

ISSN 1998 – 7838

ТОО «ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ»

ГЕОГРАФИЯ ЖӘНЕ ГЕОЭКОЛОГИЯ МӘСЕЛЕЛЕРІ

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

4

ОКТЯБРЬ – ДЕКАБРЬ 2011 г.

ОСНОВАН В ОКТЯБРЕ 2007 ГОДА

ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

АЛМАТЫ
2011

Главный редактор
академик НАН РК, доктор географических наук
И. В. Северский

Зам. главного редактора:
доктор географических наук **Ж. Д. Достай**,
доктор географических наук **Ф. Ж. Акиянова**

Редакционная коллегия:

С. А. Абдрахманов, доктор географических наук **Э. К. Ализаде** (Азербайджан), доктор географических наук
В. П. Благовещенский, доктор географических наук **Г. В. Гельдыева**, доктор географических наук
А. П. Горбунов, доктор географических наук **И. М. Мальковский**, доктор географических наук
А. Р. Медеу, доктор географических наук **У. И. Муртазаев** (Таджикская Республика), кандидат геолого-
минералогических наук **Э. И. Нурмамбетов**, доктор географических наук, кандидат географических наук
Р. В. Плохих, кандидат географических наук **Т. Г. Токмагамбетов**, доктор технических наук **А. А. Турсунов**,
кандидат географических наук **Р. Ю. Токмагамбетова**, доктор географических наук **А. А. Эргешов**
(Кыргызская Республика)

Ответственный секретарь
Л. Ю. Абулхатаева

Собственник: **ТОО «Институт географии»**

Подписной индекс: **24155**

Адрес редакции:

050010, г. Алматы, ул. Пушкина, 99

Тел.: 291-81-29, факс: 291-81-02, e-mail: ingeo@mail.kz

© ТОО «Институт географии», 2011

**Свидетельство о регистрации издания № 8243-Ж от 5 апреля 2007 г.
и перерегистрации № 11303-Ж от 22 декабря 2010 г.
выдано Министерством связи и информации Республики Казахстан**

От редактора

Настоящее издание научного журнала содержит результаты исследований по ряду актуальных проблем географии применительно к территории Казахстана, Средней Азии и Кавказа. Представленные здесь статьи посвящены проблемам гляциологии и гидрологии, геоморфологии, геокриологии, оценки и картографирования селевой опасности, проблемам природопользования и рекреационной географии.

В статье Е. Н. Вилесова показаны реальные возможности оценки баланса массы целостных ледниковых систем. В качестве основы решения задачи использованы тесная корреляция между величинами годового баланса массы и суммарной абляции, выявленная по данным многолетних наблюдений на опорных ледниках (ледник Туйыксу в Иле Алатау и ледник Шумского в Жетысу Алатау), и величины годовой абляции на высоте границы питания ледников соответствующей ледниковой системы, вычисленные по уравнению Кренке-Ходакова.

Статья И. В. Северского и И. Н. Шестеровой посвящена оценке добавки к ледниковому стоку от таяния многолетнего льда вследствие потепления климата за последние полвека. Согласно результатам исследований эта добавка невелика и не могла существенно повлиять на режим стока и водные ресурсы.

В статье И. В. Северского приведены оценки вероятных изменений речного стока вследствие деградации оледенения. Итогом исследований является вывод о том, что при условии сохранения в будущем устойчивости норм осадков и максимальных снегозапасов в зоне формирования стока нет достаточных оснований опасаться значительного сокращения водных ресурсов и существенного изменения гидрологического режима как следствия деградации оледенения.

В статье Е. Н. Пивень приведены результаты оценки возобновляемых водных ресурсов всех рек бассейна оз. Балкаш. Статья содержит краткое описание методики исследований и результаты определений характеристик стока, представленные в формате итоговых таблиц справочника «Ресурсы поверхностных вод».

Вопросам методологии исследований применительно к проблеме оценки селевой опасности посвящена статья А. Р. Медеу и Т. Л. Киренской. Кратко рассмотрев известные классификации селеопасности, авторы статьи предлагают применить в исследованиях по проблеме селей возможности методологии синергетики, позволяющей объяснить взаимоувязанную совокупность природных процессов и явлений с точки зрения взаимодействия и развития сложных систем. При этом оценку селевой опасности предлагается давать с привлечением метода квалиметрии. Возможности предложенного подхода продемонстрированы при составлении крупномасштабной карты селеопасности Иле Алатау.

В статье А. Р. Медеу и Р. В. Плохих рассмотрены географические аспекты решения проблем экологической оценки, картографирования и экологически сбалансированного природопользования. Предложенные методические приемы решения этих проблем на основе ряда количественных показателей реализованы на примере административных районов городского подчинения.

УДК 551.2/3

О СООТНОШЕНИИ БАЛАНСА МАССЫ ОПОРНЫХ ЛЕДНИКОВ И ОЛЕДЕНЕНИЯ ЦЕЛОСТНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ

Е. Н ВИЛЕСОВ

Профессор Казахского национального университета им. аль-Фараби, д.г.н.

Тірек мұздығындағы өлшенген теңдестік деректері бойынша тұтас мұздықтар жүйесінің теңдестік массасын анықтаудың нақты негізделген мүмкіндігі бар.

Обосновывается реальная возможность определения баланса массы оледенения целостных ледниковых систем по данным измерений баланса на опорном леднике.

Substantiates a real opportunity to determine the mass balance of glaciations glacier systems integrated from measurements on the reference balance glacier.

Непоэлементный, а целостный взгляд на состояние ледниковых систем, содержащих большое количество ледников, представляет общегляциологическую проблему, без решения которой оценка эволюции и прогноз развития этих систем вряд ли возможны. Именно этой проблеме посвящена работа И. В. Северского [1], в которой показана возможность расчета площади оледенения целостных ледниковых систем по результатам мониторинга ледников частного бассейна.

Также, важнейшим параметром мониторинга колебаний горных ледников служит баланс их массы, так как именно в балансе массы наиболее полно и точно отражаются все главные черты колебаний оледенения. Данные о балансе массы служат источником ценной и полезной информации о процессах внешнего массообмена ледников с атмосферой, о закономерностях и особенностях формирования ледникового стока. Эти сведения необходимы и для понимания причин колебаний ледников. С изменениями массы ледников связана скорость перемещения их концевых участков и изменение размеров. Поэтому для изучения изменчивости ледникового стока и колебаний размеров ледников важно исследовать изменения их баланса массы. Во всех случаях следует стремиться разрабатывать подходы и способы переноса измеренных или рассчитанных величин баланса массы с одного ледника на большую их группу, которую можно назвать ледниковой системой. Возможны разные варианты перехода от баланса массы хорошо изученного опорного ледника к неизвестному балансу вмещающей его ледниковой системы. Один из них основан на использовании имитационной массбалансовой модели, разработанной М. Дюгеровым [2, 3]. Эта модель базируется на известном свойстве границы питания маркировать баланс массы в конце периода абляции. Для вычисления баланса массы ледниковой системы по имитационной модели определяется диапазон колебаний баланса этой системы по данным наблюдений на репрезентативном леднике. С этой целью используются уравнение связи между величиной баланса массы и высотой границы питания (или коэффициентом области питания - AAR) опорного ледника и гипсографические кривые распределения площади оледенения по высоте для этого ледника и вмещающей его ледниковой системы. Возможны разные варианты перехода от баланса массы хорошо изученного опорного ледника к неизвестному балансу вмещающей его ледниковой системы. Один из них основан на использовании имитационной массбалансовой модели, разработанной М. Дюгеровым [2,3]. Эта модель базируется на известном свойстве границы питания маркировать баланс массы в конце периода абляции. Для вычисления баланса массы ледниковой системы по имитационной модели определяется диапазон колебаний баланса этой системы по данным наблюдений на репрезентативном леднике. С этой целью используются уравнение связи между величиной баланса массы и высотой границы питания (или коэффициентом области питания - AAR) опорного ледника и гипсографические кривые распределения площади оледенения по высоте для этого ледника и вмещающей его ледниковой системы. Применение имитационной массбалансовой модели для ледника Туйыксу и ледниковой системы северного

склона Заилейского Алатау [3] оказалось не совсем удачным. Получилось, что при высоте границы питания 3800 м баланс массы опорного ледника равен -30 г/см^2 , а баланс системы $+25 \text{ г/см}^2$, что не соответствует действительности. В своей кандидатской диссертации, выполнено под руководством М.Б Дюгерова.

В. Н. Уваров [4] для перехода от баланса ледника Туйыксу к ледниковой системе использовал уравнение линейной связи между балансом массы этого ледника Б и коэффициентом области питания ЛАЯ:

$$Б = 271 ААР - 149 \quad (1)$$

с коэффициентом корреляции $r = 0,93$. Расчеты по формуле (1), с учетом гипсографической кривой оледенения северного макросклона хребта, дали такие, вполне приемлемые, результаты: средний годовой баланс массы ледника Туйыксу за 30-летний период (1956-1986 гг.) оказался равным -34 г/см^2 , а оледенения северного склона хребта составило -31 г/см^2 .

Предлагаемый нами подход к переходу от баланса массы ледника Тууюксу к балансу вмещающей его ледниковой системы основан на анализе достаточно длинного ряда непрерывных и надежных измерений составляющих баланса на опорном леднике и необходимых сведений о ледниковой системе в целом.

В нашем случае интегрирование по времени за 45 лет (1956-2000 гг.) сводит к минимуму локальные различия в расходах массы от ледника к леднику. Но балансовые расчеты для системы не могут быть подкреплены результатами прямых измерений баланса массы на достаточно большом количестве ледников в этой системе. Таких данных просто нет. Да и опорные ледники выбирались в качестве объектов наблюдений часто произвольно, исходя из соображений их доступности и удобства работы на них. Можно лишь предполагать, что при сильном осреднении во времени данные измерений на одном леднике могут удовлетворительно характеризовать баланс массы и ледниковый сток крупной ледниковой системы.

Наш опорный ледник Туйыксу оказался не только самым близким к Алматы и удобным для исследований, но и вполне удовлетворяет условиям гляциологической и метеорологической репрезентативности по отношению к ледниковой системе северного склона хребта, что было доказано результатами проведенных нами специальных 5-летних (1975-1979 гг.) исследований на ледниках в бассейнах рек Киши и Улькен Алматы, Каскелен, Талгар, Иссык и Тургень [5].

При нашем подходе к расчету баланса массы ледниковой системы сделано необходимое упрощение, т.е. принято, что изменчивость баланса массы связана с колебаниями суммарной абляции. Для доказательства этого положения привлечены результаты натурных наблюдений на наиболее изученных ледниках Заилейского и Жетысу Алатау - Туйыксу и Шумского.

Так, анализ материалов измерений составляющих баланса массы на леднике Туйыксу за десятки лет показал, что существует очень тесная связь баланса Б с величиной суммарной абляции снега и льда Аб [6]:

$$Б = 152 - 1,39 Аб \quad (2)$$

с коэффициентом корреляции $r = -0,98$. Наличие такой тесной связи свидетельствует о том, что на ледниках континентального типа, в особенности в областях абляции, годовые изменения баланса массы мало зависят от количества отлагающегося здесь снега, но почти целиком регулируются величиной абляции как функции прихода тепла, затраченного на таяние. Об этом говорит и тесная корреляция таяния льда и снега со средней температурой воздуха за лето, выявленная А. Н. Кренке и В. Г. Ходаковым [7].

Наличие связи (2) позволяет перейти к расчету баланса массы системы через величину ее суммарной абляции. Последняя на леднике Туйыксу измерялась непосредственно, а для системы в целом за каждый год 45-летия рассчитывалась по формуле [6]

$$Аб = (t_n - \Delta t + 11,83)^3 \quad (3)$$

Здесь t_n - средняя летняя температура воздуха за май-сентябрь конкретного года на фиксированной высоте, равной 3800 м, соответствующей среднему многолетнему уровню границы питания по макросклону в целом. В расчетах t_n учитывался температурный скачок Δt (при переходе с неледниковой поверхности на ледниковую), который за период длинного лета при средней облачности 5-6 баллов, согласно определениям по формулам, приведенным в [8], составляет $-0,5^\circ\text{C}$.

Кстати, именно такое значение Δt рекомендовано А. Н. Кренке [9] для полного периода абляции; в разгар таяния, в июле-августе, а также на более крупных (по длине) ледниках оно обычно в 2 раза больше, достигая -1°C . Использование региональной связи (3) в таком варианте позволяет при расчете ежегодной суммарной абляции обойтись без данных о высоте границы питания. Связь между величинами суммарной абляции, измеренными на леднике Туйыксу, и ледниковой системы, рассчитанными по формуле (3), представлена на рис. 1.

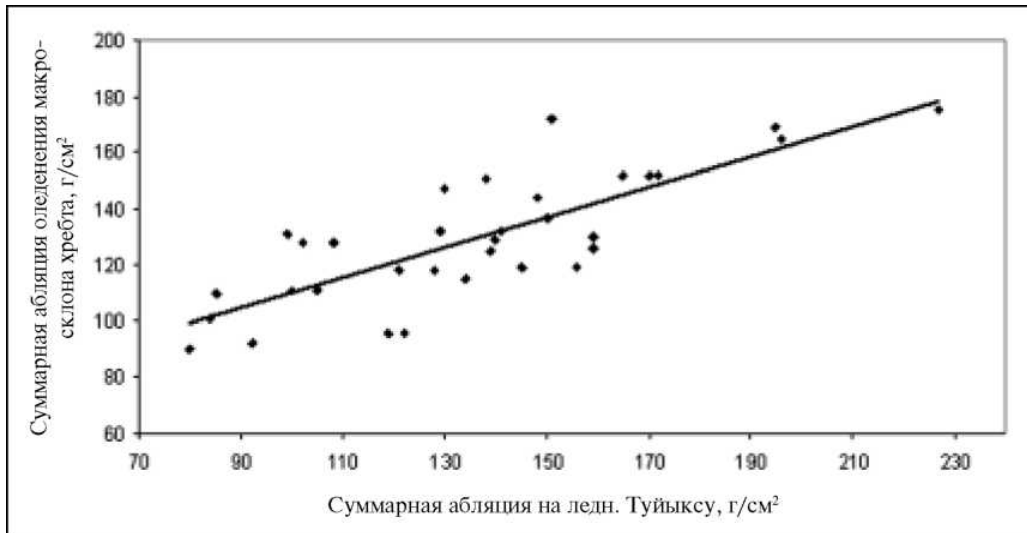


Рис. 1. Связь балансов массы опорного ледника Туйыксу и оледенения северного склона Заилейского Алатау

Связь на рис. 1 выражается уравнением регрессии

$$Ab_{лс} = 0,54 Ab_{ту} + 56,3 \tag{4}$$

с достаточно высоким коэффициентом корреляции $r = 0,80$. Здесь $Ab_{лс}$ — суммарная абляция ледниковой системы; $Ab_{ту}$ — суммарная абляция на леднике Туйыксу, $г/см^2$.

Следующий шаг состоит в расчете баланса массы ледниковой системы при весьма вероятном предположении о том, что, как и на леднике Туйыксу, баланс системы определяется ее суммарной абляцией. Рассчитанные по суммарной абляции значения баланса массы ледниковой системы северного макросклона Заилейского Алатау достаточно тесно согласуются с балансом массы ледника Туйыксу (рис. 2).

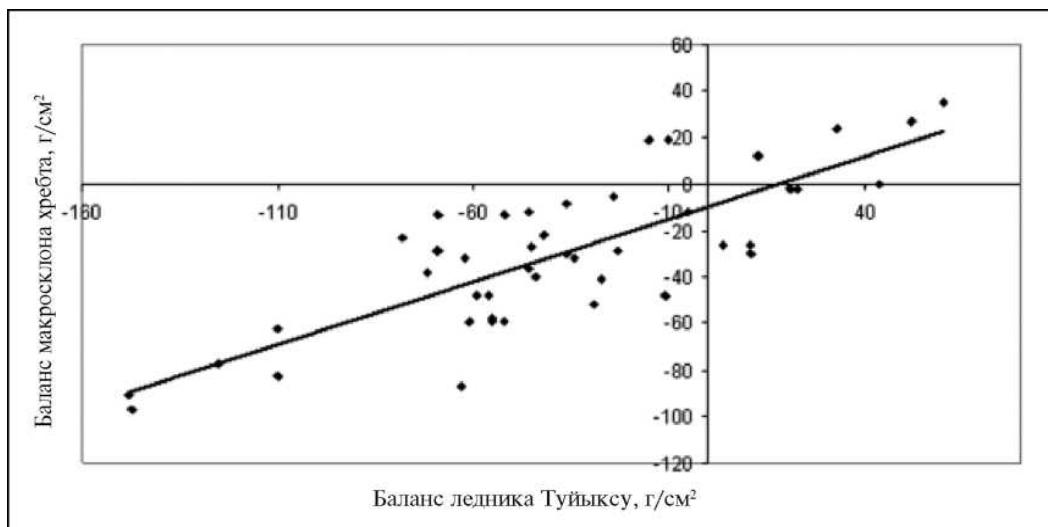


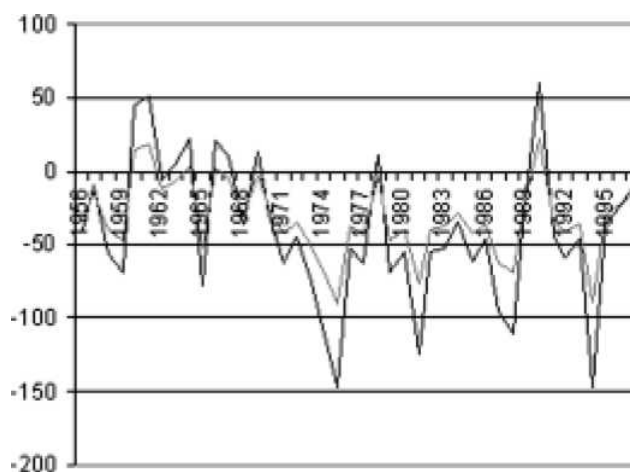
Рис. 2. Связь балансов массы опорного ледника Туйыксу и оледенения северного склона Заилейского Алатау

Связь балансов массы ледника Туйыксу (Б) и ледниковой системы хребта (Б_{лс}), представленная на рис. 2, выражается уравнением

$$B_{лс} = 0,54 B_{т\у} - 9,84 \quad (5)$$

с коэффициентом корреляции $r = 0,81$. Как видим, связь балансов массы оледенения системы и опорного ледника аппроксимируется линейным уравнением, но с такой же точностью она может быть описана полиномом 2-й степени, что видно из расположения точек. В годы с отрицательным балансом массы линейная аппроксимация получается не хуже, чем полиномом 2-й степени.

Межгодовой ход рассчитанных по формуле (5) значений баланса массы ледниковой системы северного склона Заилейского Алатау и измеренного баланса на опорном леднике Туйыксу за 45 лет (1956-2000 гг.) представлен на рис. 3.



Баланс л. Туйыксу
Баланс оледенения макросклона хребта

Рис. 3. Межгодовой ход балансов массы опорного ледника Туйыксу и ледниковой системы северного склона Заилейского Алатау

Величины баланса оледенения макросклона на рис. 3 можно интерпретировать как средние взвешенные по площади его значения для всей ледниковой системы, которая в таком понимании предстает в виде единого и целостного массива.

Среднее измеренное значение баланса массы ледника Туйыксу за 45 лет оказалось равным -39 г/см^2 , а ледниковой системы в целом, рассчитанное по (5), -33 г/см^2 . Как видим, баланс массы всей системы оказался выше, чем у опорного ледника, поскольку значительная доля площади оледенения макросклона хребта (порядка 10%) приходится на высоты более 4200 м (до почти 5000 м на талгарских ледниках), т.е. на 800 м выше высшей точки ледника Туйыксу. Это свидетельствует о том, что в целом рассматриваемая ледниковая система более устойчива к внешним воздействиям, чем опорный ледник.

