рыхлообломочной без заполнителя – 44,2 км², с заполнителем – 27,2 км². Рыхлообломочная криолитозона представлена в основном моренами, каменными глетчерами, осыпями, обвальными толщами, в которых заполнитель или отсутствует, или не в полной мере заполняет пустоты между обломками. Рыхлообломочная криолитозона с заполнителем характерна для аллювиальных, озёрных, пролювиальных, древних морен и каменных глетчеров, склоновых отложений. Таким образом, скальная криолитозона, представленная в основном гранитами, занимает примерно 19%, рыхлообломочная без заполнителя – 50%, она же, но с заполнителем – 31% от площади всей криолитозоны бассейна Улкен Алматы.

Мощность толщи мёрзлых пород определялась для каждого контура на карте по слоям отдельно в зависимости от состава пород и абсолютной высоты по геокриологическим подпоясам, соответствующим различным типам их распространения (таблица 3).

Таблица 3 – Мощность криолитозоны

Типы распространения криолитозоны	Абсолютные высоты, м	Разновидности криолитозоны и ее мощность, м		
		Скальная	Рыхлообломочная	
			без заполнителя (БЗ)	с заполнителем (СЗ)
Сплошной	Выше 3600	150	100, из них: 20 - БЗ 80 - скальная	100, из них: 5 - СЗ 95 - скальная
Прерывистый	3200 - 3600	100	50, из них: 30-БЗ 20 - скальная	50, из них: 20-СЗ 30 - скальная
Островной	2700 - 3200	50	20, из них: 15-БЗ 5 - скальная	20
Спорадический	2000 - 2700	–	5	5

Данные в таблице 3 нуждаются в некоторых пояснениях. Следует иметь в виду, что в пределах высотных диапазонов существенно изменяется мощность криолитозоны с высотой, меняется и даже исчезает с высотой рыхлообломочная толща. Большей частью криолитозона по своему строению неоднородна, т.е. состоит из скальной и рыхлообломочной, и соотношение их меняется с высотой и от места к месту. Поэтому в каждом конкретном случае пришлось оперировать определенными величинами для каждого слоя в зависимости от состава пород и их мощности.

Для подсчёта объёмов подземных льдов необходимо определить льдистость пород. Для скальной криолитозоны она принята 1 %, для рыхлообломочной без заполнителя – 50 %, с заполнителем – 20 %. Все приведённые данные позволили оценить общий объём криолитозоны в 6,8 км³ (скальной – в 5,5 км³, рыхлообломочной без заполнителя – в 0,83 км³, с заполнителем – в 0,47 км³), а запасы подземных льдов – в 0,6 км³.

Сопоставим эту оценку с наземным оледенением этой же территории. Общий объём ледников бассейна Улкен Алматы в 1955 г. составил 1,1127 км³, а в 2008 г. – 0,3889 км³ [2]. Следовательно, за эти годы объём подземных льдов по отношению к таковому ледников существенно изменился: от 53,9 до 154,28% в связи с их деградацией. Отметим, что объём подземных льдов остается почти неизменным, а ледников, как установлено, существенно уменьшился. Предположение о постоян-

стве запасов подземных льдов основано на том, что за этот период не отмечено сколько-нибудь заметной деградации вечной мерзлоты [17]. Связано это с тем, что криолитозона – более консервативная система, нежели ледники. Поэтому потепление климата на ней сказывается с большим запозданием. При этом вышедшие из-под ледников в результате их деградации площади переходят в криолитозону, увеличивая её площадь. Следовательно, доля наземного оледенения в общих запасах природных льдов сейчас идет к уменьшению, а подземных льдов в криолитозоне – к увеличению.

Наиболее крупные залежи подземных льдов образуются при погребении глетчерных льдов в моренах и каменных глетчерах (см. рисунок 1). В частности, проведенные комплексные геокриологические исследования с привлечением новейших геофизических методов на активном каменном глетчере ледника Городецкого в басс. р. Улкен Алматы (хр. Иле Алатау, Северный Тянь-Шань) позволили выявить в нём 3 разновозрастные генерации, в которых количество мёрзлых массивов и льда резко сокращается от молодых верхних генераций к древним краевым [5] (таблица 4).