Аналогичный характер связи между суммарной абляцией и балансом массы на ключевом леднике (рис. 4), а также между балансами массы опорного ледника и ледниковой системы установлен для условий Жетысу Алатау. Для этого использованы данные натуральных измерений составляющих баланса на опорном леднике Шум-ского за 25 лет (1967-1991 гг.) [10].

Связь баланса массы этого ледника и ледниковой системы северного склона Горной Джунгарии (бассейны рек Аксу-Лепсы и Каратал-Коксу) представлена на рис. 5.

Следует отметить, что вряд ли существуют достаточно корректные способы контроля для выдвинутого здесь подхода к решению задачи определения баланса массы целостных ледниковых систем по отношению к опорным ледникам, поскольку нет возможности оценить точность сопоставляемых данных. Тем не менее этот подход позволяет в первом приближении оценивать баланс массы крупных ледниковых систем, а также прогнозировать его значения на ближайшие десятилетия по выявленному тренду или прогнозу средней летней температуры воздуха и суммарной абляции.

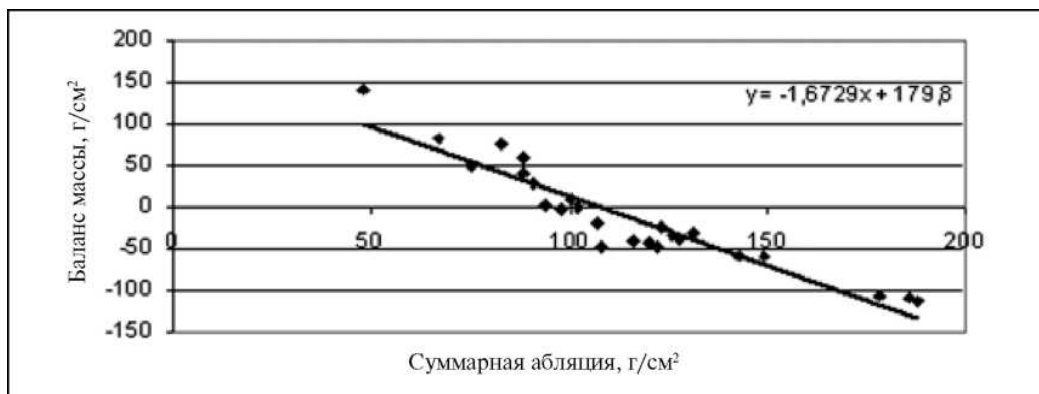


Рис. 4. Связь суммарной абляции и баланса массы на опорном леднике Шумского в Жетысу Алатау

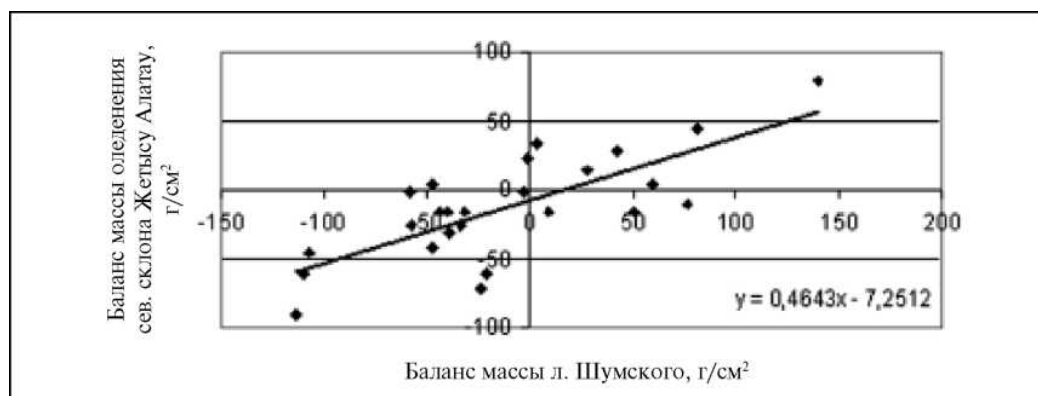


Рис. 5. Связь балансов массы опорного ледника Шумского и оледенения северного склона Жетысу Алатау

Можно также уверенно полагать, что баланс массы отдельных репрезентативных ледников и целостных ледниковых систем отражает реальное состояние современных климатических условий региона. Очевидно, характеристики внешнего массообмена таких ледников и они сами могут рассматриваться как своего рода реперные климатические станции, естественные индикаторы и интеграторы локальных и региональных показателей изменения климата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Северский И.В. К проблеме мониторинга изменений оледенения целостных ледниковых систем // Вопросы географии и геоэкологии. 2011. № 2. С. 12-18.
 2. Дюргеров М.Б., Михаленко В.Н. От баланса массы ледника к ледниковой системе // Материалы гляциол. исслед. 1988. Вып. 63. С. 34-43.
 3. Дюргеров М.Б. Мониторинг баланса массы горных ледников. М.: Наука, 1993. 127 с.
 4. Уваров В.Н. Пространственно-временная изменчивость и расчет баланса массы ледников Заилийского Алатау: Автореф. канд. дис. М., 1990. 20 с.
 5. Вилесов Е.Н., Шевелев Ю.А., Уваров В.Н. Репрезентативность метеорологических данных в условиях гляциально-нивальной зоны // Ледники и климат Сибири. Томск, 1987. С. 12-14.
 6. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы, 2001. 252 с.
 7. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциол. исслед. 1966. Вып. 12. С. 153-164.
 8. Вилесов Е.Н., Шевелев Ю.А., Денисова Т.Я. О величине температурного скачка в условиях оледенения Заилийского Алатау // Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 47-53.
 9. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 288 с.
- Черкасов П.А. Расчет составляющих водно-ледового баланса внутриконтинентальной ледниковой системы. Алматы: Каганат, 2004. 334 с.

ВЛИЯНИЕ ДЕГРАДАЦИИ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

И. В. СЕВЕРСКИЙ¹, И. Н. НЕСТЕРОВА²

¹Академик НАН РК, проф., г.н.с.,

² с.н.с. лаборатории гляциологии (Институт географии РК)

Іле және Жетісу мұздықтық жүйелердегі мұздық каталогы мәліметтерін салыстырмалы талдау негізінде соңғы он жылдықта климаттың жылынуы салдарынан мұздықтық ағытға қосымша бағаланған. Мұздану деградациясының гидрологиялық режим мен су ресурстарына әсерінің бағалануы берілген.

На основе сравнительного анализа данных последовательных каталогов ледников Илейской и Жетысуской ледниковых систем оценена добавка к ледниковому стоку вследствие потепления климата за последние десятилетия. Установлено влияние деградации оледенения на гидрологический режим и водные ресурсы.

On the basis of the comparative analysis of the given consecutive glaciers inventories of Iley's and Zhetysu's glacial systems the additive to a glacial run-off owing to climate warming for last decades are estimated. The evaluation of impact of degradation of glaciations on a hydrological regime and water resources is given.

Роль ледниковых вод в формировании стока и гидрологического режима хорошо изучена и рассмотрена в многочисленных публикациях (работы В. Л. Шульца, Г. Н. Голубева, В. М. Котлякова, М. Б. Дюргерова, А. Н. Диких, Ю. М. Денисова, Г. Е. Глазырина и др.), в том числе по территории Балкаш-Алакольского бассейна (работы Н. Н. Пальгова, П. А. Черкасова, И. С. Соседова, Е. Н. Вилесова, В. В. Голубцова и др.). Эта роль ярко проявляется в различиях характеристик режима стока рек с ледниковым питанием, с одной стороны, и рек, в бассейнах которых ледники отсутствуют, — с другой [1—7]. Согласно результатам исследований в условиях Казахстана и Средней Азии талые ледниковые воды в зависимости от степени оледенения бассейна могут составить до 10—25 % годового стока рек в створах на выходе из гор и до 50 % суммарного стока за вегетационный период.

Являясь продуктом аккумуляции и сохранения атмосферных осадков, ледники сами по себе ничего не добавляют к водным ресурсам, но выполняют исключительно важные функции водохранилищ многолетнего регулирования: ежегодно, независимо от преобладающей тенденции развития климата (потепления либо похолодания), в горно-ледниковых бассейнах определенная часть стока формируется за счет стаивания вековых запасов льда, сформированных осадками, выпавшими десятилетия либо сотни лет тому назад. Именно талые ледниковые воды, составляя до 50% речного стока за вегетационный период, обеспечивают саму возможность сложившегося в Центрально-Азиатском регионе орошаемого земледелия. По этой причине прогнозируемое в течение текущего столетия исчезновение подавляющего числа ледников вызывает серьезную озабоченность, поскольку влечет за собой крайне неблагоприятное в хозяйственном отношении изменение внутригодового распределения стока и чревато резким обострением социально-экономической ситуации в регионе с угрозой продовольственной, национальной и региональной безопасности. В связи с этим исследования влияния деградации ледников на характеристики речного стока и региональные водные ресурсы в условиях Центральной Азии приобретают особую актуальность.

Не вдаваясь в дискуссию относительно содержания понятия «ледниковый сток», отметим, что мы придерживаемся определения, данного в Гляциологическом словаре [8], согласно которому под ледниковым понимается сток талых вод сезонного снега, фирна и льда, а также жидких осадков, поступающих в речную сеть с поверхности ледника. Ряд специалистов под ледниковым понимают лишь сток от таяния фирна и льда без учета талых вод сезонного снежного покрова на поверхности ледника. С учетом задач нашего исследования различия в трактовке термина «ледниковый сток» не имеют принципиального значения: нам важно понять изменения ледникового стока как следствие деградации оледенения и оценить, как эти изменения могут повлиять на гидрологический режим территории и региональные водные ресурсы [9].

В научных публикациях преобладает мнение о том, что ледниковый сток должен увеличиваться по мере деградации ледников вследствие глобального потепления. В одном из последних обобщений [10] задача заключалась в расчете не всего ледникового стока, а лишь той его части, которая составляет добавку к стоку в сравнении со стоком при стационарном балансе массы ледника. Это означает, что в условиях потепления и деградации оледенения речь идет о расчете стока деградации Яё, который численно равен текущему (как правило, отрицательному) балансу массы.

По оценке В. М. Котлякова [10], при условии сохранения в будущем современной тенденции изменения температуры воздуха, на Тянь-Шане сток деградации к 2100 г. может увеличиться более чем втрое относительно 1975 г., но в последующий период вследствие быстрого сокращения площади ледников будет уменьшаться. В конечном итоге изменения оледенения, связанные с «парниковым» потеплением климата, будут иметь в основном негативные геоэкологические последствия. Горное оледенение умеренных широт перейдет в условия экстремального режима с резко отрицательным (до -3 - -5 м/год) балансом массы и почти целиком исчезнет. Объем стока горных рек сильно сократится (из-за потери ледниковых ресурсов), что приведет к негативным для сельскохозяйственного производства последствиям. Аналогичные тенденции изменений стока деградации выявляются и по результатам измерений на шести ледниках Норвегии, вполне надежно характеризующих режим оледенения районов с типично морским климатом (Береговой хребет США и Канады, прибрежные районы Аляски, Исландии, Шпицбергена и др.) [10].

Напомним, что речь здесь шла о слое стока деградации (в мм водного эквивалента) - добавке в сток в сравнении с ледниковым стоком при стационарном балансе массы ледников; расчет же прогнозных изменений стока деградации выполнен в предположении сохранения в будущем современных темпов повышения температуры.

Ожидания увеличения стока на современном этапе развития оледенения вполне логичны: потепление климата обеспечивает относительно больший слой стаивания снега и льда и соответственно больший объем талого стока. Но на каком-то этапе неизбежно должна произойти смена знака процесса: убыль объема ледникового стока вследствие сокращения площади ледника может превысить упомянутую прибавку за счет увеличения слоя стаивания.

Судя по имеющимся данным, в условиях Центральной Азии эта смена знака в соотношении результирующих обоих процессов произошла давно и в настоящее время преобладающим процессом является последовательное сокращение ледникового стока по мере потепления климата. Так, сток с ледника Туйыксу (Северный Тянь-Шань) за последние десятилетия уменьшался пропорционально сокращению его площади [11]. При устойчивости норм годовых и сезонных сумм осадков, максимальных снегозапасов и речного стока доля ледниковой составляющей в суммарном стоке р. Усек в Жетысу Алатау, рассчитанная на основе метода Кренке-Ходакова [12], в течение последних десятилетий также последовательно сокращалась [13]. Аналогичный характер изменения ледникового стока выявлен в бассейнах рек Зеравшан и Вахш [14].

Хорошо известно, что гидрологический режим рек с ледниковым питанием существенно отличается от гидрологического режима рек, в бассейнах которых ледников нет, и чем выше коэффициент оледенения бассейна, тем эти контрасты больше. Эта истина не нуждается в дополнительном обосновании. По этой причине, рассматривая возможное влияние деградации оледенения на речной сток и региональные водные ресурсы, резонно оценить изменения объема ледникового стока, связанные с глобальным потеплением. В этом случае речь должна идти не о суммарном ледниковом стоке, а о тех его изменениях, которые обусловлены глобальным потеплением.

Для оценки этих изменений мы, воспользовавшись данными об изменении площади ледника Туйыксу за период между двумя последовательными фотограмметрическими съемками (1958 и 1998 г.) и данными определений ежегодного баланса массы ледника, сопоставили прибавку к объему ледникового стока вследствие увеличения слоя стаивания льда как реакции на повышение летней (июнь-август) температуры воздуха вследствие глобального потепления, с одной стороны, и величину потерь ледникового стока за счет сокращения площади ледника за указанный период - с другой. Оказалось, что эти величины соотносятся как 1 к 150, т.е. прибавка к стоку за счет увеличения слоя стаивания вследствие глобального потепления несоизмеримо мала в сравнении с убылью стока вследствие сокращения площади ледника. По-видимому, даже с учетом

кумулятивного эффекта ежегодного повышения температуры (при прочих равных условиях при продолжающемся глобальном потеплении слой стаивания в каждый последующий год будет больше характерного для предыдущего года) результирующим итогом современного потепления климата является сокращение ледникового стока. Очевидно, что при сохранении нынешних тенденций потепления климата сокращение ледникового стока будет продолжаться.

Более надежно изменения ледникового стока вследствие глобального потепления можно оценить, определив потери ледниковых ресурсов за период между предыдущей и последующей каталогизацией ледников. Подчеркнем, что при наличии оледенения в бассейне ледниковый сток наблюдается ежегодно независимо от того, в каком состоянии (регрессии либо наступания) находится ледник. В этом случае выявленные упомянутым способом величины представляют собой обусловленную глобальным потеплением добавку к ледниковому стоку за счет стаивания только многолетних запасов льда без учета стока с ледниковой поверхности талых вод сезонного снежного покрова и жидких осадков.

Наиболее изученными в этом отношении являются Жетысуская и Илейско-Кунгейская ледниковые системы: для первой мы имеем унифицированные каталоги ледников по состоянию на 1956, 1972, 1990 и 2000 гг., а для второй - по состоянию на 1955, 1974, 1979, 1990 и 2008 гг.

Результаты определения ледникового стока рек Южного Жетысу за периоды между последовательными каталогизациями ледников представлены в табл. 1.

Таблица 1. Потери объема льда и ледниковый сток рек Южного Жетысу Алатау за периоды между последовательной каталогизацией ледников

№ п/п	Бассейн	Потери объема всего льда за период, км ³ с учетом потерь погребенной части ледников (15% от объема потерь с открытой части ледников)				Ледниковый сток с открытой и погребенной частями ледников, км ³			
		1956-1972	1972-1990	1990-2000	1956-2000	1956-1972	1972-1990	1990-2000	1956-2000
1	Коргас	0,614	0,932	0,25	1,796	0,497	0,755	0,203	1,455
2	Шьжын	0,538	0,246	0,052	0,836	0,436	0,199	0,042	0,677
3	Тышкан	0,112	0,198	0,216	0,526	0,091	0,160	0,175	0,426
4	Бурхан	0,024	0,025	0,008	0,057	0,019	0,020	0,006	0,046
5	У. Осек	0,226	0,371	0,214	0,811	0,183	0,301	0,173	0,657
6	О. Осек	0,124	0,244	0,126	0,494	0,100	0,198	0,102	0,400
7	К. Осек	0,152	0,285	0,211	0,648	0,123	0,231	0,171	0,525
8	Борохудзи	0,003	-	0,003	0,006	0,002	-	0,002	0,004
	Сумма	1,793	2,301	1,080	5,174	1,452	1,864	0,875	4,190

При расчетах коэффициент стока ледниковых вод и плотность льда приняты равными 0,9. Между фотограмметрическими съемками 1958 и 1998 гг. потери объема погребенной части ледника Туйыксу составили около 20 % от потерь объема его открытой части. С учетом вероятного понижения поверхности за указанный период вследствие гравитационного уплотнения современной морены принято, что объем талого стока погребенных льдов эквивалентен 15% объема стока от таяния льда открытой части ледников.

Обратим внимание, что на реках Южного Жетысу с 1972 по 1990 г. ледниковый сток в 1,3 раза превысил его объем, характерный для периода с 1956 по 1972 г. Именно в это время наблюдался наибольший темп деградации ледников региона, особенно интенсивной в середине 1970-х - начале 1980-х годов [9, 15]. В течение следующего десятилетия ледниковый сток сократился здесь в 2 раза в сравнении с характерным для периода с 1972 по 1990 г. Сходная картина характерна и для рек Иле Алатау (табл. 2).

Как видим, наибольший ледниковый сток наблюдался с 1974 по 1990 г. либо накануне. Добавка же к речному стоку вследствие деградации ледников как реакции на глобальное потепление невелика и составляет зачастую менее 10%, что сопоставимо с погрешностью измерения расхода воды на горных реках [16, 17]. Величина этой добавки нелинейно зависит от степени оледенения бассейна (рис. 1) и период наиболее интенсивной деградации ледников в отдельных бассейнах, как следует из табл. 2, приближалась к 20%.

Таблица 2. Ледниковый сток рек северного склона Иле Алатау

№ п/п	Река	Ледниковый сток, км ³				Доля ледникового стока в суммарном годовом, %			
		1955-1974	1974-1990	1990-2008	1955-2008	1955-1974	1974-1990	1990-2008	1955-2008
1	Узункаргалы	0,1353	0,1280	—	0,257	6,1	7,3	-	-
2	Шамалган	0,0040	0,0162	-	0,032	0,5	-	-	-
3	Каскелен	0,0526	0,0697	0,025	0,202	1,9	3,3	1,1	2,7
4	Аксай	0,1604	0,09	-	0,284	-	7,9	-	-
5	Проходная	0,089	0,1012	-	0,175	9,5	13,3	-	-
6	У. Алматы	0,2697	0,1288	0,033	0,480	14,8	9,2	-	-
7	К. Алматы	0,1871	0,0324	0,015	0,235	14,0	3,6	-	-
8	Талгар	0,537	0,9833	0,535	2,055	8,8	18,8	-	-
9	Иссык	0,3839	0,2171	0,241	0,842	12,0	9,6	-	-
10	Тургень	0,1077	0,1409	0,353	0,247	2,4	4,1	8,1	-

Примечание. Здесь приведены величины ледникового стока с открытой части площади ледников без учета талых вод погребенной их части; при расчете коэффициент стока талых ледниковых вод и плотность льда приняты равными 0,9.

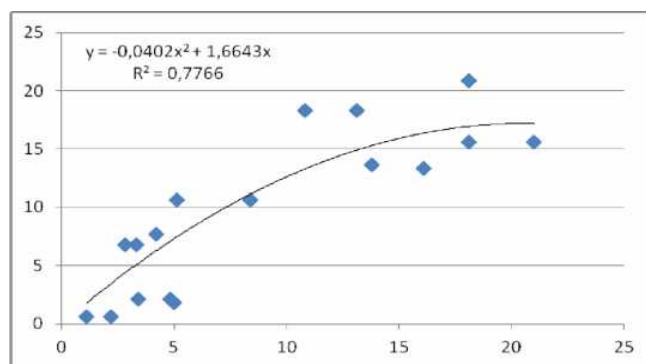


Рис. 1. Зависимость ледникового стока рек северного склона Иле Алатау от степени оледенения бассейна (1955-1990гг.)