Таблица 4 – Структура активного каменного глетчера ледника Городецкого

Возрастные генерации, лет назад	Площадь, км ²	Мёрзлые массивы					
		%	площадь, км ²	мощность, м	объём, км ³	льдистость, %	объём льда, км ³
690±80	0,35	30	0,1	25	0,003	30	0,001
340±65	0,48	60	0,3	25	0,007	30	0,002
180±60	0,5	100	0,5	30	0,02	30	0,005
Всего	1,33		0,9		0,03		0,008

Первая, наиболее древняя генерация представляет собой мёрзлые массивы (до 30%) с линзами метаморфического льда в талых породах. Во второй генерации площадь мёрзлых пород увеличивается до 60%, а в третьей, более молодой и сплошь мёрзлой, крупные линзы и блоки ископаемого льда связаны между собой мёрзлыми щебенисто-глыбовыми породами. В целом в этом каменном глетчере объём льда равен около 0,008 км³.

В Тянь-Шане, Жетысу Алатау, Памиро-Алае насчитывается около 8 тыс. активных каменных глетчеров [7]. При средней площади каменного глетчера около 0,2 км² их суммарная площадь 1600 км². При средней мощности толщи мёрзлых пород в каменных глетчерах около 10 м их суммарный объём составляет 16 км³. При льдистости ТМП 30% объём льда здесь около 4,8 км³.

Значительной льдистостью обладают и современные морены. Так, во Внутреннем Тянь-Шане обнаружено несколько высокольдистых позднплейстоценовых моренных покровов. Самый крупный моренный из них находится в долине реки Тарагай (41°41' с. ш. и 77°50' в. д) в истоках р. Сырдарьи. Он расположен на абсолютных высотах 3300–3560 м. Покров состоит из двух массивов по обе стороны реки. Общая их площадь около 126 км². Предполагается, что в них мощность мёрзлой толщи порядка 50 м, а их объём 6,3 км³. По нашей оценке льдистость толщи не менее 50% , а объём льда в ней порядка 3,1 км³. Она содержит погребённые глетчерные льды, сегрегационный, возможно, инъекционные льды и, конечно, лёд-цемент.

Меньший моренный покров обнаружен по левому борту долины р. Карасай (41°36' с. ш. и 78°04' в. д., абсолютные высоты 3550–3600 м). Небольшие участки с льдистыми плейстоценовыми моренами встречаются и на Арабельских сыртах. Так именуется местность, занимающая внутригорную впадину, которая протягивается от 77°37' до 78°10' в.д. примерно вдоль 41°55' с.ш. Днище впадины располагается в основном на абсолютных высотах 3900–3700 м.

Заключение. Исследованиями установлено, что в горах Северного Тянь-Шаня площадь с различными типами распространения вечной мерзлоты составляет около 20,6 тыс. км², а площадь массивов мерзлоты в ней – около 10,7 тыс. км². В Северном Тянь-Шане запасы подземных льдов оцениваются в 56 км³, что составляет примерно 62% от объёма ледников – 90 км³. Только в Жетысу Алатау объём подземных льдов равен 21,5 км³, или 64% от объёма ледников по состоянию на 1956 г. (33,3051 км³) и 120% от объёма ледников в 2015 г. (17,8501 км³), что обусловлено существенной деградацией оледенения за последние 59 лет.

Более достоверные подсчёты запасов подземных льдов выполнены для бассейна р. Улкен Алматы (Иле Алатау). Общий объём криолитозоны здесь составляет около $6,8 \text{ км}^3$, а запасы подземных льдов в ней – около $0,6 \text{ км}^3$. Общий объём ледников бассейна Улкен Алматы в 1955 г. был $1,1127 \text{ км}^3$, а в 2008 г. – $0,3889 \text{ км}^3$. Следовательно, за эти годы объём подземных льдов по отношению к таковому ледников существенно изменился: от 53,9 до 154,28% в связи с их деградацией. Объём подземных льдов остается почти неизменным, а ледников, как установлено, существенно уменьшился.