Подчеркнем еще раз, что речь здесь идет о превышении над величинами ледникового стока при стационарном состоянии ледников вследствие глобального потепления за последние полвека. Рассмотренные результаты дают основания утверждать, что добавка к ледниковому стоку из-за увеличения интенсивности деградации ледников как реакции на глобальное потепление невелика и не является определяющей в формировании гидрологического режима и водных ресурсов. Характеристики стока, судя по данным гидрометеорологического мониторинга, определяются не столько изменением ледниковой составляющей стока, сколько изменчивостью годовых сумм осадков. Это отчетливо видно из рис. 2, где сопоставлены разностные интегральные кривые стока р. Лепсы и годовых сумм осадков за многолетний период. Как видим, оба показателя изменяются практически параллельно.

Вместе с тем суммарные потери ледниковых ресурсов Иле-Балкашского бассейна за последние полвека превысили 35%. На этом фоне кажется странным тот факт, что средние многолетние величины стока главных рек Центральной Азии, в том числе Амударии, Сырдарии, Иле, за последние полвека как минимум оставались устойчивыми [15, 18-20].

В течение того же периода, несмотря на значимое сокращение годовой аккумуляции снега на ледниках Тянь-Шаня (например, [10]), многолетние нормы атмосферных осадков и максимальных снегозапасов в зоне формирования стока оставались устойчивыми, выявляемые изменения носят разнонаправленный характер и в подавляющем большинстве случаев статистически незначимы [15, 21-24].

Не изменилось за последние полвека и внутригодовое распределение стока [25]. Тот факт, что, несмотря на значительную деградацию оледенения, при устойчивости средних многолетних

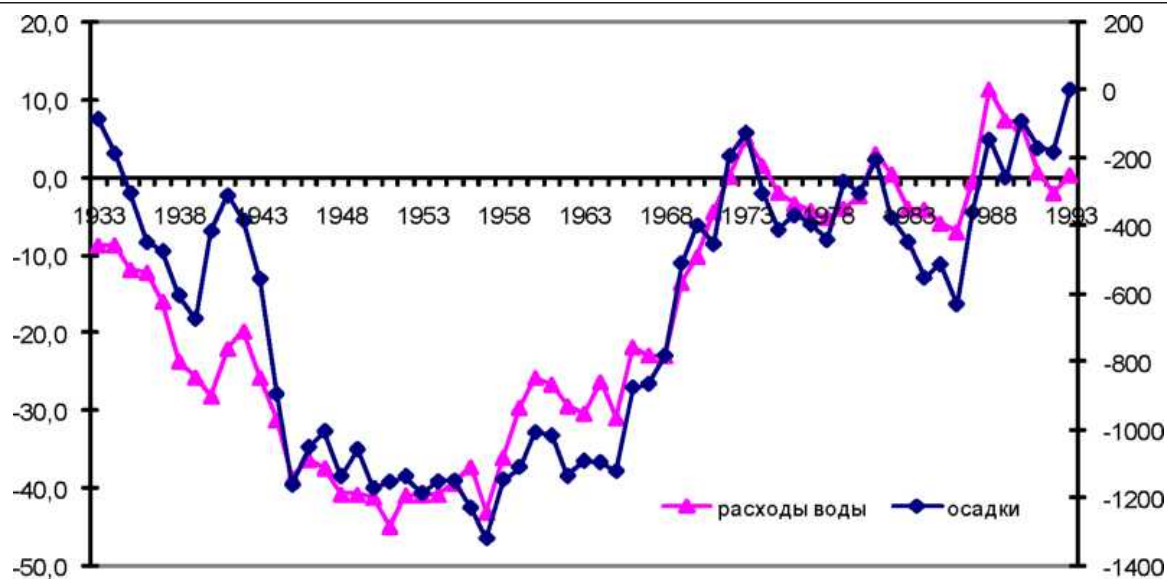


Рис. 2. Совмещенные разностные интегральные кривые отклонений от нормы средних годовых расходов воды р.Лепсы (г. Лепсинск) и осадков с 1933 по 1993 г.

сумм атмосферных осадков и максимальных снегозапасов нормы стока в течение последних десятилетий практически не изменились, дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма. Исследования, основанные на анализе данных повторной фотограмметрической съемки группы ледников и температурного режима сезонно- и многолетнемерзлых грунтов в Иле Алатау, дают основание полагать, что таким механизмом может быть все большее (по мере потепления климата) участие в формировании речного стока талых вод подземных льдов. При этом решающим является сток талых вод погребенных льдов: с 1958 по 1998 г. их объем для ледника Туйыксу составил около 20% от объема стока с открытой части ледника. За тот же период еще около 5% от объема стаяния снега и льда на открытой части ледника поступило в сток вследствие частичного протаивания многолетнемерзлых пород [15, 26].

Следует учесть, что в условиях продолжающегося потепления климата доля талых вод погребенных льдов в речном стоке по мере деградации оледенения увеличивается, поскольку все большая часть ледника переходит в состояние погребенной. Так, в Илейской ледниковой системе (северный склон Иле Алатау и бассейн р. Шелек) с 1955 по 1990 г. доля открытой части ледников в суммарной их площади сократилась на 13,6%. Соответственно возросла доля площади погребенных льдов и их вклада в формирование стока.

Принимая во внимание, что запасы подземных льдов в высоких горах Средней Азии и Казахстана эквивалентны современным ледниковым ресурсам [27-29], а в горах Китая превышают их вдвое [28, 29], а также учитывая тот факт, что темпы таяния подземных льдов значительно ниже в сравнении с характерными для открытой поверхности ледников, можно полагать, что даже при сохранении нынешних тенденций потепления климата действие упомянутого компенсационного механизма может растянуться на столетия. Заметим также, что в условиях Центральной Азии вряд ли следует ориентироваться на значительное сокращение водных ресурсов вследствие деградации оледенения еще и по той причине, что главным источником формирования ледникового (как и суммарного) стока является талый сток сезонного снежного покрова. Так, в главных бассейнах Тянь-Шаня в период абляции доля талых снеговых вод в годовом стоке составляет 50—55% [30], а в суммарном годовом стоке с ледника Туйыксу они равны не менее 70%, тогда как за счет таяния многолетних запасов льда формируется не более 30% общего стока с поверхности ледника [11].

Оптимизм внушает и то, что, согласно результатам анализа кернов льда с ледников Тянь-Шаня, более половины годовой аккумуляции в ледниковом поясе гор (выше 3700 м) формируется за счет испарения с внутренних источников влаги. Это позволяет заключить, что Центральная Азия - саморегулируемая система, где горные районы (зона формирования стока) с точки зрения формирования возобновляемых водных ресурсов остаются в относительно устойчивом состоянии:

испарение обеспечивает формирование «местных» осадков, которые, в свою очередь, сдерживают рост температуры [31].

Все это дает основания надеяться, что продолжающаяся деградация оледенения не приведет к значительному сокращению стока и региональных водных ресурсов, по крайней мере, в течение ближайших десятилетий. Разумеется, этот оптимистический вывод нуждается в дополнительном обосновании, что потребует постановки комплекса целенаправленных исследований, скоординированных на международном и региональном уровне. В этой связи заслуживают внимания геокриологические исследования, прежде всего мониторинг термического режима сезонно- и многолетнемерзлых пород и совершенствование методов оценки запасов подземных льдов. Очевидно, настало время, когда погребенные ледники и многолетнемерзлые толщи следует рассматривать не только как индикатор климатических изменений и неблагоприятный фактор с точки зрения интересов хозяйственного освоения высокогорий, но и как стратегический ресурс формирования стока.

По сути, подземные льды как наземное оледенение выполняют функции водохранилищ многолетнего регулирования. При определенных условиях (малоснежные холодные зимы, особенно в первой половине холодного периода) происходит промораживание почвенно-грунтовой толщи рыхлых моренных и склоновых образований в слое сезонного промерзания-протаивания. Талые воды, просочившиеся сюда с началом снеготаяния, вновь замерзают и зачастую могут в замороженном виде сохраняться в течение нескольких лет, являясь причиной формирования отрицательной невязки годового водного баланса горно-ледниковых бассейнов. Именно благодаря подобным процессам в грубощебнистых и крупноглыбовых толщах осыпных и лавинных конусов выноса приледниковой зоны в первой половине лета на глубинах менее метра нередко обнаруживается сплошной конгломерат льда и обломков породы, по поверхности которого стекают талые воды.

В многоснежные относительно теплые годы накопленные прежде переходящие запасы воды частично либо полностью участвует в формировании стока. В условиях гор юго-востока Казахстана, по нашим оценкам, периодичность смены знака процессов аккумуляции либо расхода переходящих запасов воды в рыхлых отложениях приледниковой зоны составляет в среднем 3-4 года.

Ледники же обеспечивают значительно более глубокое регулирование стока, перераспределяя накопленные осадки в пределах временных периодов продолжительностью десятки и сотни лет. Именно в этом заключается основная гидрологическая роль ледников. Будучи продуктом взаимодействия климата и рельефа и отражая циклические колебания климатических условий, они являются своего рода гарантом относительной стабильности гидрологического режима и благополучия населения густонаселенных предгорных равнин, обеспечивая саму возможность и относительную стабильность сложившегося в Центральной Азии орошаемого земледелия. В периоды продолжительных похолоданий с относительно высокой снежностью ледники характеризуются положительным балансом массы: они последовательно из года в год аккумулируют часть выпавших за год осадков и сохраняют их до начала периода устойчивого положительного тренда температуры воздуха, сочетающегося нередко с отрицательными аномалиями осадков. В это время ледники характеризуются преимущественно отрицательным балансом массы, последовательно из года в год расходуя на формирование стока накопленную в прежний период влагу.

Подведем итог. В условиях Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии межгодовые изменения стока рек с ледниковым питанием определяются, прежде всего, изменчивостью годовых сумм осадков. Доля ледниковой составляющей в речном стоке в течение последних десятилетий здесь сокращалась по мере уменьшения площади оледенения.

Добавка к ледниковому стоку за счет таяния многолетних запасов льда вследствие глобального потепления за последние полвека невелика, сопоставима с погрешностью измерения расходов воды на горных реках и не могла оказать значительного влияния на гидрологический режим и региональные водные ресурсы. Величина этой добавки нелинейно зависит от коэффициента оледенения бассейна и в условиях Иле Алатау лишь в период наиболее интенсивной деградации ледников - в 1970-х годах - в отдельных бассейнах приближалась к 20% суммарного стока. Но уже в конце 1970-х - начале 1980-х годов убыль ледникового стока из-за сокращения площади оледенения превысила его прибавку, обусловленную увеличением слоя стаивания льда вследствие продолжающегося потепления климата, и начиная с 1980-х годов ледниковый сток

неуклонно сокращался. Несмотря на значительное сокращение ледниковых ресурсов, нормы стока главных рек Центрально-Азиатского региона, как и показатели его внутригодового распределения, в течение последних десятилетий оставались устойчивыми, что дает основания предположить наличие некоего компенсационного механизма. Таким механизмом, по нашим оценкам, является все более значимое (по мере потепления климата) участие в формировании речного стока талых вод подземных льдов, прежде всего, погребенных льдов современных морен, каменных глетчеров, а также запасов льда многолетнемерзлых пород. Общие потери объема современных морен Туйыксус- кой группы ледников по данным повторной фотограмметрической съемки 1958 и 1998 гг. эквивалентны почти 20% потерь объема льда открытой части ледников [15]. Даже если принять, что упомянутое сокращение объема морен на треть обусловлено гравитационным уплотнением моренной толщи, то потери объема погребенного льда составят 13-14% от потерь льда открытой части ледников. Еще не менее 5% этого объема могло сформироваться вследствие частичного протаивания многолетней мерзлоты.

При условии сохранения в будущем современных тенденций климатических изменений нет достаточных оснований опасаться значительного сокращения региональных водных ресурсов как следствия деградации оледенения: средние величины максимальных снегозапасов, составляющих до 70% суммарного ледникового стока, в течение последних десятилетий оставались устойчивыми. Потери же ледникового стока из-за сокращения площади открытой части ледников в значительной мере компенсируются все большим (по мере потепления климата) увеличением стока талых вод подземных льдов.

Несмотря на продолжающееся сокращение ледниковых ресурсов, горное оледенение, выполняя функции водохранилищ многолетнего регулирования, обеспечивает относительную стабильность норм стока, поддерживая возможности сохранения сложившейся в регионе системы водопотребления, включая орошаемое земледелие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шульц В.Л. Реки Средней Азии Л. Гидрометеиздат, 1965. – 691 с.
2. Щеглова О.П. Питание рек Средней Азии. Ташкент: Изд. СамГУ, 1960. 243 с.
3. Диких А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1982. 159 с.
4. Диких А.Н. Исследование режима оледенения, ледовых ресурсов и ледникового стока горной системы Тянь-Шаня: Докт. дис. в виде научн. докл. М., 1998. 32 с.
5. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1985. 237 с.
6. Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах. // Гидрометеорология и гидрология. -2008.-№1. –С.47-61.
7. Douglas I Benn and David J.A. Evans Glaciers & glaciation 2010. 802 p.
8. Котляков В.М. (ред.) Гляциологический словарь. Л., Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
9. Котляков В.М., Северский И.В. Ледники Центральной Азии: современное состояние, изменения, возможное влияние на водные ресурсы.//Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии. Материалы Международного Семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии» Алматы, Казахстан.28-30 ноября 2006. С. 21-55.
10. Котляков В.М. Снежный покров и ледники Земли. Избранные сочинения. Книга 2. М., «Наука», 2006. – 4447 с.
11. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н.. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы, 2001. – 252 с.
12. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ, 1966. Вып. 12. С. 153-164.
13. Вилесов Е.Н., Морозова В.В. Дегляциация и изменение ледникового стока в бассейне р. Усек в Джунгарском Алатау.// Гидрометеорология и экология, № 3, 2004. – С. 89 -95.
14. Котляков В.М. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М. Наука., 2006. – 482 с.
15. Severskiy I.V., Kokarev A.L. Severskiy S.I., Tokmagambetov T.G., Shagarova L.V., Shesterova I.N. (2006). Contemporary and prognostic changes of glaciation in Balkhash Lake basin. Almaty. 2006. 68p.
16. КарасевИ.Ф., Чижов А.Н. О точности определения стока по гидрометрическим данным // Метеорология и гидрология.1969. №2.С78-84.
17. Коновалов В.Г. Изменчивость характеристик климата, стока рек и оледенения Центральной Азии в XX в. // Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху/ отв. ред.В.М. Котляков; - М.: Наука, 2006 С. 338-352.

18. Глазырин Г.Е. Сведения о системе гидрометеорологического мониторинга в Узбекистане // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 139 -161.
 19. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент: САНИГМИ, 2000. – 252с.
 20. Aizen V.B., Aizen E.M., Malock J.M., Dozier J. (1997) Climate and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia.//Journal of Climate, Vol. 10, # 6, pp.1393-1404
 21. Артемьева С.С., Царев Б.К. Климатические изменения зимнего периода в горах Западного Тянь-Шаня. «Риск-2003», Ташкент. 2003. – С.138-142.
 22. Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В. Колебания снежности в горных районах Юго-Восточного Казахстана // Гидрометеорология и экология., №3, 1997. –С.187-197.
 23. Браун Л., Хааг В. Современное и будущее воздействие снежного покрова и ледников на сток в горных районах - сравнение между Альпами и Тянь-Шанем. //Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии. Материалы Международного Семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии» Алматы, Казахстан. 28-30 ноября 2006. С.60-70.
 24. Пиманкина Н.В. Снежный покров как рекреационный ресурс гор Юго-Восточного Казахстана // Вестник КазГУ, сер. геогр., № 2, 2000. – С. 162-170.
 25. Гальперин Р.И. К вопросу об изменении речного стока с северного склона Заилийского Алатау//Вестник КазНУ, Серия геогр., № 1(16). 2003. – С. 22-27.
 26. Северский И.В. О перспективах изменения водных ресурсов вследствие деградации оледенения – В данном издании.
 27. Горбунов А.П., Северский Э.В. (2001). Сели в окрестностях Алматы. Взгляд в прошлое. Алматы, 2001. – 79 с.
 28. Пратап Синх. Роль снега и ледников в гидрологии и водных ресурсах: обзор //Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии. Материалы Международного Семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии» Алматы, Казахстан. 28-30 ноября 2006. – С.244-250.
 29. Син Ли, Гордон Шенг, Худзюн Дзин, Ерси Ланг, Тао Хе, Рюи Дзин, Ли Зонгву, Жутонг Нань, Дзяен Ванг, Ёнпинг Шен. (2006) Изменение ледников, снежного покрова и мерзлоты в Китае //Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии. Материалы Международного Семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии» Алматы, Казахстан. 28-30 ноября 2006. – С. 230-245.
 30. Оледенение Тянь-Шаня / Под ред. М.Б Дюргерова. М., 1997. – 237 с.
- Aizen V.B. at al., 2006 Aizen V.B., Aizen E.M., Kuzmichenok V.A. Geo informational simulation of possible changes in Central Asian water resources.//Global and Environmental Change. Special issue: Northern Eurasia Climate and Environmental Change. 2006. – p.1-11.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ИЗМЕНЕНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ВСЛЕДСТВИЕ ДЕГРАДАЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

И. В. СЕВЕРСКИЙ

Академик НАН РК, проф., г.н.с. лаборатории гляциологии (Институт географии РК)

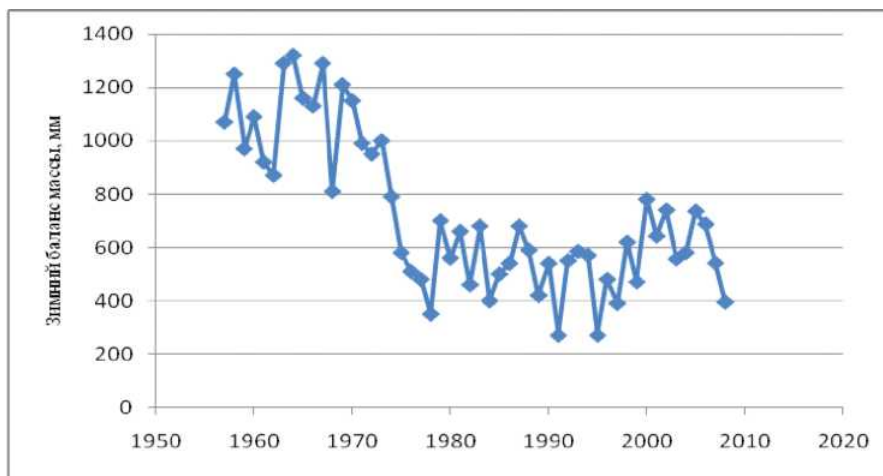
Иле және Жетісу Алатауындағы мұздану деградациясы салдарынан туындаған мұздықтық ағынның қазіргі және болжамдық өзгерістері мен олардың су ресурстарына әсері қарастырылған.

Рассмотрены современные и прогнозные изменения ледникового стока вследствие деградации оледенения Илейского и Жетысу Алатау и их влияние на водные ресурсы.

Contemporary and projected changes in glacial runoff as a result of degradation of glaciation in Ile and Zhetysu Ala-Tau mountains and their impact on water resources are considered.

Существуют два подхода к определению понятия «ледниковый сток», различающихся отношением к стоку талых вод сезонного снежного покрова с ледниковой поверхности: в одном случае он признается как часть ледникового стока, в другом - нет. Мы придерживаемся понятия, данного в Гляциологическом словаре [1], согласно которому под ледниковым стоком понимается «сток талых вод сезонного снега, фирна и льда, а также жидких осадков, поступающих в речную сеть с поверхности ледника». В условиях исследуемого региона наиболее детальные определения характеристик ледникового стока выполнены Е. Н. Вилесовым и В. Н. Уваровым [2] для главных речных бассейнов северного склона Иле Алатау. Согласно результатам этих исследований, из 300 млн м³ воды, формируемых в среднем за многолетний период за счет ледникового стока, только 15% приходится на сток с фирновых полей, 43% - за счет таяния сезонного снежного покрова на языках ледников и 4% - за счет жидких осадков, выпавших на поверхность ледника. Таким образом, более 60% ледникового стока формируется тальми водами сезонного снежного покрова, отчасти осадками за период абляции и лишь 38% - за счет таяния вековых запасов льда. В данном случае речь идет о стоке с площади открытой части ледников. Если же в площади ледника учесть площадь его погребенной части, то доля снежной составляющей в ледниковом стоке увеличится не менее чем на 10%, а доля ледникового стока, формируемого за счет осадков года, возрастет до 70%. Заметим, что в упомянутой трактовке ледникового стока в явном виде не учтен сток от таяния льда погребенной части ледников. Как показали исследования, доля ледниковой составляющей в суммарном стоке рек северного склона Иле Алатау в течение 30-х - 90-х годов прошлого века сократилась с 29% в среднем за десятилетие 1931-1940 гг. до 25,7% за десятилетие 1981-1990 гг. Лишь в семидесятых годах (с 1973 г.) - в период наибольшей интенсивности деградации ледников - она увеличилась в разных бассейнах на 2-13%. Однако уже в следующем десятилетии вследствие сокращения площади ледников доля ледникового стока здесь вновь сократилась [2]. Анализ данных круглогодичного мониторинга на базе горного стационара «Ледник Туйык-су» не оставляет сомнений в том, что главной причиной увеличения темпов деградации оледенения региона и ледникового стока с начала 1970-х годов стали аномально малые величины зимней аккумуляции в ледниковом диапазоне гор. С 1970 по 1978 г. на общем фоне относительно плавного повышения температуры воздуха в период абляции произошло обвальное (более чем втрое - с 1200 до 380 мм) сокращение величин зимнего баланса массы ледника Туйыксу (см. рис.). Вследствие этого абляция многолетнего льда начиналась на 3-4 недели раньше обычного, а темпы сокращения площади открытой части ледников превысили 1,2% в год при среднем за последние полвека темпе 0,8% в год [3, 4].

Именно аномально малые снегозапасы на фоне относительно высоких температур воздуха в абляционный период стали причиной резкой активизации деградации ледников и соответствующего увеличения ледникового стока в 1970-1980-х годах. Зависимость темпов деградации оледенения от максимального снегонакопления на ледниках отчетливо прослеживается на протяжении всего периода наблюдений.



Изменение зимнего баланса массы ледника Туйыксу с 1957 по 2006 г.

Таким образом, можно полагать, что режим оледенения региона, равно, как и характеристики речного стока, определяется не столько изменением температуры абляционного периода, сколько величиной максимальных снегозапасов в ледниковом диапазоне гор. Напомним, что в высокогорье (на высотах более 3000-3200 м) сосредоточены все ледниковые и более 50% возобновляемых снежных ресурсов главных речных бассейнов региона [3-5]. Именно эти ресурсы вносят решающий вклад в формирование стока. В этом отношении показательно, что, несмотря на максимальную интенсивность деградации ледников, характерную для первой половины 1970-х годов, годовой сток большинства рек Иле- Балкашского региона в этот период вследствие аномально малой снежности зим резко сократился — практически вдвое. Стабилизация речного стока наблюдалась в 1980-х годах, а с конца этого десятилетия общая тенденция изменений стока рек региона стала устойчиво положительной. Отметим, что в период стабилизации речного стока (80-е годы) величины зимнего баланса массы ледника Туйыксу оставались в относительно устойчивом состоянии, изменяясь от 400 до 700 мм (см. рис.), а с начала 1990-х годов наступил период устойчивого роста величин зимнего баланса массы, совпавший по времени с устойчивой тенденцией изменений стока. Иными словами, рассмотренный общий характер изменений речного стока практически повторяет динамику снежности гляциально-нивального пояса, наиболее значимого для формирования стока. С учетом изложенного можно заключить, что увеличение ледниковой составляющей в речном стоке в период максимальной деградации ледников (1970-е годы) не было определяющим: изменения стока даже в этот период практически повторяли динамику снежности высокогорного пояса.

Рассмотренная динамика доли ледникового стока в суммарном свидетельствует о том, что вопреки ожиданиям процессы снижения ледникового стока в результате сокращения площади оледенения явно преобладают над процессами его повышения за счет увеличения слоя стаивания льда вследствие потепления климата. Иными словами, характерное для последних десятилетий увеличение удельной абляции не в состоянии компенсировать потери ледникового стока, обусловленные сокращением площади оледенения. Это подтверждается и результатами исследований изменений ледникового стока на реках Южного Жетысу. В табл. 1 представлены результаты расчетов ледникового стока $Q_{\text{л}}$ и его доли в суммарном речном стоке реки Усек, где, согласно откорректированным данным Каталога ледников, в 1956 г. общая площадь открытой части ледников составляла 105,2 км².

Для расчета суммарной абляции (см. табл. 1) использована ее связь со средней летней (июнь-август) температурой воздуха на высоте 3700 м, к которой приурочена средняя многолетняя высота снеговой границы. Расчетное уравнение получено на основе анализа 25-летнего (1967—1991 гг.) ряда измерений составляющих баланс массы ледника Шумского (бассейн р. Баскан, Северный Центральный хребет Жетысу Алатау):

$$A = (t + 10,6)^3,$$

где A — суммарная абляция, мм; t — средняя летняя температура воздуха, °С.

Таблица 1. Изменение ледникового стока в бассейнах Южного Жетысу в 1956–1990 гг. [7]

Река — пункт	Площадь бассейна, км ²	Степень оледенения, %		Суммарный сток Q, 10 ⁶ м ³	Ледниковый сток, Q _л			
		1956 г.	1990 г.		1956 г.		1990 г.	
					10 ⁶ м ³	Q _л /Q, %	10 ⁶ м ³	Q _л /Q, %
Коргас — с. Баскунчи	1310	5,7	3,4	508	97	19,1	71	14,0
Чижин — с. Чижин	96	13,0	9,5	39	16	41,0	15	38,5
Тышкан — с. Сарыбель	144	16,7	10,1	80	31	38,8	23	28,8
Бурхан — с. Бурхан	92	2,0	0,8	21	2	9,5	1	4,8
Усек — с. Талды	1130	9,3	5,5	562	136	24,2	100	17,8
Сумма (среднее)	2772	7,9	4,7	1210	282	23,3	210	17,4

В качестве базовой взята метеостанция Жар-кент (бывший Панфилов), расположенная в долине р. Усек на высоте 641 м, в 50 км к югу от ледников бассейна. Вертикальный градиент температуры принят равным 7°С/км, а температурный скачок (при переходе от внеледниковой поверхности к ледниковой) — 1°С.

В качестве примечания к табл. 1 следует сказать, что для трансграничной р. Коргас ледниковый сток подсчитан без учета ледников в китайской части бассейна, где их площадь составляет около 20 км². Кроме того, в графе «суммарный сток» приведена его средняя многолетняя величина (норма) за 20-35 лет [6].

С учетом этих замечаний представленные в табл. 1 данные о ледниковом стоке следует рассматривать как первое приближение. Они получены на основе величин годовой аккумуляции/абляции на уровне средней высоты границы питания ледников (фирновой линии), рассчитанных по известной методике Кренке-Ходакова и отнесенных ко всей площади ледников бассейнов Южного Жетысу. Тем не менее тенденции изменений за рассматриваемый период эти данные характеризуют вполне надежно.

Как следует из табл. 1, с 1956 по 1990 г., несмотря на увеличение слоя стаивания льда, обусловленное потеплением климата, за 34 года ледниковый сток вследствие сокращения площади ледников и степени оледенения сократился на 72 млн м³, или на 25%. Доля ледниковой составляющей в годовом стоке реки Усек уменьшилась за этот период на 6% - с 23 до 17%. К 1990 г. количество ледников снизилось на 49%, а их площадь и объем льда сократились на 40%. Особенно значительное сокращение ледникового стока наблюдалось после 1973 г. С 1991 по 1995 г. ледниковый сток в бассейне р. Усек составил лишь 92,6 млн м³, что на 43,4 млн м³ (на 32%) меньше, чем в 1956 г. Согласно расчетам, основанным на экстраполяции выявленных тенденций изменения площади оледенения и среднелетней температуры воздуха, к 2003 г. ледниковый сток уменьшился почти на 40% относительно характерного для 1956 г. [6].

Таким образом, ледниковый сток и его доля в суммарном годовом стоке в течение последних десятилетий устойчиво сокращались. Поскольку средние суммы атмосферных осадков и максимальных снегозапасов в течение этого периода оставались устойчивыми, очевидно, что главная причина этих изменений - в сокращении площади оледенения вследствие глобального потепления климата. В связи с этим многие исследователи высказывают опасения относительно перспектив значительного сокращения возобновляемых водных ресурсов и неблагоприятного в хозяйственном отношении изменения режима речного стока как следствие продолжающейся деградации оледенения. Формально такие предположения вполне логичны и подтверждаются прогнозными оценками изменения водных ресурсов, основанными на использовании моделей общей циркуляции атмосферы [7-11]. Но парадокс в том, что, несмотря на продолжающуюся деградацию оледенения и связанное с ним сокращение ледникового стока, средние многолетние величины (нормы) стока в главных водосборных бассейнах Центральной Азии в течение второй половины XX в. оставались устойчивыми. Существенно не изменились за этот период и нормы максимальных снегозапасов [5], и показатели внутригодового распределения стока [12]. Все это дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма. Ранее мы высказали

предположение, что таким механизмом могло быть все большее (по мере потепления климата) участие в формировании стока талых вод подземных льдов, в том числе аккумулярованных в слое многолетнемерзлых пород высокогорного пояса [13, 14]. Проверить справедливость этого предположения оказалось не просто, прежде всего, из-за отсутствия данных прямых наблюдений режима таяния погребенных ледников и каменных глетчеров. Такая возможность появилась при обработке материалов фотограмметрических съемок ледников в верховьях р. Киши Алматы, проведенных немецкими специалистами в 1958 и 1998 гг.

Не повторяя результатов сравнительного анализа материалов упомянутых съемок ледников, изложенных ранее [3], отметим некоторые дополнительные особенности. Судя по результатам сравнительного анализа данных обеих съемок, процессы деградации в течение 1958-1998 гг. коснулись подавляющей части поверхности ледников вплоть до зоны их питания. На большей части их площади потери толщины льда с 1958 по 1998 года составили от 5 до 25 м. В зоне питания ледников (особенно малых) эти потери близки к нулю (изменения от 5 до -5 м). За рассматриваемый период произошло сокращение толщины погребенной части ледников, наиболее значительное на участках, непосредственно примыкающих к нижней границе открытой части ледников. Суммарные потери толщины льда за 40 лет составили здесь от 15 до 45 м. На большей же части площади погребенных ледников изменения высоты поверхности за указанный период были не более —5 м, т.е. погребенные льды в течение всего периода оставались здесь в более или менее стационарном состоянии.

Отдавая себе отчет в том, что выявленное понижение поверхности погребенной части ледников в какой-то мере могло произойти вследствие гравитационного уплотнения современной морены, примем в первом приближении, что главной причиной этих изменений было таяние погребенного льда. Общие потери объема льда погребенной части Туйыксутской группы ледников за сорокалетний период составили 0,01949 км³, что эквивалентно 20,4% суммарных потерь льда открытой их части. Соответствующие величины для ледника Туйыксу составили 0,00795 км³ и 19,5%. Иными словами, объем воды, образовавшейся от таяния погребенной части ледников, был 20% от суммарного стока, сформированного за счет таяния льда открытой части ледников. Это весьма значительная величина, которая пока в полной мере не учитывалась в водобалансовых расчетах. Можно достаточно уверенно полагать, что именно талые воды погребенных ледников и каменных глетчеров компенсируют большую часть потерь стока, связанных с сокращением площади абляции открытой части ледников, обеспечивая устойчивость норм стока в условиях деградации оледенения. Поскольку запасы подземных льдов сопоставимы с запасами льда современного оледенения [15], при условии сохранения устойчивости норм осадков и максимальных снегозапасов можно полагать, что даже в случае продолжения интенсивной деградации оледенения характеристики стока, включая показатели его внутригодового распределения, в течение ближайших десятилетий значительно не изменятся. Уверенность в подобной динамике водных ресурсов в обозримом будущем придает и тот факт, что не менее 70 % суммарного ледникового стока формируется за счет таяния сезонного снежного покрова на поверхности ледников и лишь около 30% - за счет таяния вековых запасов льда ледников [2].

Согласно материалам многолетних термометрических наблюдений в толще сезонно- и многолетнемерзлых грунтов [16] в районе перевала Жусалыкезен на высоте 3400 м на северном склоне Иле Алатау с 1973 по 1996 г. кровля многолетней мерзлоты понизилась на 1,1 м. Иными словами, за указанный период многолетнемерзлая толща протаяла на 1,1 м, а образовавшиеся при этом талые воды могли участвовать в формировании стока. Результаты оценки суммарного объема талых вод, высвободившихся при протаивании многолетнемерзлых пород за указанный период, представлены в табл. 2.

При расчете характеристик, представленных в табл. 2, принято, что на высотах от 3200 до 3500 м многолетнемерзлые породы занимают 50% суммарной площади, а слой протаивания многолетнемерзлых пород (ММП) за рассматриваемый период составил 1,3 м.

Таблица 2. **Объем талых вод, образовавшихся от протаивания многолетнемерзлых пород в бассейне р. Киши Алматы с 1973 по 1996 г.**

Высотный диапазон, м абс.	Площадь пояса, тыс. м ²	Объем протаявшего грунта, тыс. м ³ (при слое стаивания 1,1 м)	Объем растаявшего льда, тыс. м ³ (при льдистости 30%)	Объем протаявшего грунта в зоне 3200-3500 м, тыс. м ³ (при слое стаивания 1,3 м)	Объем растаявшего льда, тыс. м ³	Объем талой воды, тыс. м ³
3200-3500	2027,0	1114,8	334,5	1317,5	395,3	316,2
>3500	3240,7	3564,8	1069,4	-	1069,4	855,5
>3200	5267,7	4679,6	1403,9	4882,3	1464,7	1171,8

Расчет площади пояса распространения ММП выполнен по крупномасштабной карте, составленной по материалам фотограмметрической съемки 1998 г. [17]. При этом из расчета исключены площади открытых и погребенных ледников, а также занятые скальными породами. Слой протаивания за указанный период и льдистость многолетнемерзлых пород приняты по данным А. П. Горбунова, Э. В. Северского [15] и С. С. Марченко [18] на основе данных наблюдений на сети пунктов термометрического мониторинга в районе перевала Жусалыкезен.

Таким образом, за указанный период от протаивания ММП в сток поступило около 1,17 млн м³. Если принять, что во всем диапазоне выше 3200 м многолетнемерзлые породы распространены повсеместно, то при слое стаивания 1,1 м суммарный объем поступившей в сток воды составит 1738 тыс. м³, т.е. около 75,6 тыс. м³ в год. Необходимо, однако, иметь в виду, что, судя по результатам сравнительного анализа материалов повторной фотограмметрической съемки, состояние погребенных льдов на большей части их площади с 1958 по 1998 г. существенно не изменилось: изменения высоты поверхности за 40 лет составили здесь от + 5 до -5 м. Суммарная площадь этой части погребенных льдов 1,2 км². Можно полагать, что в этой части мерзлые породы моренных отложений с 1973 по 1996 г. также протаяли на глубину 1,1 м. Образовавшийся при этом объем талых вод был равен около 320 тыс. м³, а суммарный объем талых вод, поступивших в сток от протаивания ММП выше изогипсы 3200 м с 1973 по 1996 г., был не более 1,5 км³, т.е. 65,2 тыс. м³ в год. Это менее 20% от объема годового стока, образовавшегося за счет таяния вековых запасов льда открытой части Туйыксуской группы ледников в среднем с 1958 по 1998 г. Следовательно, основной компенсационный сток, вопреки ожиданиям, формируется не за счет талых вод многолетнемерзлых пород, а за счет таяния погребенных льдов и каменных глетчеров.

Необходимо также иметь в виду, что механизм участия талых вод ледников и протаявших многолетнемерзлых пород не остается постоянным от года к году и существенно зависит от особенностей термического режима грунтов и условий снежности. В теплые годы, когда температуры грунтовых толщ относительно высоки, а сезонное промерзание невелико, все талые воды участвуют в формировании стока и водный баланс территории гляциально-нивального пояса близок к нулю. В годы же, когда температура промерзающих грунтов понижена, часть талых вод, просачиваясь в толщу замороженных пород, вновь замерзает и может оставаться в таком состоянии до конца абляционного периода, создавая переходящие запасы воды. В такие годы невязка водного баланса территории гляциально-нивального пояса будет отрицательной. Те же «законсервированные» запасы воды могут поступить в сток в течение последующих лет, являясь причиной трудно объяснимой, на первый взгляд, положительной невязки водного баланса. Поскольку многоснежные и малоснежные, как и теплые и холодные, годы имеют тенденцию группироваться в периоды до 2-4 лет подряд, продолжительность периода с отрицательной либо положительной невязкой водного баланса составляет в среднем около 3 лет. Таким образом, можно достаточно уверенно утверждать, что устойчивость характеристик стока в условиях значительной деградации оледенения во второй половине XX столетия обеспечена за счет действия компенсационного механизма. Основным источником компенсации потерь стока, связанным с деградацией оледенения, являются талые воды погребенных льдов и каменных глетчеров. На их

долю приходится около 85% компенсационного стока. Остальная его часть формируется за счет талых вод многолетнемерзлых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гляциологический словарь / под ред. В.М. Котлякова. Л., 1984. - 528 с.
2. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы, 2001. 252 с.
3. Severskiy I.V., Kokarev A.L., Severskiy S.I., Tokmagambetov T.G., Shagarova L.V., Shesterova I.N. Contemporary and prognostic changes of glaciation in Balkhash Lake basin. Almaty, 2006. 68 p.
4. Котляков В.М., Северский И.В. Ледники Центральной Азии: современное состояние, изменения, возможное влияние на водные ресурсы // Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». Алматы, Казахстан (28-30 ноября 2006 г.). Алматы, 2007. С. 21-55.
5. Северский И.В. Современные и прогнозные изменения снежности и оледенения зоны формирования стока и их возможное воздействие на водные ресурсы Центральной Азии // Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». Алматы, Казахстан (28-30 ноября 2006 г.). Алматы, 2007. С. 180-205.
6. Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В. Водные ресурсы Казахстана: оценка, прогноз, управление. Том VI. Снежно-ледовые ресурсы Казахстана 2012 г. (в печати).
7. Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Деградация оледенения гор Южной Джунгарии во второй половине XX века // МГИ. 2005. Вып.84. С. 201–206.
8. Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах // Гидрометеорология и гидрология. 2008. №1. С. 47-61.
9. Голубцов В. В., Ли В. И., Скоцеляс И. И. Об использовании модели формирования стока для оценки влияния антропогенных изменений климата на ресурсы поверхностных вод // Гидрометеорология и экология . 1996. №4. С. 132-137.
10. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент: САНИГМИ, 2000. 252с.
11. Чуб В.Е., Ососкова Т.А. Изменение климата и поверхностные водные ресурсы бассейна Аральского моря // Оценка уязвимости водных ресурсов от изменения климата. 1999. Вып.3. С.5-14.
12. Скоцеляс И.И., Голубцов В.В., Ли В.И. Использование, уязвимость и возможные пути адаптации ресурсов поверхностных вод бассейна Ишима в условиях антропогенных изменений климата // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С.91-100.
13. Гальперин Р.И. К вопросу об изменении речного стока с северного склона Заилийского Алатау // Вестник КазНУ. Сер. географ. 2003. № 1(16). С. 22-27.
14. UNEP. Severskiy I.V., Chervanyov I., Ponomarenko Y., Novikova N.M., Miagkov S.V., Rautalahti E. and D. Daler. Aral Sea, GIWA Regional assessment 24. University of Kalmar, Kalmar, Sweden. 2005. 87p.
15. Severskiy, I.V. Water-related Problems of Central Asia: Some Results of the GIWA Assessment Program. // AMBIO. A Journal of the Human Environment vol.33 No 1. Feb. 2004. P. 52-62.
16. Горбунов А.П., Северский Э.В. Сели в окрестностях Алматы. Взгляд в прошлое. Алматы, 2001. 79 с.
17. Больш Т., Марченко С.С. Значение ледников, каменных глетчеров и богатой льдом мерзлоты Северного Тянь-Шаня как водонапорной башни в условиях изменения климата // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 215-229.
18. Eder K., N. Geiss, H. Rentsch, A. Kokarev, V. Uvarov. Surveying and mapping of the Tuyuksu Glacier Region, Kazakhstan, 1:10,000// IUGG(CCS) – UNEP – UNESCO. Fluctuations of Glaciers 1995-2000, Vol. VIII. World Glacier Monitoring Service. Zurich, 2005. P. 72-73.
19. Марченко С.С. Криолитозона Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее. Якутск, 2003. 79 с.

КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ КАЗАХСТАНСКОГО АЛТАЯ

А. П. ГОРБУНОВ

ГНС Казахской высокогорной геокриологической лаборатории ИМЗ СО РАН, д.г.н.

Қазақстандық Алтайдың тасты глетчерлері қарастырылып және олар бірінші рет толық емес түрде түгенденді.

Рассмотрены каменные глетчеры Казахстана Алтай и приведена их первая неполная инвентаризация.

There is the first regional description of the rock glaciers in Kazakhstan Altai.

Цель предлагаемой публикации - привлечь внимание геоморфологов и гляциологов к необходимости изучения каменных глетчеров Казахского Алтая. В недавней монографии [1] помещен о них краткий очерк. Однако из-за отсутствия необходимой информации в нем приведены далеко не полные сведения об этих формах рельефа. Космические снимки программы Google Earth позволяют существенно дополнить и детализировать материалы по каменным глетчерам Казахского Алтая. Удалось провести их первую предварительную инвентаризацию, как это было сделано ранее для Заилийского Алатау [2].

Региональное обозрение нуждается в некоторых пояснениях.

Каменный глетчер - крупное скопление крупнообломочного материала в горах, содержащее лед. По своему внешнему виду он похож на ледник, лавовый поток или оползень. Иногда каменный глетчер бывает трудно отличить от конечной морены. Особенно это касается древних его разновидностей.

Плановый рисунок каменных глетчеров весьма разнообразен. Чаще их конфигурация лопастная, языкообразная, шпательевидная или террасовидная. Иногда несколько каменных глетчеров, соединяясь воедино, образуют сложный, часто ступенчатый, комплекс.

Тело каменного глетчера состоит из головной, средней и концевой частей. По краям он обрамлен боковыми уступами-откосами. Концевая его часть ограничена фронтальным уступом. Поверхность типичного каменного глетчера гофрирована дугообразными (серповидными) валами и ложбинами, выпуклость которых обращена в сторону движения каменного глетчера. Валы и ложбины достигают в высоту или глубину нескольких метров.

Фронтальный уступ-откос, пожалуй, является наиболее важной частью каменного глетчера.

Высота его обычно 20-40 м, крутизна 30-35°. У активных каменных глетчеров он «живой», то есть по нему время от времени скатываются каменные обломки. Он крайне неустойчив и лишен растительного покрова. У неактивных форм откос положе, он устойчив и хотя бы частично задернован.

Иногда поверхность каменного глетчера осложняется наплывами или ступенями. Обычно их число варьирует от 1 до 3. По форме это те же каменные глетчеры, но меньшие по размерам. Они как бы наложены на основной. Ступени являются формами второго порядка. Образование ступенчатости связано с особенностью динамики каменного глетчера. В тех случаях, когда резко замедляется движение вниз или в середине его, верхняя часть, обладая более высокими скоростями и встречая препятствие на своем пути, наплывает на поверхность нижележащего участка каменного глетчера. В итоге возникает упомянутая ступенчатость.

Каменный глетчер, в отличие от конечных морен, способен медленно двигаться по долине или горному склону. Но это свойство присуще только активным формам, которые со временем его теряют, превращаясь в неактивные, то есть неподвижные образования. Неподвижность ведет к некоторому изменению внешнего облика каменного глетчера. Появляются разобщенные массивы почвенно-растительного покрова. Течение времени приводит, в конце концов, к преобразованию неактивной его формы в древнюю. Для последней характерны утрата многих микроформ поверхности каменного глетчера и образование сплошного почвенно-растительного покрова. Особого внимания в генетическом отношении заслуживают «предосыпные валы» (protalus ramparts). Один из основоположников учения о каменных глетчерах Д. Барш [3] относит их эмбриональным каменным глетчерам [3]. Ведь часто protalus ramparts встречаются по соседству с

ними. Бесспорно, что они распространены там, где происходит многолетнее промерзание осыпей. Иными словами, *protalus ramparts* являются индикаторами вечной мерзлоты. Есть и другие объяснения их происхождения. Генезис этих перигляциальных форм рельефа до сих пор окончательно не установлен. Поэтому в каждом конкретном случае выяснение происхождения «*protalus ramparts*» требует проведения детальных наземных и многолетних исследований. Много споров вызывает генезис каменных глетчеров, до сих пор они окончательно не утихли. В настоящее время все больше укореняется представление, что каменные глетчеры по своему происхождению делятся на ледниковые и осыпные. В англоязычных публикациях их обычно именуют *glacier-derived* и *talus-derived rock glaciers*, что означает каменные глетчеры ледникового и осыпного генезиса соответственно. Первые могут формироваться и при погребении языка ледника, и при многолетнем промерзании моренных и других грубообломочных скоплений у края ледника. В последнем случае мерзлые толщи нередко включают более или менее крупные блоки погребенного льда, но иногда они отсутствуют в мерзлом ядре каменного глетчера. Осыпные каменные глетчеры лишены погребенных ледниковых льдов, они не имеют связи с ледниками и могут быть встречены там, где отсутствует современное оледенение. Однако в их вечномерзлом ядре не исключены небольшие линзы льда, которые образуются при погребении снежных лавин, озерных льдов или наледей. Наиболее благоприятные условия для формирования осыпных каменных глетчеров присущи пустым ледниковым карам: в них обломочный материал поступает с трех сторон, а не с одной, как это наблюдается у подножья обычного склона.

Каменные глетчеры – наиболее крупные по своим размерам криогенно-гляциальные формы рельефа. Они могут достигать в длину нескольких километров, в ширину – сотни метров и в толщину – десятки метров. Площадь крупнейших каменных глетчеров оценивается несколькими квадратными километрами, а объем – многими миллионами кубических метров. Содержание льда в активном каменном глетчере в среднем порядка 50% к его объему.

После такого вступления перейдем к региональному обзору каменных глетчеров рассматриваемой территории. Большая их часть приурочена к хребтам – Ивановскому и Южному Алтаю. Меньшая – к хребтам: Сарымсақты, Тарбагатайскому, Курчумскому (Куршимскому), Листвяге, отрогам Катунского хребта, Холзуне, Коксуйскому и Тигирецкому.

Хребет Южный Алтай – самый высокий в регионе. Он поднимается до 3487 м. Пространство с каменными глетчерами размещается между 49°00' – 49°12' с. ш. и 86°00' – 87°17' в. д. Это бассейны рек Бухтармы, Каракабы, Арасанкабы и Аккабы.

Здесь сосредоточено наибольшее количество каменных глетчеров Казахского Алтая – не менее 250. Непосредственно выявлено 221 активных, неактивных, древних их разновидностей. В это число включены и *protalus ramparts*. Предполагается, что число невыявленных порядка 25–30.

Следовательно, в регионе около 250 к.г.

Среди них активных 118, неактивных 38, древних 10, *protalus ramparts* 31, комплексных 4, многоступенчатых 12. Активные размещаются в интервале абсолютных высот 2970–2150 м, неактивные 2800–2070 м., древние – 2500–2050 м. *protalus ramparts* – 2850–2200 м. комплексы – 2850–2300 м. Первые достигают в длину 1600 м., вторые 1700 м, третьи – 3500 м. Длина *protalus ramparts* по простиранию склона подножий до 1900 м. Каменные глетчеры ледникового генезиса 67, остальные – осыпного. Здесь сравнительно редки древние каменные глетчеры

Встречаются формы смешенного ледниково-осыпного генезиса. Очень характерны крупные комплексы. Здесь относительно много ледников.

Ивановский хребет поднимается до 2778 м. Территория с каменными глетчерами располагается между 50°19' – 50°16' с. ш. и 83°37' – 83°55' в. д.

Это бассейны рек Белая Уба, Малая Ульба, Марчиха, Громатуха и Тургусун.

Выявлено активных 4-5, 40 – неактивных и 15 древних. Образований типа *protalus ramparts* – 7. С учетом предполагаемых форм, здесь около 70 каменных глетчеров. Размещаются активные в интервале высот 2230–1850 м, неактивные – 2450–1900 м, древние – 2260–1600 м, *protalus ramparts* – 2400–2000 м. Активные достигают в длину 1100 м, неактивные – 1000 м, древние 2700 м. Отмечено три ступенчатых и один пятиступенчатый, у которых верхние ступени активные, а нижние – неактивные. Преобладают каменные глетчеры осыпного генезиса, а ледникового – всего

один. Необычно много древних каменных глетчеров. Видимо, в начале или середине голоцена для их формирования были особенно благоприятные условия.

Сарымсакты. Пространство с каменными глетчерами находится между $49^{\circ}06' - 48^{\circ}59'$ с. ш. $85^{\circ}86'$ в. д. Это бассейны рек Курчума, Каракабы и Бухтармы.

Выявлено 27 каменных глетчеров, а на закрытой облаками территории предполагается еще 13. Следовательно, всего около 40. Из них 13 активных и 14 неактивных. Древние отсутствуют. Есть ледники. Каменных глетчеров ледникового генезиса 6, остальные – осыпного. Два каменных глетчера можно отнести к *protalus ramparts*.

Тарбагатайский хребет. Пространство с каменными глетчерами находится между $49^{\circ}00' - 49^{\circ}15'$ с.ш. и $85^{\circ}00' - 86^{\circ}30'$ в. д. Это бассейны рек Каракабы и Бухтармы. Каменные глетчеры редки. В западной части обычны *protalus ramparts*., к востоку от $86^{\circ}24'$ в.д., преобладают линейные, иногда весьма крупные. Причина кроется в литологических различиях участков. Всего около 20 каменных глетчеров.

Курчумский (Куршимский) хребет. Пространство с каменными глетчерами размещается в пределах $49^{\circ}00' - 48^{\circ}54'$ с.ш. и $85^{\circ}00' - 86^{\circ}00'$ в. д. Бассейны реки Курчум и озера Маркаколь. Каменные глетчеры редки. В основном в виде дуг подножий. Напоминают «предосыпные валы» (*protalus ramparts*). Всего выявлено 11 таких форм и лишь один линейный каменный глетчер, длина которого 450 м. Дуги протягиваются по простиранию склона до 500 м. Все каменные глетчеры располагаются в интервале абсолютных высот 2775 – 2420 м. Установить их активность не удалось.

Удивляют огромные осыпи длиной до 600 м, но без поперечных серповидных валов, ложбин и фронтальных уступов. Они размещаются в высотном интервале 2600 – 2400 м. Осыпи, конечно, многолетне промерзают. Видимо, из-за малой льдистости или своей маломощности они не трансформируются в каменные глетчеры.

Отроги Катунского хребта. Бассейны рек: Белой и Черной Берели, Рахмановских Ключей, Калмачихи и Бухтарминского озера. Пространство с каменными глетчерами: $46^{\circ}45' - 49^{\circ}23'$ с. ш. и $86^{\circ}20' - 86^{\circ}56'$ в. д.

Всего здесь зафиксировано 5 активных, 6 неактивных и 2 древних каменных глетчера. Первые размещаются в интервале абсолютных высот 2700 – 2080 м., вторые – 2420 – 2270 м., третьи – 2531 – 2430 м. Длина активных не превышает 1200 м, неактивных 450 м, древних – 1900 м. Заснеженность местности в мае 2003 г, когда производилась съемка, не позволяет в должной мере охарактеризовать эти образования. Предполагается, что на заснеженной территории находится их около 10, но малых по размеру и у подножий склонов. Следовательно, всего в регионе порядка 20 каменных глетчеров.

Хребет Листвяга поднимается до 2519 м. Бассейн реки Белой – правого притока Бухтармы. Активные, неактивные и древние осыпные каменные глетчеры распространены на участке между $49^{\circ}50' - 49^{\circ}37'$ с.ш. и $85^{\circ}04' - 85^{\circ}11'$ в.д. Отмечен всего один активный каменный глетчер в интервале высот 2060 – 2025 м. Его длина 300 м. Неактивные формы размещаются в интервале абсолютных высот 2240 – 1970 м., древние – 2200 – 1950 м. Длина неактивных от 150 до 500 м, древних 600 – 1100 м.

Большей частью каменные глетчеры очень слабо выражены в рельефе.

Выявлено восемь каменных глетчеров. Предполагаются еще два. Следовательно, всего их около десятка. Ледников нет.

Тигирецкий хребет высотой до 2298 м. Бассейн реки Убы.

Небольшой каменный глетчер ($50^{\circ}55'$ с.ш. и $83^{\circ}31'$ в.д.), в интервале высот 1730-1750 м. Он неактивный, осыпной, находится на северном склоне пустого кара. Его длина около 100 м. Здесь еще около пяти таких малых и неактивных, слабо выраженных в рельефе каменных глетчеров. Ледников нет. Следовательно, всего 5-6 каменных глетчеров. Холзун высотой до 2520 м. Бассейн реки Хамир – правого притока Бухтармы. Участок с каменными глетчерами $50^{\circ}04'$ с. ш. и $84^{\circ}33'$ в.д. Большая часть хребта заснежена в середине июня. Предполагается присутствие не менее 5 неактивных малых (не более 100 м длиной), форм. Только один более определенный неактивный, осыпной. Он находится в интервале высот 2100 – 2070 м. Его длина 210 м. Следовательно, всего около 6 каменных глетчеров.

Коксуйский хребет высотой до 2246 м. Координаты участка с каменными глетчерами 50°40' с. ш. и 84°0Г в.д. Бассейн реки Черная Уба. Выявлено всего два древних образования такого рода. Они очень слабо выражены в рельефе. Размещаются на высотах 1870 — 1820 м. Длина одного — 300 м, другого — 250 м. На поверхности первого зафиксирована система трещинных полигонов. Их поперечник до 10 м.

В Нарымском (Нарынском) хребте высотой до 2533 м распространены пустые плейстоценовые кары, в которых, возможно, сохранились фрагменты древних каменных глетчеров, но они не выражены в рельефе.

Таким образом, первая неполная инвентаризация позволила обобщить материалы о каменных глетчерах Казахстанского Алтая. Всего здесь их около 435. В это число входят активные, неактивные, древние каменные глетчеры и *protalus ramparts*.

В ходе работы с космическими снимками пришлось столкнуться с рядом трудностей. Некоторые из них преодолимы, другие требуют наземных исследований разного рода. Не всегда удавалось надежно отличать активные от неактивных, а последние — от древних каменных глетчеров. Участки горных территорий, закрытые облаками, вообще не позволяли фиксировать каменные глетчеры. Поэтому по косвенным данным определялось лишь их примерное количество, но не разновидности и особенности морфологии.

Выявлены заметные региональные различия характеристик каменных глетчеров. Они обусловлены климатическими факторами, характером рельефа (расчлененностью, экспозицией склонов, макросклонов и днищ долин), тектоникой, литологией и геологическим возрастом обломочных накоплений. Существенное воздействие на условия формирования каменных глетчеров оказывал и оказывает ледниковый фактор.

Морфология большей части каменных глетчеров Казахстанского Алтая характеризуется очень слабым развитием поперечных дугообразных валов и ложбин. Видимо, в условиях высокой снежности частые снежные лавины периодически сглаживают, нивелируют поверхность этих перигляциальных форм рельефа.

Иногда несколько каменных глетчеров, соединяясь воедино, образуют комплекс — сложное сочетание активных, неактивных и древних образований такого рода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов А. П., Горбунова И. А. География каменных глетчеров мира. М., Товарищество научных изданий «КМК», 2010, 131 с.
2. Горбунов А. П. Каменные глетчеры Заилийского Алатау// Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, Издательство ИМЗ, 1979, с. 5-34.
3. Barsch D. *Rockglaciers*. Berlin, Springer-Verlag, 1996, 313 p.

УДК 556(26+4/9)

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫЕ ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ БАССЕЙНА ОЗЕРА БАЛКАН

Е. Н ПИВЕНЬ

В.н.с. лаборатории гляциологии Института географии Республики Казахстан

Иле-Балқаш аймағының 132 талқыланылған және 79 зерттелмеген өзендер бойынша негізгі гидрология сипаттамалары (науаның нормасы, вариация және асимметрияның коэффициенттері, әр түрлі қамтамасыздықтың науасы) келтірілген. Сонымен бірге физика-географиялық аудандарға және көл хауызы бойынша қазіргі жиынтық су қорларының бағалауы екі вариантта істелінген: 1930-2007 және 1974-2007 жж.

Приводятся основные гидрологические характеристики (норма стока, коэффициенты вариации и асимметрии, сток различной обеспеченности) по 132 изученным и 79 неизученным рекам Иле-Балкашского региона. А также оценка современных суммарных водных ресурсов по физико-географическим районам и бассейну озера в целом, выполненная в двух вариантах: за 1930-2007 и 1974-2007 гг.

Main hydrological characteristics (norm of runoff, coefficients of variation and asymmetry, runoff of different supply) by 132 researched and 79 non-researched rivers of Ile-Balkash Region are provided. Estimation of modern summarized water resources by physical-geographical regions and sea basin as a whole is done in two versions: as for 1930-2007 and as for 1974-2007.

Возобновляемые водные ресурсы формируются в результате взаимодействия климатических факторов (в первую очередь атмосферных осадков) с факторами подстилающей поверхности. Ежегодное возобновление естественных поверхностных водных ресурсов речных и озерных бассейнов как бы «гарантировано» природой. Эти ресурсы являются наиболее доступными для использования.

Во всем мире оценка ежегодно возобновляемых водных ресурсов рек производится на гидрологических станциях и постах путем измерения расходов воды, которые в дальнейшем пересчитываются в средние расходы за различные интервалы времени, в том числе и годовые. Однако в большинстве стран мира гидрологическая сеть наблюдений является довольно редкой, существуют регионы, где она вообще отсутствует, поэтому для оценки водных ресурсов широкое применение находят различные расчетные методы.

Принципиальной особенностью оценки естественных возобновляемых водных ресурсов бассейна оз. Балкаш является его природное разделение на зоны формирования и рассеивания стока, что предопределяет дифференцированный подход для расчета ресурсов в каждой из этих зон. В пределах области формирования стока, возобновляемые ресурсы поверхностных вод равняются сумме средних годовых расходов воды всех рек и стока с межбассейновых участков по всему протяжению ее нижней границы.

Водные ресурсы оцениваются для территории РК (местные водные ресурсы), а также определяется их общая величина (с учетом поступления вод с сопредельных территорий). Местные ресурсы являются суммарными водными ресурсами рек и водотоков, относящихся к водосбору озера, и формируются на территории РК. Водные ресурсы рек, принадлежащих бассейну озера, но формирующиеся на территории сопредельных с Казахстаном государств (в данном случае на территории Китая), являются притоком вод из-за границы. Общие водные ресурсы бассейна представляют собой сумму местных водных ресурсов и притока вод из-за рубежа. Водные ресурсы бассейна оцениваются по водным ресурсам его основных рек, на которых когда-либо измерялись расходы воды и стоку с неизученной территории (отдельно рассчитывается сток неизученных рек и с междуречных пространств).