Значительные объёмы подземного льда содержатся в активных каменных глетчерах и современных моренах. Только в одном каменном глетчере ледника Городецкого объём подземных льдов составляет $0,008 \text{ км}^3$. В Тянь-Шане, Жетысу Алатау и Памиро-Алае активных каменных глетчеров насчитывается около 8000, их суммарная площадь 1600 км^2 , а объём подземных льдов в них – около $4,8 \text{ км}^3$. Значительные объёмы подземных льдов сосредоточены в позднеплейстоценовых моренных покровах Внутреннего Тянь-Шаня. Площадь одного из них в долине р. Тарагай составляет около 126 км^2 , общий объём мёрзлой толщи – $6,3 \text{ км}^3$, а объём льда в ней – порядка $3,1 \text{ км}^3$.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Алексеев В.Р. Геометрия криолитозоны. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2015. – 120 с.
- [2] Вилесов Е.Н. Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. – Алматы: Казак университеті, 2016. – 268 с.
- [3] Вилесов Е.Н., Белова И.В. Запасы льда и основные черты современного оледенения Тянь-Шаня // Геокриологические исследования в горах СССР. – Якутск: Изд. ИМЗ СО РАН, 1989. – 194 с.
- [4] Вторин Б.И. Подземные льды СССР. – М.: Наука, 1975. – 209 с.
- [5] Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров. Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня – источников катастрофических ледово-грязекаменных селей // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXI Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием, 22-28 июня 2015 г.). – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2015. – С. 369-375.
- [6] Горбунов А. П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1967. – 164 с.
- [7] Горбунов А.П., Горбунова И.А. География каменных глетчеров мира. – М.: Изд-во «Товарищество научных изданий КМК», 2010. – 131 с.
- [8] Горбунов А. П., Ермолин Е. Д. Подземные льды гор Средней Азии // Материалы гляциологических исследований. – 1981. – № 41. – С. 59-62.
- [9] Горбунов А.П., Северский Э.В. Высотная геокриологическая поясность Северного Тянь-Шаня // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 1979. – С. 67-83.
- [10] Горбунов А.П., Северский Э.В., Титков С. Геокриологические условия Тянь-Шаня и Памира. – Якутск: Изд. ИМЗ СО РАН, 1996. – 194 с.
- [11] Горбунов А.П., Северский Э.В. Оценка запасов подземных льдов Северного Тянь-Шаня // Гидрометеорология и климатология. – 1998. – № 3-4. – С. 138-150.
- [12] Горбунов А.П., Северский Э.В. Геокриология Казахстана // Приложение к Национальному атласу Республики Казахстан. – Т. 1. Природные условия и ресурсы. – Гл. 8. – Алматы: Изд-во ТОО «PRINT-S», 2006. – С. 300-315.
- [13] Карта инженерно-геологического районирования условий формирования селевых потоков в бассейнах рек Большой и Малой Алматинки. Масштаб 1 : 25 000. – 1974 г. Фонды Алма-Атинской гидрогеологической партии.
- [14] Каталог ледников СССР. – Т. 13. Центральный и Южный Казахстан. Вып. 2. Бассейн оз. Балхаш. – Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургеня. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 78 с.
- [15] Коган А.А., Кривоногова Н.Ф. Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. – Л.: Стройиздат, 1978. – 207 с.
- [16] Северский Э.В. Опыт крупномасштабного картографирования криогенных явлений Заилийского Алатау // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. – Якутск, 1979. – С. 105-112.
- [17] Северский Э.В., Оленченко В.В., Горбунов А.П. Влияние локальных факторов на распространение толщи мёрзлых пород перевала Жосалыкезень (Северный Тянь-Шань) // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII, № 4. – С. 13-22.
- [18] Сулов В. Ф. Ледниковые ресурсы Советского Союза. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 9 с.
- [19] Шестернев Д.М., Ядрищенский Г.Е. Строение и свойства криолитозоны Удокана. – Новосибирск: Наука, 1990. – 123 с.
- [20] Шумский П.А. Подземные льды // Основы геокриологии (мерзловедения). – Ч. 1. – Гл. 9. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 274-327.
- [21] Barsch D. Rock glaciers. – Berlin: Springer, 1996. – 331 p.

REFERENCES

- [1] Alexeyev V.R. Geometry of cryolite-zone. Yakutsk, publishing house IMZ SO RAN. 2015. 120 p. (In Russian).
- [2] Vilesov Ye.N. Dynamic and modern condition of glaciations of mountains of Kazakhstan. Almaty, «Kazakh University», 2016, 268 p. (In Russian).