Во второй половине XX века в связи с ростом водопотребления и безвозвратными потерями стока водные ресурсы многих рек претерпели значительные изменения.

В исследуемом регионе наибольшие преобразования произошли на реках зоны рассеивания стока в связи с интенсивной хозяйственной деятельностью на равнинных и предгорных территориях бассейна. В зоне формирования стока заметные безвозвратные потери отмечаются

только на отдельных реках, вследствие чего водные ресурсы этой зоны равны притоку поверхностных вод к ее нижней границе, где наблюдается максимальная водоносность рек. Для оценки водных ресурсов зоны рассеивания стока, их значения приводятся к «естественным условиям формирования», то есть осуществляется восстановление бытового стока до его возможных естественных значений.

В связи с перестройкой общей климатической системы Земли (наблюдаемым, по мнению большинства исследователей, глобальным потеплением), меняющимися антропогенными нагрузками, геополитической ситуацией и связанными с ней изменениями границ отдельных государств, периодически возникает необходимость оценки или уточнения проведенных ранее оценок величины возобновляемых водных ресурсов различных территорий.

Средний многолетний годовой сток рек Иле-Балкашского бассейна рассматривался неоднократно. В 1946 г. Б.Д. Зайков [1] в пределах рассматриваемого региона оценивает норму стока в 23 пунктах с построением изолиний стока. В 1959 г. В.Л. Шульц для левобережной части бассейна р. Иле рассчитывает норму стока для 23 пунктов за 1933-1952 гг., и районировать территорию по зависимости стока от высоты местности [2]. Аналогичное обобщение по Жетысу Алатау выполнено П.Ф. Лаврентьевым [3]. З.Т. Беркалиев [4] в пределах всего бассейна р. Иле оценивает норму стока в 28 пунктах за 1930-1954 гг. Последующая работа П. Ф. Лаврентьева и др. [5] охватывает весь Иле-Балкашский бассейн. В ней норма стока оценена для 98 пунктов. Выделено 10 районов по характеру зависимости стока от средней высоты водосборов, приводится карта изолиний стока. Многие годы наиболее полным являлось обобщение, вошедшее в монографию «Ресурсы поверхностных вод» [6], которая несколько десятилетий служила официальной основой для различных научных и проектных разработок. Здесь приводятся значения нормы стока для 127 постов, приведенные к общему периоду 1932-1966 гг.

В разработках Института географии за разные годы [7-17 и др.] содержатся результаты уточнений нормы годового стока рек, как отдельных районов, так и всего бассейна озера. На основе многолетних воднобалансовых исследований анализируются закономерности высотной зональности стока и его территориального распределения [7-10]. Оцениваются ежегодно возобновляемые водные ресурсы отдельных речных бассейнов, физико-географических, административных районов и всего бассейна оз. Балкаш в целом, а также китайской его части [11-17]. Оценка водных ресурсов южной части бассейна в свое время была также проведена исследователями КазНУ [18]. Значения нормы стока в гидрометрических створах в оценке разных авторов несколько различаются, особенно по постам эксплуатационной гидрометрии бывшего Министерства водного хозяйства с неполными данными разной достоверности.

До начала 90-х годов прошлого века в бассейне оз. Балкаш располагалась обширная сеть, как правило, хорошо оснащенных гидрологических станций и постов. Общий список постов когда-либо действовавших на водотоках региона включает 426 наименований (без рек Алакольской впадины). Среди них имеются посты с наблюдениями только за уровнем воды, с отрывочными данными, с очень короткими рядами наблюдений, посты на родниках, реках «карасу» с не определяющейся площадью водосбора и т.п. Около половины постов являлись постоянно действующими и имели ряды наблюдений более 3 лет.

Необходимость в достаточно густой сети объяснялась дефицитом местных водных ресурсов и особенностями их использования – преимущественно для орошения, поэтому даже на небольших реках (в основном при выходе из гор) существовали пункты учета стока. Большинство постов относились к системе гидрометслужбы и эксплуатационной гидрометрической сети Министерства мелиорации и водного хозяйства. На последних, сведения о стоке имеются, в основном, только за вегетационный период (апрель-сентябрь). В ряде створов сток искажен забором воды на орошение, промышленные и бытовые нужды, зарегулирован прудами и водохранилищами.

Несмотря на такую сеть, имелось довольно много районов, на реках которых расходы воды вообще никогда не измерялись. Наличие указанных территорий приводило раньше и приводит в настоящее время, когда гидрометрическая сеть катастрофически сократилась (измерения расходов воды и подсчет ежедневного стока производится в настоящее время в 20 пунктах наблюдений), к необходимости разработки и использования расчетных методов оценки водных ресурсов.

Систематические гидрометрические наблюдения на отдельных реках бассейна ведутся с начала прошлого века (с 1910 г. – на р. Иле, с 1913 г. – на р. Осек.). Массовое создание пунктов наблюдений в пределах казахстанской части бассейна приходилось на 30-е годы XX века.

Закрытие большинства пунктов наблюдений произошло в 1985-1992 гг. К этому времени в разные периоды только в Иле-Балкашском регионе действовало 175 постов. Из них 94 в зоне формирования стока. К 2000 г. в бассейне осталось всего 12 постов, в 2006 г. действовал 21 пост (3 непосредственно на р. Иле). Гидрологические створы в основном приурочены к значительным водотокам. В зоне формирования стока подавляющая часть пунктов наблюдений размещена у выхода рек из гор. Это весьма благоприятно для расчета водных ресурсов, но затрудняет анализ закономерностей территориального распределения стока. Даже на основном водотоке гидрометрическая сеть распределена неравномерно. Из 14 постов, действовавших в разное время на р. Иле лишь 4 имеют ряды наблюдений за стоком продолжительностью более 10 лет. Наиболее длинный ряд - пост ур. Капшагай не является однородным, поскольку в 1958 г. он был перенесен вниз по течению на 26 км, а в 1970 г. однородность ряда вновь была нарушена в связи с началом заполнения Капшагайского водохранилища.

Для оценки водных ресурсов бассейна озера автором была подготовлена база данных по среднемесячным и средним годовым расходам воды в 220 гидрологических пунктах за весь период наблюдений по 2006 г. включительно. Продолжительность наблюдений в этих пунктах составляет от 2 до 94 лет. Все посты имеют пропуски в наблюдениях, что предопределило необходимость восстановления и реконструкции рядов стока.

Гидрологической школой советского времени была создана мощная теоретическая база для оценки водных ресурсов. Методические основы оценки нормы стока рек и других гидрологических характеристик, с приведением полной схемы расчета в зависимости от степени изученности водосбора, подробно изложены в работах [19-28 и др.].

Средняя многолетняя величина водных ресурсов рассчитывается через норму годового стока рек (среднего его значения за многолетний период, включающий несколько полных циклов колебания водности реки). Норма годового стока, является основной и устойчивой характеристикой, описывающей общую водоносность рек и потенциальные водные ресурсы бассейна или района.

Определение основных гидрологических характеристик рек в пунктах наблюдений не представляет значительной сложности и проводится по схемам, детально описанным в вышеперечисленных источниках. Наиболее определено эта задача решается для тех пунктов, где данные имеются за весь расчетный период, принятый для оценки нормы. В остальных случаях применяются различные способы приведения к норме.

Продолжительность периода наблюдений считается достаточной для установления расчётных значений нормы стока и среднего годового стока заданных обеспеченностей, если рассматриваемый период репрезентативен и относительная средняя квадратическая ошибка многолетней величины стока не превышает 5-10 %, а коэффициента его вариации - 10-15 %. Этим условиям отвечали ряды наблюдений на многих реках бассейна, но не один из них не был непрерывным.

Из-за территориальных особенностей формирования стока, многообразия условий стокообразования в горах, для рек бассейна весьма затруднен подбор аналогов. Но наибольшие проблемы при реконструкции рядов стока возникли из-за параллельных пропусков наблюдений на большинстве рек региона. Поэтому для восстановления среднегодовых расходов воды была поднята вся доступная гидрометрическая информация по средним суточным и средним месячным расходам, т.к. даже только из-за одного пропущенного среднего суточного расхода в справочниках не приводится информация о среднем годовом расходе. При пропуске расходов за несколько суток их величины восстанавливались путем интерполяции. Часто это несколько занижает искомую величину, т.к. обычно пропущены максимальные расходы, но дает более точную ее оценку, чем определенную по слабому аналогу. Этим же методом восстанавливались и отдельные средние месячные расходы за период межени. В случае, если материалы наблюдений освещали только вегетационный период, что характерно для большинства постов бывшего Министерства водного хозяйства и имелось некоторое количество средних годовых расходов, достаточное для установления их связи в данном пункте с вегетационным стоком, то она использовалась для восстановления средних годовых расходов за весь период наблюдений. После исчерпания этих методов, оставшиеся пропуски наблюдений восстанавливались по корреляционным связям с

расходами рек-аналогов. Таким образом, удалось восстановить пропуски и получить непрерывные ряды наблюдений с 1930 по 2006 г. для 40 «опорных» пунктов.

Анализ и обоснование периода для оценки нормы стока рек региона приведен в статье автора «Многолетние колебания стока рек бассейна оз. Балкаш и выбор периода для расчета его нормы». Там же исследованы региональные особенности многолетних колебаний стока рек, на основе анализа разностных интегральных кривых выделены типы колебаний водности рек. Показана незавершенность фаз в колебаниях стока большинства рек за период наблюдений. В связи с чем за расчетный, для определения его нормы, принят весь период наблюдений, т.е. 1930-2006 гг.

В связи с изменениями в глобальном влагообороте с 70-х годов прошлого века за второй вариант расчетного периода принят 1974-2006 гг., характеризующий современное состояние водных ресурсов. В это время за счет увеличения количества осадков холодного периода и связанного с этим роста сезонных снегозапасов в гляциально-нивальная зона бассейна, а также интенсивной деградации оледенения происходило увеличение стока большинства рек региона. Хотя из-за отсутствия надежных прогнозов дальнейших изменений климата этот период имеет элемент неопределенности.

Результаты оценки нормы стока рек за два периода для 210 пунктов приведены в статье автора «Норма стока рек Иле-Балкашского региона». В соответствии с принятой методикой расчета вначале была оценена норма стока рек в 40 опорных пунктах, где отдельные пропуски наблюдений были достоверно восстановлены и расчет параметров произведен на осннепрерывных рядов средних годовых расходов воды за 77- и 43-летние периоды. Короткие ряды годового стока всех остальных изученных рек по возможнтакже приведены к длительному периоду путем восстановления средних годовых расходов воды по корреляционным связям с реками аналогами. При этом соблюдались все нормативные требования [24] в отношении продолжительности периода совместных наблюдений, тесноты связи и коэффициента регрессии.

По постам эксплуатационной гидрометрии (ныне закрытым) освещающим только вегетационный период, использованы приемы, основанные на взаимосвязи годового и вегетационного стока. В случае отсутствия или недостаточного числа годовых расходов применен переходный вегетационный коэффициент. Для Жетису Алатау использовалась выявленная его зависимость от средней взвешенной высоты водосборов, для левобережья р. Иле – средние районные значения этого коэффициента [13].

Для определения нормы годового стока неизученных рек (при отсутствии фактических данных наблюдений) использованы вновь полученные районные зависимости средних по бассейну удельных значений стока M_0 от средней взвешенной высоты водосборов H_{cp} . По этим же зависимостям определен суммарный сток с межбассейновых участков области формирования стока.

Проведенные расчеты позволили оценить возобновляемые водные ресурсы по каждой реке, отдельным районам и региону в целом. В таблице 1 приведены средние многолетние расходы воды, коэффициенты вариации и асимметрии и водные ресурсы различной обеспеченности всех рек региона. В таблице 2 – суммарные ресурсы по районам и региону.

Суммарный годовой сток различной обеспеченности каждого района получен как сумма равнообеспеченного стока отдельных источников. Такой подход предполагает полную синхронность многолетних колебаний водности рек, чего не наблюдается в действительности и что приводит к завышению суммарных ресурсов в многоводные годы и занижению в маловодные.

Сравнение суммарных водных ресурсов рассчитанных за два периода показали, что объем среднего многолетнего стока за 1974-2006 гг. превышает объем стока за 1930-2006 гг. почти на $0,5 \text{ км}^3$: по северному склону Жетису Алатау (бассейны рек Лепсы, Аксу) это $2,323 \text{ км}^3$ в год и $2,535 \text{ км}^3$ (в современный период 1974-2006 гг.); по западному склону (бас. р. Каратал): $3,412 \text{ км}^3$ и $3,558 \text{ км}^3$; южному склону: $1,424 \text{ км}^3$ и $1,465 \text{ км}^3$ соответственно.

По восточному левобережью р. Иле (северный склон хр.Узынкара и бассейн р. Шарын): $1,614 \text{ км}^3$ и $1,671 \text{ км}^3$; Илейскому Алатау: $2,647 \text{ км}^3$ и $2,729 \text{ км}^3$; западным отрогам Илейского Алатау: $0,375 \text{ км}^3$ и $0,378 \text{ км}^3$; Всего (без бассейна р.Текес): $11,899 \text{ км}^3$ и $12,436 \text{ км}^3$ в год.

Таблица 1. Водные ресурсы рек Иле-Балкашского региона за 1930—2006 гг

№	Река - пункт	F, км ²	Нср., м	Q, м ³ /с	Cv	Cs	Сток различной обеспеченности						
							5%	10%	25%	50%	75%	90%	95%
Опорные пункты													
1	Иле- п. Ямаду	49186		369	0,15	0,33	465	437	395	355	320	295	282
2	Иле-171 км выше Капчагайской ГЭС	85400	-	470	0,18	0,58	635	590	525	456	400	370	350
3	Текес - с. Текес	1770	2910	8,75	0,2	0,82	12,3	11,1	9,8	8,55	7,4	6,5	6,2
4	Баянкол - с. Баянкол (за 1946-2006 гг.)	734	3290	10,8	0,19	-	14	13,3	12,2	10,9	9,4	7,8	7
5	Осек—выше впадения р.К. Осек	724	2980	11,9	0,16	0,1	15,1	14,4	13,2	11,8	10,4	9,45	8,6
6	К. Осек – в 0,2 км выше слияния с р. Осек	407	2880	6,3	0,16	0,38	8,2	7,75	7	6,25	5,5	4,95	4,7
7	Буракожыр – с. Кийтин	470	2100	2,35	0,3	0,92	3,75	3,35	2,75	2,2	1,82	1,55	1,4
8	Шарын -ниже устья р. У-Талдыбулак	5200	2450	28,2	0,19	0,54	38	35,6	31,5	27,6	24,2	21,5	20,4
9	Шарын - ур. Сарытогай	7470	2220	38	0,22	0,64	54,2	50,2	43,5	37	31,5	27,4	25,5
10	Шелек - с. Малыбай	4300	2520	33,8	0,14	1,13	43	40,4	36,2	33,1	30,1	28,2	27,3
11	Асы - с. Асысага	488	2520	2,29	0,22	0,44	2,95	2,68	2,39	2	1,73	1,5	1,4
12	Турген - с. Таутурген (Турген)	614	2750	7,21	0,16	0,47	9,2	8,65	7,9	7,1	6,4	5,9	5,55
13	Есик –г. Есик	256	2990	5,03	0,15	0,18	6,38	6,05	5,58	5,02	4,44	4,01	3,78
14	Талгар (Сазталгар) - г.Талгар	444	3260	10,5	0,13	0,3	13,1	12,3	11,4	10,4	9,42	8,61	8,2
15	Каскелен - г. Каскелен	290	2680	4,15	0,18	0,31	5,48	5,18	4,65	4,1	3,6	3,19	2,98
16	Шамалган - с. Шамалган	139	2450	1,35	0,15	0,7	1,74	1,64	1,48	1,33	1,19	1,1	1,05
17	Аксай – п. Таужолы	136	2930	2,27	0,15	0,19	2,88	2,73	2,5	2,25	2,02	1,82	1,71
18	Кыргаулды – с. Кыргаулды	51	2020	0,42	0,27	0,81	0,64	0,58	0,49	0,41	0,34	0,28	0,26
19	Кокозек –бывший клх им. Чапаева	44,9	2770	0,59	0,24	0,53	0,86	0,79	0,68	0,58	0,49	0,42	0,38
20	У. Алматы –выше оз.У. Алматы	71,8	3630	1,64	0,19	0,84	2,25	2,08	1,83	1,6	1,39	1,26	1,2
21	У. Алматы - суммарный	280	2990	4,96	0,15	0	6,2	5,94	5,45	4,96	4,41	3,96	3,7
22	Проходная -устье	82	3160	1,59	0,15	0,1	2	1,92	1,78	1,58	1,42	1,26	1,19
23	руч. Терисбутак - устье	31	2240	0,43	0,29	0,85	0,67	0,61	0,51	0,42	0,34	0,28	0,26
24	К. Алматы - ниже устья р. Сарысай	45,2	3300	1,33	0,14	0,73	1,69	1,6	1,46	1,31	1,19	1,1	1,05
25	К. Алматы - г.Алматы	118	2560	2,26	0,23	0,12	2,87	2,69	2,38	2,03	1,72	1,42	1,25
26	Бутак – мр-н. Бутак	17,2	2120	0,23	0,34	0,38	0,36	0,34	0,28	0,22	0,17	0,13	0,11
27	Каракастек-Каракастекская ГЭС	200	2280	1,12	0,43	0,83	2,1	1,84	1,42	1,03	0,75	0,56	0,5
28	Узынкаргалы - (с. Каргалы)	376	2600	3,52	0,17	0,23	4,58	4,34	3,95	3,5	3,1	2,75	2,56
29	Лепси - г. Лепсинск	1220	2310	19,5	0,22	0,46	27,3	25,3	22,2	19,2	16,4	14,2	13
30	Баскан –Екиаша (с. Покатиловка)	818	2380	11,9	0,22	0,89	17,2	15,7	13,6	11,5	9,8	8,65	8
31	Аксу –п.Жансугуров (с. Абакумовка)	1330	2240	12	0,22	1,65	17,5	15,8	13,5	11,4	9,86	9	8,6
32	Саркан - с. Сарканд	645	2490	7,24	0,2	1	10	9,3	8,15	7,05	6,15	4,45	4,2
33	Карой (Кара) - г. Текели	484	2690	13,4	0,33	1,56	22,3	19,5	15	12,4	10,6	9,55	9,05
34	Шыжын - г. Текели	479	2360	11,4	0,29	0,39	17,7	16,2	13,6	11,2	8,9	7,15	6,2
35	Текели - г. Текели, в 460 м выше устья	193	1940	2,08	0,32	0,28	3,32	3,02	2,53	2,05	1,59	1,2	1,04
36	Коксу - с. Коксу	1610	2810	36,6	0,25	0,54	54	49,5	42,7	35,6	29,6	25	23
37	Коктал - с. Аралтобе	292	2920	9,02	0,27	0,76	13,5	12,5	10,6	8,7	7,25	5,95	5,4
38	Жангыз - Жангызгагаш	104	1740	0,82	0,36	0,35	1,37	1,24	1,03	0,8	0,6	0,44	0,37
39	Быжы (Кугалы) - с. Красного-ровка	822	1540	2,69	0,36	0,69	4,55	4,06	3,29	2,56	1,96	1,54	1,33
40	Дос – ж.д.ст. Айнабулак	1830	850	1,71	0,35	0,29	2,78	2,52	2,13	1,68	1,27	0,92	0,74
Изученные реки (с недостаточным объемом гидрометрической информации)													
41	Коргас - с. Баскыншы	1080	2820	14,3	0,21	0,4	19,6	18,3	16,2	14,1	12,2	10,6	9,77
42	Шыжын - с. Шыжын	96	2720	1,28	0,22	0,45	1,78	1,65	1,46	1,26	1,08	0,94	0,86
43	Бурхан - с. Бурхан	92	2460	0,68	0,24	0,5	0,97	0,90	0,78	0,67	0,56	0,48	0,44
44	Тышкан - с. Сарыбел	144	3150	2,64	0,19	0,3	3,52	3,30	2,96	2,61	2,28	2,02	1,88

45	Бокабайдынашасы- (Коктерек)	672	1660	0,92	0,36	0,8	1,53	1,36	1,12	0,88	0,68	0,53	0,46
46	Тулкили - зим. (Тулькили)	47,8	2140	0,29	0,28	0,6	0,44	0,40	0,34	0,28	0,23	0,19	0,17
47	Нарынкол - с. Нарынкол	139	3070	1,62	0,17	0,33	2,10	1,98	1,79	1,60	1,43	1,28	1,20
48	Улкен Какпак - с. Какпак	504	3050	3,26	0,17	0,34	4,22	3,99	3,61	3,22	2,87	2,58	2,41
49	Орта-Какпак – с. Какпак	189	2870	1	0,18	0,39	1,31	1,24	1,11	0,99	0,87	0,78	0,73
50	руч. Карасай (Муаш) - устье	23,5	3060	0,11	0,17	0,35	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10	0,09	0,08
51	Коксай - с. Жанаадым	13,8	2810	0,038	0,19	0,41	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
52	Кенсай - с. Жанаадым	6,8	2870	0,018	0,18	0,39	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
53	Аршалысай- с. Жанаадым	9,7	2740	0,061	0,2	0,43	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,04
54	Узынбулак - с. Алгабас	24,4	2340	0,038	0,25	0,56	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02
55	руч. Дараты (Сасыкбулак) - с. Костобе	249	2260	0,106	0,2	0,4	0,14	0,13	0,12	0,10	0,09	0,08	0,07
56	руч. Есекарткан - с. Сарыбастау	56	2450	0,11	0,24	0,52	0,16	0,14	0,13	0,11	0,09	0,08	0,07
57	Сумбе – с. Кегели	256	2620	2,02	0,21	0,47	2,77	2,58	2,29	1,99	1,72	1,50	1,38
58	руч. Кальжатсай (Кальжат) - с.Кальжат	35	2520	0,54	0,34	0,5	0,87	0,79	0,65	0,52	0,41	0,32	0,28
59	руч. Касансай (арык Касан) - с. Кальжат	12,2	2460	0,12	0,35	0,55	0,20	0,18	0,14	0,12	0,09	0,07	0,06
60	руч. Супатсай (У. Ашынахо) - с.У. Дикан	72	2330	0,73	0,37	0,55	1,22	1,09	0,89	0,70	0,53	0,41	0,35
61	руч. К.Ашынохоколсай - с. Кенеш	49,2	2600	0,65	0,32	0,5	1,03	0,93	0,78	0,63	0,50	0,40	0,35
62	руч. У. Кетпенсай - с. У. Кетпень,	44,9	2300	0,55	0,38	0,55	0,93	0,83	0,67	0,52	0,40	0,30	0,26
63	руч. К. Кетпенсай - разв. К. Кетпень	40,5	2100	0,31	0,43	0,65	0,56	0,49	0,39	0,29	0,21	0,16	0,13
64	руч. Аралыкколсай - с. У. Кетпень	31,4	2290	0,36	0,38	0,6	0,61	0,54	0,44	0,34	0,26	0,20	0,17
65	руч. Шункырсай - с. Шункыр	80,9	2140	0,52	0,46	0,6	0,97	0,84	0,65	0,48	0,35	0,25	0,20
66	руч. Нарынколсай - разв. Нарынкол	61,9	2200	0,44	0,39	0,6	0,76	0,67	0,54	0,42	0,32	0,24	0,20
67	руч. Дардамтысай - с. Дардамты	102	2280	0,58	0,39	0,6	1,00	0,88	0,71	0,55	0,42	0,31	0,27
68	руч. Даулатсай - разв. Долатты (с. Даулат)	115	2150	0,7	0,42	0,6	1,24	1,09	0,87	0,66	0,49	0,36	0,30
69	руч.Узын Кунгейли Басы - с. Диірмен	68	2240	0,58	0,46	0,6	1,08	0,94	0,73	0,54	0,39	0,27	0,22
70	руч. Аватсай (Баян-Казак) - с. Ават	60,7	2340	0,61	0,36	0,55	1,01	0,90	0,74	0,58	0,45	0,35	0,30
71	руч. Аксусай - с. Улкен Аксу	104	2400	1,3	0,36	0,55	2,16	1,93	1,58	1,24	0,96	0,75	0,64
72	руч. Кишикакесуай (К. Аксу)- с. К. Аксу	38,6	2160	0,37	0,42	0,6	0,66	0,58	0,46	0,35	0,26	0,19	0,16
73	Шошанай - с. Шошанай	71,4	1940	0,28	0,42	0,7	0,50	0,44	0,35	0,26	0,19	0,14	0,12
74	Сумбе - с. Сумбе	82	2310	1,12	0,38	0,55	1,90	1,69	1,37	1,07	0,81	0,62	0,53
75	Подгорная - с. Подгорное	12,2	2340	0,12	0,37	0,55	0,20	0,18	0,15	0,11	0,09	0,07	0,06
76	руч. Тентеккарасу - с. Кошкар	90	3110	0,98	0,18	0,3	1,29	1,21	1,09	0,97	0,86	0,76	0,71
77	руч. Комирши - с. Комирши	75,1	2640	0,5	0,22	0,45	0,69	0,65	0,57	0,49	0,42	0,37	0,34
78	Акбеим (Акбейт) - с. Акбейм	57	2380	0,47	0,26	0,55	0,69	0,63	0,55	0,46	0,38	0,32	0,29
79	Мураталы - с. Акбеим	28	2500	0,25	0,24	0,5	0,36	0,33	0,29	0,25	0,21	0,18	0,16
80	Курайлы - с. Курайлы	11,6	2540	0,075	0,23	0,5	0,11	0,10	0,09	0,07	0,06	0,05	0,05
81	Каркара - у выхода из гор	997	3250	12,2	0,23	0,3	17,17	15,91	13,93	11,97	10,20	8,78	8,02
82	Шет-Мерке - с. Тогызбулак	114	2520	1,11	0,24	0,5	1,58	1,46	1,28	1,09	0,92	0,79	0,71
83	Узынбулак - с. Узынбулак	25,3	2050	0,052	0,32	0,65	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03
84	Темирлик – с. Темирлик	504	2090	1,59	0,47	0,65	3,14	2,59	2,01	1,47	1,04	0,74	0,59
85	Курметы - Таушыкский леспромхоз	65,9	2850	0,65	0,2	0,4	0,88	0,82	0,73	0,64	0,56	0,49	0,45
86	Кольсай - с. Курметы	129	2790	1,17	0,21	0,4	1,60	1,50	1,32	1,15	1,00	0,87	0,80
87	Саты - с. Саты	99,5	2670	1,07	0,22	0,45	1,49	1,38	1,22	1,05	0,90	0,78	0,72
88	У. Жаланаш - с. Жаланаш	9,7	2200	0,031	0,29	0,6	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
89	Каратурык - разв. Каратурык	159	1970	0,82	0,46	0,7	1,52	1,33	1,03	0,76	0,54	0,39	0,31
90	руч. Киикбай - разв. Киикбай	110	1860	0,48	0,41	0,7	0,84	0,74	0,59	0,45	0,34	0,25	0,21
91	руч. Бельшадар - с. Бахтияр	63,8	2000	0,49	0,23	0,65	0,69	0,64	0,56	0,48	0,41	0,35	0,32
92	руч. Бахтияр - с. Бахтияр	30,8	1760	0,18	0,41	0,75	0,32	0,28	0,22	0,17	0,13	0,09	0,08
93	Талдыбулак – с. Талдыбулак	26,5	1660	0,15	0,29	0,8	0,23	0,21	0,18	0,15	0,12	0,10	0,09
94	Прямуха (Тиксай) - г. Алматы	31,4	1410	0,12	0,28	0,85	0,18	0,16	0,14	0,12	0,10	0,08	0,07
95	Сарысай - устье	10	2760	0,17	0,27	0,83	0,25	0,23	0,20	0,17	0,14	0,11	0,10

96	руч. Горельник - устье	11,9	2930	0,23	0,28	0,7	0,35	0,32	0,27	0,22	0,18	0,15	0,14
97	Кимасар - устье	7,6	2340	0,13	0,32	0,64	0,21	0,19	0,16	0,13	0,10	0,08	0,07
98	Казашка - д. о. Провешенцев (устье)	5,91	2180	0,083	0,3	0,6	0,13	0,12	0,10	0,08	0,07	0,05	0,05
99	Батарейка - д.о. Провешенцев (устье)	5,55	2240	0,081	0,34	0,68	0,13	0,12	0,10	0,08	0,06	0,05	0,04
100	Бутак - устье	24,8	1960	0,25	0,35	0,7	0,41	0,37	0,30	0,24	0,19	0,15	0,13
101	У. Алматы - 2 км выше устья р. Проходная	155	3160	2,97	0,14	0,46	3,69	3,52	3,23	2,95	2,68	2,45	2,33
102	Сержебулак - устье	5	3220	0,11	0,27	0,6	0,16	0,15	0,13	0,11	0,09	0,07	0,07
103	Кумбель - устье	22,4	3250	0,72	0,17	0,48	0,93	0,88	0,80	0,71	0,63	0,57	0,53
104	руч. Тастыбулак - с. Аксай	10,9	1840	0,043	0,33	0,7	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02
105	руч. Ойжайлау - с. Таусамал	9,97	1620	0,034	0,47	0,8	0,07	0,06	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01
106	Кастек - с. Кастек	206	2210	0,72	0,48	0,6	1,37	1,18	0,91	0,67	0,47	0,33	0,24
107	Жиренайгыр - с. Покровка	41	2380	0,26	0,38	0,55	0,44	0,39	0,32	0,25	0,19	0,14	0,12
108	Караарша - с. К. Маркса	33,5	2350	0,2	0,22	0,55	0,28	0,26	0,23	0,20	0,17	0,15	0,13
109	руч. Ешкилисай - с. Ешкили-Кордай	64,4	1260	0,099	0,79	0,9	0,25	0,20	0,14	0,08	0,04	0,02	0,01
110	Ирсу - с. Ирсу	8,2	1160	0,048	0,46	0,95	0,09	0,08	0,06	0,04	0,03	0,02	0,02
111	Карасай - ж. - д. ст. Карасай	1350	520	0,071	1,5	2,25	0,28	0,19	0,09	0,03	0,01	0,00	0,00
112	Лепсы (Лепса) - с. Антоновка	2220	1880	30,1	0,24	0,5	42,92	39,67	34,58	29,50	24,92	21,31	19,38
113	Аганакты - с. Жаланап	440	2910	9,75	0,15	0,4	12,29	11,67	10,69	9,67	8,72	7,94	7,50
114	Теректы - с. Веселое	498	1780	6,25	0,24	0,69	8,91	8,24	7,18	6,13	5,18	4,43	4,03
115	Биен - с. Арасан	369	2470	4,35	0,18	0,52	5,72	5,38	4,85	4,30	3,80	3,38	3,15
126	Капал - с. Капал	63	1880	0,46	0,38	0,7	0,78	0,69	0,56	0,44	0,33	0,25	0,22
117	Кызылагаш - с. Кызылагаш	1080	1280	2,79	0,38	0,7	4,73	4,21	3,41	2,66	2,02	1,55	1,31
118	Акешки - с. Капал	67,8	1200	0,35	0,42	0,9	0,15	0,32	0,05	0,11	0,02	0,04	0,01
119	Каратал - с. Каратал	1160	2400	25	0,27	0,59	37,08	33,95	29,15	24,38	20,15	16,85	15,10
120	Черкассай - с. Керимбек	54	2210	0,78	0,43	0,43	1,40	1,23	0,97	0,73	0,54	0,39	0,32
121	(Солдатсай) - у завода	30	2240	0,44	0,44	0,45	0,80	0,70	0,55	0,41	0,30	0,22	0,18
122	К. Теректи - с. Малиновка	12,2	1620	0,27	0,37	0,8	0,45	0,40	0,33	0,26	0,20	0,15	0,13
123	Теректи - с. Малиновка	46,9	1680	0,85	0,36	0,75	1,41	1,26	1,03	0,81	0,63	0,49	0,42
124	Батпак (Жалгызагаш) - с. Малогоровка	31,4	1200	0,14	0,68	0,9	0,32	0,27	0,19	0,12	0,07	0,04	0,03
125	Батпак - с. Белокаменка	17,2	1270	0,19	0,48	0,9	0,36	0,31	0,24	0,18	0,12	0,09	0,06
126	Кайындысай - с. Березовка	25,5	1400	0,26	0,46	0,9	0,48	0,42	0,33	0,24	0,17	0,12	0,10
127	Сарыбулак - пос. Алмалы	120	940	0,38	0,6	1	0,82	0,69	0,50	0,34	0,21	0,13	0,10
128	Коксу - ущ. Куркиреу	3750	2320	60,6	0,25	0,5	87,57	80,72	69,93	59,27	49,75	42,24	38,18
129	Коксу - ущ. Шанырак	4350	2180	64,5	0,24	0,6	91,98	85,01	74,11	63,21	53,41	45,67	41,54
130	Кусак - с. Екпынды	66	1750	0,59	0,34	0,75	0,95	0,86	0,71	0,57	0,44	0,35	0,31
131	Батпак - с. Тастыозек	16,3	2390	0,24	0,25	0,55	0,34	0,32	0,28	0,24	0,20	0,17	0,15
132	Колкамыс-с.Кызылкабак	824	1230	0,58	0,5	0,9	1,12	0,97	0,74	0,53	0,37	0,25	0,20
Неизученные реки													
1	Осек - с. Талды	89	1720	0,18	0,35	0,75	0,29	0,26	0,22	0,17	0,13	0,11	0,09
2	Кайши - у выхода из гор	76	1900	0,23	0,32	0,7	0,36	0,33	0,27	0,22	0,18	0,14	0,12
3	Койбын - с. Койбын	212	1680	0,38	0,36	0,75	0,63	0,56	0,46	0,36	0,28	0,22	0,19
4	Коктерек - ОТФ	48	1270	0,04	0,5	0,9	0,08	0,07	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01
5	Кайынды - у выхода из гор	8	2020	0,03	0,3	0,65	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
6	Талдысай - зим. Талдысай	32	1400	0,03	0,44	0,85	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01
7	Жартас-8 км к З от с.Шолак	140	966	0,07	0,6	1,1	0,15	0,13	0,09	0,06	0,04	0,02	0,02
8	Узынбулак - зим. Сатай	168	1450	0,17	0,42	0,85	0,30	0,27	0,21	0,16	0,12	0,09	0,07
9	Урлык - с. У. Дикан	58	1510	0,09	0,68	1,2	0,21	0,17	0,12	0,08	0,05	0,03	0,02
10	Кепебулак - с. Кепебулак	28,4	1930	0,13	0,49	0,9	0,16	0,15	0,14	0,13	0,00	0,11	0,10
11	Докенешкисай-5,5 км к СВ от с. У. Кетмень	22,7	1790	0,08	0,54	0,95	0,16	0,14	0,10	0,07	0,05	0,03	0,02
12	Пиязексай -7 км от с. Сункар	54	1770	0,17	0,55	1	0,35	0,30	0,22	0,15	0,10	0,07	0,05
13	Сасыкбулаксай - 5 км к СВ от с. Сункар	39	1580	0,08	0,63	1,15	0,18	0,15	0,11	0,07	0,04	0,03	0,02
14	Голсай - 4 км к ЮВ от с. Ақтам	117	2280	1,09	0,38	0,7	1,85	1,64	1,33	1,04	0,79	0,60	0,51

15	Джинишкесай - 4 км к Ю от с. Ақтам	13,1	1800	0,05	0,53	0,95	0,10	0,06	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02
16	Карасай - 3 км к ЮЗ от с. Ақтам	16,8	1760	0,05	0,55	1	0,10	0,09	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01
17	Киргызсай – с. Подгорное	14,5	1840	0,06	0,52	0,95	0,12	0,10	0,08	0,05	0,04	0,03	0,02
18	Сарыбулак - 5 км к ЮЗ от с. Сумбе	19	1900	0,08	0,5	0,9	0,16	0,13	0,10	0,07	0,05	0,03	0,03
19	Сарымсақты - у выхода из гор	60	987	0,04	1,05	1,6	0,12	0,09	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00
20	Без названия - у вых.из гор	33	976	0,02	1,1	1,65	0,06	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
21	Кобуенке - у вых.из гор	111	1260	0,11	0,9	1,35	0,31	0,24	0,15	0,08	0,04	0,02	0,01
22	Карасай - зимовка	122	1190	0,11	0,95	1,4	0,32	0,25	0,15	0,08	0,04	0,01	0,01
23	Без названия - у вых.из гор	34,5	1150	0,03	1	1,5	0,09	0,07	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00
24	Ушалма - ур. Малыбай	40,8	1060	0,03	1,05	1,6	0,09	0,07	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00
25	Сюгеты - у вых. из гор	125	1250	0,12	1,05	1,6	0,37	0,28	0,17	0,08	0,03	0,01	0,00
26	Алмалы - у вых. из гор	18,5	2080	0,07	0,7	1,05	0,17	0,14	0,09	0,06	0,03	0,02	0,01
27	Карабулак - 5 км к В от с. Малыбай	21,2	1370	0,03	0,95	1,4	0,09	0,07	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00
28	Ақшешек (Сулусай) - у выхода из гор	76	1560	0,23	0,46	0,8	0,43	0,37	0,29	0,21	0,15	0,11	0,09
29	Осиновая - у выхода из гор	48	1450	0,12	0,5	0,9	0,23	0,20	0,15	0,11	0,08	0,05	0,04
30	Теректи - у выхода из гор	30	1690	0,13	0,41	0,75	0,23	0,20	0,16	0,12	0,09	0,07	0,06
31	Шолак - у выхода из гор	60	1490	0,16	0,48	0,85	0,30	0,26	0,20	0,15	0,10	0,07	0,05
32	Южный - у выхода из гор	29	1950	0,18	0,34	0,7	0,29	0,26	0,22	0,17	0,14	0,11	0,09
33	Долан - у выхода из гор	29	1240	0,06	0,63	1,1	0,13	0,11	0,08	0,05	0,03	0,02	0,01
34	Шубар - у выхода из гор	38	1760	0,19	0,39	0,75	0,33	0,29	0,23	0,18	0,14	0,10	0,09
35	Самсы - у развалин	76	971	0,04	0,85	1,5	0,11	0,09	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00
36	Жиренайгыр-с. Унгиртас	252	1030	0,19	0,8	1,45	0,49	0,39	0,26	0,15	0,08	0,04	0,02
37	Таргап - с. Таргап	205	1450	0,33	0,5	0,9	0,64	0,55	0,42	0,30	0,21	0,14	0,11
38	Бериктас - с. Бериктас	48	1340	0,06	0,56	1	0,12	0,11	0,08	0,05	0,04	0,02	0,02
39	Майбулак - п. Узынкаргалы	24	1850	0,07	0,36	0,7	0,12	0,10	0,08	0,07	0,05	0,04	0,03
40	Тауке - с. Кызыласкер	15,1	1720	0,04	0,4	0,8	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02
41	Узынагаш - с. Жамбыл	116	2170	0,52	0,29	0,6	0,79	0,72	0,61	0,51	0,41	0,34	0,30
42	Кызылауз - с. Бурган	16,2	1820	0,05	0,37	0,75	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02
42	Жаманбулак - с. Бурган	32	1640	0,07	0,43	0,8	0,13	0,11	0,09	0,07	0,05	0,04	0,03
43	Шиен - с. Шиен	40	1700	0,09	0,41	0,8	0,16	0,14	0,11	0,09	0,06	0,05	0,04
44	Бугымуйыз – с. Сергеевка	12	2600	0,08	0,23	0,5	0,11	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05
45	Бесмойнак - с. Сергеевка	41	2340	0,24	0,26	0,55	0,35	0,32	0,28	0,23	0,20	0,16	0,15
46	Жаманты - с. Жаманты	76	2100	0,3	0,3	0,65	0,46	0,42	0,35	0,29	0,24	0,19	0,17
47	Актерек - с. Актерек	64	2040	0,25	0,32	0,65	0,39	0,36	0,30	0,24	0,19	0,15	0,14
48	Сулукоянды - с. Актерек	28	1570	0,06	0,45	0,8	0,11	0,10	0,08	0,06	0,04	0,03	0,02
49	Ырғайты - 5 км к ЮЗ от с. Актерек	64	1720	0,16	0,4	0,75	0,28	0,25	0,20	0,15	0,11	0,09	0,07
50	Талдыбулак - 10 км к СВ от с. Красногорка	20	1750	0,05	0,39	0,75	0,09	0,08	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02
51	Иирсу - 4 км ниже с. Иирсу	32	1090	0,03	0,75	1,35	0,07	0,06	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00
52	Узынсу - с. Иирсу	52	1250	0,05	0,61	1,1	0,11	0,09	0,07	0,04	0,03	0,02	0,01
53	Ақишки - 7 км к З от с. Кызылагаш	246	630	0,3	0,9	1,6	0,83	0,66	0,41	0,22	0,11	0,05	0,02
54	Сармамбет - 12 км к В от с. Кызылагаш	22,7	915	0,05	0,6	1,1	0,11	0,09	0,07	0,04	0,03	0,02	0,01
55	Нурлыбай -16 км к З от с. Кызылагаш	21,7	945	0,05	0,55	1	0,10	0,09	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01
56	Без названия - 12 км к З от с. Сагабуйен	16,9	950	0,04	0,55	1	0,08	0,07	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01
57	Биен - с. Сагабуйен	539	1150	1,66	0,44	0,95	3,02	2,64	2,08	1,55	1,13	0,82	0,67
58	Без названия - у выхода из гор	24,6	1100	0,08	0,46	0,95	0,15	0,13	0,10	0,07	0,05	0,04	0,03
59	Без названия - 6 км к В от с. Новопокровка	16,8	1140	0,07	0,45	0,95	0,13	0,11	0,09	0,07	0,05	0,03	0,03
60	Кзылбулак - с. Жанатурмыс	13,4	1080	0,06	0,47	0,95	0,12	0,10	0,08	0,06	0,04	0,03	0,02
61	Без названия - 2 км к Ю от с. Агарту	39,1	625	0,08	0,9	1,6	0,22	0,18	0,11	0,06	0,03	0,01	0,01
62	Мамарбексай - с. Койлык	22,2	650	0,05	0,85	1,55	0,13	0,11	0,07	0,04	0,02	0,01	0,01
63	Ацибулак - с. Койлык	118	875	0,36	0,6	1,1	0,77	0,65	0,47	0,32	0,20	0,13	0,09
64	Быжы - с. Мойынкум	748	998	0,47	0,6	1,1	1,01	0,85	0,62	0,42	0,26	0,17	0,12