- [3] Vilesov Ye.N., Belova I.V. Ice volume and main features of modern glaciations of Tien-Shan // Geocryological researches in the mountains of USSR. Yakutsk. Publishing house IMZ SO RAN. 1989. 194 p., 1989.C. 117-132. (In Russian).
- [4] Vtyurin B.I. Underground ices of USSR. M. Science, 1975. 209 p. (In Russian).
- [5] Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov. New data about internal structure, hydrological mode and rheology of rock glaciers of Northern Tien-Shan – sources of catastrophic ice-mud-rock flows // Fundamental and applied problems of hydrogeology. Materials of All-Russian conference by underground waters of Eastern Russia (XXI Conference by underground waters of Siberia and Far East with international participants, 22-28 June of 2015). Yakutsk: IMZ SO RAN, 2015.P. 369-375. (In Russian).
- [6] Gorbunov A.P. Permafrost of Tien-Shan. Frunze «Ilim», 1967. 164p. (In Russian).
- [7] Gorbunov A.P., Gorbunova I.A. Geography of rock glaciers of the world. M.: Publishing house «Tovarishchestvo nauchnykh izdaniy KMK». 2010. 131 p. (In Russian).
- [8] Gorbunov A.P., Yermolin Ye.D. Underground ices of mountains of Central Asia // Materials of glaciological researches. 1981. №41. P. 59-62. (In Russian).
- [9] Gorbunov A.P., Severskiy E.V. Altitudinal geocryological zonality of North Tien-Shan / Cryogenic phenomena of Kazakhstan and Central Asia. Yakutsk. Publishing house IMZ SO RAN. 1979, p. 67-83. (In Russian).
- [10] Gorbunov A.P., Severskiy E.V., Titkov S. Geocryological conditions of Tien-Shan and Pamir. Yakutsk. Publishing house IMZ SO RAN. 1996. 194 p. (In Russian).
- [11] Gorbunov A.P., Severskiy E.V. Assessment of volume of underground ices of Northern Tien-Shan / Hydrometeorology and climatology. 1998. №3-4, p. 138-150. (In Russian).
- [12] Gorbunov A.P., Severskiy E.V. Geocryology of Kazakhstan / Attachment to National Atlas of the Republic of Kazakhstan, Vol. 1 «Natural conditions and resources», chapter. 8. – Almaty: Publishing house PLC «PRINT-S», 2006. – p. 300-315. (In Russian).
- [13] Map of engineering-geological division of conditions of formation of mudflows in the basins of rivers Ulken- and Kishi Almaty. Scale 1 : 25 000. 1974. Materials of Alma-Atinskaya hydrogeological party. (In Russian).
- [14] Catalogue of glaciers of USSR. Vol. 13. Central and South Kazakhstan. Issue 2. Basin of Balkhash Lake. Part. 1. Basins of left inflows of Ili river from mouth of river Kurty till mouth of river Turgen. L. Gidrometeoizdat, 1967. 78 p. (In Russian).
- [15] Kogan A.A., Krivonogova N.F. Long-term frozen rock bases of constructions. L. Stroiizdat, 1978. 207 p. (In Russian).
- [16] Severskiy E.V. Experience of large scale mapping of cryogenic phenomena in Zailiyskiy Alatau. Cryogenic phenomena of Kazakhstan and Central Asia. Yakutsk, 1979. P.105-112. (In Russian).
- [17] Severskiy E.V., Olenchenko V.V., Gorbunov A.P. Influence of local factors to distribution of permafrost of Zhosalykezen pass (Northern Tien-Shan) // Cryosphere of Earth, 2014, vol. XVIII, № 4, p. 13-22. (In Russian).
- [18] Suslov V. F. Ice resources of Soviet Union. L. Hydrometeoizdat, 1977. 9p. (In Russian).
- [19] Shesternev D. M., Yadrishchenskiy G. Ye. Structure and characteristics of cryolite-zone Udokan. Novosibirsk, Nauka, 1990. 123 p. (In Russian).
- [20] Shumskiy P.A. Underground ices // Bases of geocryology (permafrost study). Part. 1. Chapter 9. M, Publishing house AN USSR, 1959. P. 274-327. (In Russian).
- [21] Barsch D. Rock glaciers. Berlin. Springer, 1996. 331 p.

А. П. Горбунов¹, М. Н. Железняк², Э. В. Северский³

¹ Г.ғ.д., профессор, а.ғ.к. Қазақстандық биіктаулы геокриология зертханасының (РҰА СБ Төнтану институты, Якутск, Ресей)

² Г-м. ғ.д., директоры (РҰА СБ Төнтану институты, Якутск, Ресей)

³ А-ш.ғ.к., Қазақстандық биіктаулы геокриология зертханасының меңгерушісі (РҰА СБ Төнтану институты, Якутск, Ресей)

ТЯНЬ-ШАНДАҒЫ ЖЕРАСТЫ МҰЗДАРЫ

Аннотация. Приводятся результаты оценки запасов подземных льдов в различных горных регионах Орталық Азияның әртүрлі таулы аймақтарындағы жер асты мұздарының қорын бағалау нәтижелері жүргізіледі. Солтүстік Тянь-Шандағы, Жетысу Алатауын қоса алғанда, шамамен 20,6 мың. км² ауқымында криолитозонасы орналасқан, ал ондағы тоң сілемдері 10,7 мың. км² – 2 есе дейін азайып кетті. Мұнда шамамен 1240 км³ криолитозонасының болжамды көлемі бағаланады, ал 56 км³ – ондағы мұз, бұл мұздықтар көлемінің шамамен 62% құрайды. Үлкен Алматы өз.алабындағы жерасты мұздары қорының 0,6 км³ бағаланды, бұл (6,8 км³) криолитозонасының жалпы көлемінің шамамен 9% құрайды. жер асты мұздарының көлеміне катысты мұндай мұздықтар айтарлықтай өзгерді: 53,9 %-дан (1955 ж.) 154,28%-ға дейін (2008 ж.) соңғы деградацияға байланысты. Жерасты мұздарының ең көп қоры белсенді тасты глетчерлер мен қазіргі заманғы мореналарда шоғырланған. Тек бір тасты глетчерде Городецкий мұздығындағы жерасты мұздарының көлемі шамамен 0,008 км³ құрайды. Тянь-Шандағы, Жетысу Алатау мен Памир-Алайдағы белсенді тас глетчерлер шамамен 8 000, олардың жиынтық көлемі 1600 км², ал жер асты мұздарды көлемі онда шамамен 4,8 км³.

Түйін сөздер: криолитозона, жерасты мұздары, мұздықтар, тасты глетчерлер, мореналар.

A. P. Gorbunov¹, M. N. Zheleznyak², E. V. Severskiy³

¹Doctor of geographical sciences, professor, principle research worker, Kazakh high mountain geocryological laboratory (Institute of permafrost study of Siberian Department of Russian Academy of Sciences)

²Doctor of geological-meteorological sciences, director of Institute of permafrost study of Siberian Department of Russian Academy of Sciences

³Candidate of agricultural sciences, head of department of Kazakh high mountain geocryological department (Institute of permafrost study of Siberian Department of Russian Academy of Sciences)

UNDERGROUND ICES IN TIEN-SHAN

Abstract. The results of assessment of underground ices in different mountain regions of Central Asia are provided. In the North Tien-Shan, including Zhetysu Alatau (Djungarian Alatau), cryolite-zone is distributed on the area about 20,6 thousand km², and area of permafrost massive in it is two times smaller – 10,7 thousand km². Approximately the volume of cryolite-zone here is estimated as 1240 km³, and ice in it is 56 km³, that makes about 62% from the volume of glaciers. In the basin of Ulken Almaty river (Big Almaty river) the volumes of underground ices are estimated as 0,6 km³, that makes about 9% from the total volume of cryolite-zone (6,8 km³). The volume of underground ices in relation to the volume of glaciers changed essentially: from 53,9 % (1955) to 154,28% (2000) due to glaciers degradation. The most considerable volume of underground ices is concentrated in active rock glaciers and modern moraines. Just in one rock glacier of Gorodetskiy glacier the volume of underground ices makes 0,008 km³. In Tien-Shan, Zhetysu Alatau and Pamiro-Alai the number of active rock glaciers makes about 8000, their total area makes 1600 km², and volume of underground ices in them is about 4,8 km³.

Key words: criolite-zone, underground ices, glaciers, rock glaciers, moraines.