65	Муқыр - с. Муқыр	412	1020	0,26	0,6	1,1	0,56	0,47	0,34	0,23	0,14	0,09	0,07
66	Терсаққан - с. Луговое	322	2020	3,74	0,3	0,65	5,76	5,23	4,42	3,63	2,93	2,39	2,11
67	Кескентерек - 4 км к Ю от с. Аралтобе	344	2340	5,41	0,26	0,55	7,92	7,28	6,28	5,28	4,40	3,71	3,34
68	Алмалы - с. Жаршапқан	168	1220	1	0,5	0,9	1,94	1,67	1,28	0,92	0,63	0,43	0,34
69	Келепсай - 6 км к Ю от с. Жангызгағаш	72	1520	0,51	0,4	0,8	0,89	0,78	0,63	0,48	0,36	0,27	0,23
70	Б. Теректы - с. Жангызгағаш	128	1290	0,83	0,45	0,9	1,52	1,33	1,04	0,77	0,56	0,40	0,33
71	Ащибулак - 2 км к Ю от с. Нуйган	80	910	0,4	0,65	1,15	0,90	0,75	0,53	0,35	0,21	0,12	0,09
72	Батпақ - с. Малогоровка	21,4	1000	0,11	0,6	1,1	0,24	0,20	0,14	0,10	0,06	0,04	0,03
73	Южн.Ащибулак - к В от г. Талдыкорган	72	780	0,16	0,8	1,45	0,41	0,33	0,22	0,13	0,07	0,03	0,02
74	Кайинды - 4 км к С от с. Ключевое	216	1490	3,22	0,41	0,85	5,65	4,99	3,98	3,04	2,26	1,68	1,41
75	Коктал - 9 км к В от г. Талдыкорган	88	920	0,31	0,65	1,15	0,70	0,58	0,41	0,27	0,16	0,10	0,07
76	Сев.Ащибулак - к С В от г. Талдыкорган	70	780	0,2	0,8	1,45	0,51	0,41	0,27	0,16	0,08	0,04	0,02
77	Жаман Сарыбулак - с. Сарыбулак	56	652	0,1	0,95	1,7	0,29	0,22	0,14	0,07	0,03	0,01	0,01
78	Бокалы - 6 км к В от с. Достижение	320	668	0,37	0,95	1,7	1,07	0,83	0,51	0,27	0,12	0,05	0,02
79	Кусак - 4 км к С В от с. Новый мир	156	523	0,12	1,2	2,15	0,41	0,30	0,16	0,07	0,02	0,01	0,00

Таблица 2 – Суммарные водные ресурсы Иле-Балкашского региона

Район	F, км ²	W, млн. м ³	Сток различной обеспеченности						
			5%	10%	25%	50%	75%	90%	95%
Жетису Алатау									
северный	8350,1	2322,7	3414	3118	2663	2236	1876	1589	1458
западный	13201,4	3411,98	5426	4877	4023	3268	2638	2179	1945
южный	7726	1424	1988	1846	1621	1394	1191	1039	948,6
всего	29277,5	7158,68	10828	9841	8307	6898	5705	4807	4352
бассейн р. Текес									
	3520	833,3	1173	1106	1010	890	787	704	652
левобережье р. Иле									
восточное	9441,3	1613,8	2469,5	2244,7	1889,4	1552,7	1270,3	1072,2	978,2
Иле Алатау	9876,0	2646,73	3602,6	3332,7	2929,3	2566,0	2243,1	2015,5	1900,9
Западные отроги Иле Алатау	4695,4	375,3	692,8	601,4	466,1	343,1	254,9	196,8	170,7
Шу-Илейские горы	9440	104	379	278	154	58,2	13,5	2,2	0,6
всего	33453	4740	7144	6457	5439	4520	3782	3287	3050
всего по региону									
без р.Текес	62730	11899	17972	16298	13746	11418	9487	8094	7402
с бассейном р. Текес	66250	12732	19145	17404	14756	12308	10274	8798	8054
р. Иле – п. Ямаду	49186	11638	14666	13783	12458	11197	10093	9304	8894
Сумма по Иле-Балкашскому региону	115436	24370	33811	31187	27214	23505	20367	18102	16948
Северное Прибалхашье и бассейн р.Аякоз*		740			780		710		450
Всего по бассейну оз. Балкаш		25110			27994		21077		17398

Около 90% этого объема составляет сток наиболее значительных рек, учтенный данными наблюдений и лишь 10% приходится на сток неизученных рек, определенный косвенными методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году по территории СССР // Тр. НИУ ГУГМС, сер. IV.- Л.- М.: Гидрометеиздат, 1946.- Вып. 24
2. Шульц В.Л. Указание к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии. Ташкент, 1959
3. Лаврентьев П.Ф. Средний многолетний сток и его распределение по территории северного склона Джунгарского Алатау //Сб. работ по гидрогеологии, 1959. -№ 1.
4. Беркалиев З.Т. Гидрологические основы водохозяйственного использования р.Или - Алма-Ата: Казгосиздат, 1960. - 148 с.
5. Лаврентьев П.Ф., Голубцов В.В., Юрина Е.Г. Средний сток и его колебания в бассейнах озер Балхаш-Алакольской впадины // Тр. Каз НИГМИ. - 1963. - Вып. 18.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Центральный и Южный Казахстан.-Л.: Гидрометеиздат, 1970.- Т. 13, вып.2.- 643 с.
7. Соседов И.С. Методика территориальных водно-балансовых обобщений в горах. - Алма-Ата:Наука КазССР, 1976, 154с.
8. Соседов И.С. и др. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Джунгарского Алатау.- Алма-Ата: Наука, 1984.- 152 с.
9. Соседов И.С., Филатова Л.Н., Пивень Е.Н. Водные ресурсы северного склона хребта Кетмень // Доклад II съезда географического общества Казахстана. Алма-Ата, 1985, с. 55-56
10. Соседов И.С., Киктенко О.В., Филатова Л.Н. Водные ресурсы бассейна р. Текес // Природные ресурсы Или-Балхашского региона. Алма-Ата, 1990, с. 66-83.
11. Гидрологические и водохозяйственные аспекты Или-Балхашской проблемы. / Под. ред А.А. Соколова. - Л.:Гидрометеиздат, 1989
12. Пивень Е.Н., Мальковский И.М. Ресурсы поверхностных вод бассейна Или (по уточненным данным) // Сб. докладов научно-практической конференции Института географии АН Каз ССР 10-11 апреля 1991 г.- Алма-Ата, 1992.- С. 50-60.
13. Пивень Е.Н. Оценка антропогенных изменений стока основных рек Или-Балхашского региона // Диссер.на соискание уч. ст. кандидата геогр. наук- Алматы, 1997, 218 с.
14. Современное экологическое состояние бассейна оз. Балхаш. / Под редакцией Т. К. Кудекова. - Алматы.изд-во Каганат, 2002. 388 с.
15. Омаров Т.Р., Джундибаев А.Е., Турсунова Айс., Алимкулов С.К. Водные ресурсы трансграничной р.Или с учетом климатических и антропогенных изменений // Современные проблемы гидроэкологии внутриконтинентальных бессточных бассейнов Центральной Азии.: материалы межд. научно-практ. конф., посв. 70-летию со дня рождения проф. А.А. Турсунова 22-23 января 2003 г.- Алматы: Каганат, 2003. - С.67-74
16. Piven E.N. Surface Water Resources and anthropogenic changes in river run-off //Water resources in the basin of the Ili River(Republic of Kazakhstan). Berlin, 2004, pp.150-189
17. Турсунова А.А. автореферат канд. дис. // Современная оценка водных ресурсов бассейна р.Иле с учетом циркуляционных процессов в атмосфере. - Алматы, 2006. 22 с.
18. Гальперин Р.И., Давлетгалиев С.К. Водные ресурсы бассейна озера Балхаш в зоне формирования стока. // Природные ресурсы Или- Балхашского региона: сб.науч. ст.. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1990. - С. 57-67
19. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. — Л.: Гидрометеиздат, 1946. — 480 с.
20. Крицкий С. И., Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1950.- 392 с.
21. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1962.- 546 с.
22. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии.-Л.:Гидрометеиздат, 1974.-422 с.
23. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик.-Л.:Гидрометеиздат, 1984.- 247 с.
24. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.:Гидрометеиздат, 1984.-448 с.
25. СНиП 2.01.14-83. Определение расчетных гидрологических характеристик. М.: Стройиздат, 1985. —36 с.
26. Определение основных гидрологических характеристик СП33-101-2003.-М.:Госстрой, 2004. — 70 с.
27. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 360 с.
28. Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В. Оценка точности гидрологических расчетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 275

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ РЕЧНОЙ СИСТЕМЫ, ПРОВЕДЕННЫЙ ТРАДИЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ И С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИИ

(на примере реки Пирсаат Азербайджанской Республики)

М. М. МЕХБАЛИЕВ

Доцент кафедры геодезии и картографии Бакинского гос. университета (Азербайджан)

Мақалада дәстүрлі әдістің ГАЖ технологиясының талдау дәлдігі және сенімділігі қарастырылған. 525 әртүрлі реттік деңгейдегі ағын сулы Пирсаат өзенінің өзен жүйесі морфометриялық көрсеткіштерді алу үшін мысалыға келтірілген. 1:100 000 масштабтағы топографиялық негізде жасалған дәстүрлі әдістің және ГАЖ технологиясы қолданылған өзеннің әртүрлі реттік аңғарлары жасалынды. Картометриялық және морфометриялық көрсеткіштерді салыстырмалы талдау екі әдістің де қанағаттанарлық ұқсастығын дәлелдейді.

В статье представлен анализ точности и надежности традиционных методов и ГИС-технологий, которые были применены для получения морфометрических показателей на примере речной системы р. Пирсаат с 525 водотоками разного порядка (Азербайджанская Республика). Приведена карта разнопорядковых долин рек, составленная по топографической основе масштаба 1:100 000 традиционными методами и с применением ГИС-технологий. Сравнительный анализ картометрических и морфометрических показателей подтверждает удовлетворительную сходимость обоих методов.

In the article analysis of precision and reliability of traditional methods and GIS-technologies, which were applied in order to receive morphometric characteristics by example of river system of Pirsaat River with 525 watercourses of different scales (Azerbaijan) is given. The map of river valleys of different scales made on topographic base with the scale of 1:100 000 with application of GIS technologies is provided. Comparative analysis of cartometric and morphometric characteristics proves satisfactory convergence of both of the methods.

Для полноценного морфометрического анализа речных долин составляют карту разнопорядковых долин, которая позволяет определить основные ее характеристики – длину, среднюю длину, порядок, густоту речной сети.

Карта разнопорядковых долин является одной из основных морфометрических карт рельефа. В отличие от других морфометрических карт она является основой для построения карты гидрографических и водораздельных узлов разных порядков, карты длин долин разных порядков, карты спрямленных участков долин и водораздельных линий, карты коэффициентов дихотомии порядков долин, карты густоты устьев рек различного порядка, карты удаленности от ближайших тальегов, карты плотности и частоты эрозионной (гидрографической) сети и др.

Впервые составление карт разнопорядковых долин и исследование долинных систем начато Р. Е. Хортоном [1]. После него в России проделаны много работ [2-5], внесшие огромный вклад в науку. Особый интерес представляют работы В.П.Философова [6,7]. Он, развивая исследования Р. Е. Хортона [1] и Н.А.Ржаницина [8], разработал новую методику составления карт разнопорядковых долин.

По этой методике для составления карт разнопорядковых долин снимают с топокарты все реки (включительно), ручьи, овраги, балки, сухие долины и т. д. Затем определяют порядок долин, используя дихотомическую классификацию, которая широко применяется при структурно-морфометрических исследованиях. Порядки долин после тщательной проверки подписывают близ места слияния однопорядковых долин. Для более четкого изображения порядков долин долины разных порядков вычерчивают различными линиями или тушью различных цветов. Сущность определения порядков долин заключается в следующем: долины, не принимающие потоки, являются долинами I порядка, сливаясь друг с другом, образуют долины II порядка, две или более долин II порядка, сливаясь друг с другом образуют долины III порядка и т.д. [6,7].

В Азербайджане составлением карт разнопорядковых долин в основном занимались Г. А. Керимов [9] и Р. Я. Кулиев [10]. Автором на основе морфометрического анализа карт разнопорядковых долин на примере горной части бассейнов рек Гирдыманчай и Ахсу была

определена количественная взаимосвязь рек и их устьев и предложен ряд эмпирических формул [11].

Объектом исследования является бассейн р. Пирсаат. По исследованиями Р. Х. Пириева [12] площадь бассейна Пирсаат составляет 2280 км^2 , длина -199 км, средняя ширина бассейна -11,4 км, коэффициент полноты бассейна - 0,05.

Река Пирсаат имеет древовидную форму долинной сети с различными морфометрическими показателями. Климат бассейна в целом аридный. Широко развита овражно-балочная сеть. Рельеф горист, местами встречаются грязевые вулканы. Речная система имеет асимметричную форму. Наиболее развит левый берег. На правом берегу отсутствуют реки V порядка, а на левом берегу имеется одна река V порядка. Целью настоящей статьи является проведение сравнительного морфометрического анализа речных долин традиционными и современными геоинформационными методами. Использована компьютерная программа Arc GIS, Arc map, Version 9.3 (2009) компании ESRI. На наш взгляд, морфометрическое исследование речных долин с применением ГИС-технологий сейчас является наиболее приемлемым. Оно является незаменимым инструментарием для современной морфометрии.

Наряду с другими научно-исследовательскими методами ГИС-технология успешно может использоваться для морфометрического анализа речных долин [13,14]. Она позволяет за короткий промежуток времени составить карту разнопорядковых долин (такие карты отличаются большой точностью, красотой, привлекательностью и т.д.), измерить длину речных долин с большой точностью.

Детальный анализ технических средств морфометрического анализа рельефа показывает, что ГИС – быстро растущая область информационных технологий, важнейшая часть современного инструментария морфометрических исследований и имеет большую перспективу.

Морфометрический ГИС можно определить следующим образом: – это компьютерно-программная упорядоченная система морфометрических показателей, которая дает возможность сбора, ввода, хранения, проверки, моделирования, манипулирования, поиска, анализа, визуализации, доступа, интегрирования и другой информации о рельефе земной поверхности. Морфометрический ГИС позволяет выбрать, наблюдать, характеризовать любой морфометрический показатель. Их можно рассматривать как частный случай ГИС-технологий. Морфометрический ГИС каждой долины охватывают ее порядок, длину, глубину, уклон, падение, извилистость, асимметричность и т.д. В этой статье рассматриваются только количество, длина, средняя длина, асимметрия и порядок речных долин. В картометрических работах существуют два основных вида ошибок: систематические и случайные. ГИС-технология привлекательна не только из-за быстроты и точности выполнения картометрических работ, она способна исключить случайные ошибки, снижающие точность и качество работы.

Она позволяет легко совмещать картографические источники, необходимо только привести их к единой картографической системе, т.е. единой методике составления, единому масштабу, единой географической и математической основе. Такая особенность ГИС-технологий позволяет провести комплексный анализ на основе системного подхода.

Для достижения поставленной цели мы на основе топографической карты масштаба 1:100 000 выделим бассейн Пирсаата, а в бассейне – все речные долины. Используя дихотомическую классификацию Хортон Философова [6,7] составили карту разнопорядковых долин в масштабе 1:100 000 традиционными методами и с применением ГИС-технологий. На картах подсчитано их количество (N), измерена длина (L, km) каждой долины традиционными методами и с применением ГИС-технологий. Для сравнительного анализа определена общая (L_0) и средняя длина (L_{cp}), показатель асимметрии (Π_a) речных долин по порядку (I), по берегам, а также разница полученных результатов (табл.1,2).

В бассейне р. Пирсаат имеются реки до VI порядка. Из них реки I порядка (392 (74,67 %), 100 (19,04 %) II порядка, 27 (5,14 %) III порядка, 5 (0,95 %) IV порядка, 1 (0,19 %) V порядка. С увеличением порядков (i) количество долин уменьшается (рис.3).

Таким образом, исследовались 525 речных долин различного порядка.

Длина каждой долины измерена микроизмерителями с растворами 2 мм. Средняя длина речных долин вычислена по формуле

Таблица 1. Сравнительная картометрическая характеристика длины речных долин I порядка на левом берегу р. Пирсаат (фрагмент)

№ № n. n	По ГИС	По традицион-ными методами (ТМ)	Разница (ГИС-ТМ)	№ № n. n	По ГИС	По традици- онными методами (ТМ)	Разница (ГИС-ТМ)
1	2	3	4	1	2	3	4
1	0,70	0,70	0,00	8	0,48	0,50	-0,02
2	0,45	0,40	+0,05	9	0,41	0,40	+0,01
3	1,15	1,00	+0,15	10	0,44	0,50	-0,06
4	0,88	0,80	+0,08	11	0,47	0,50	-0,03
5	0,85	0,80	+0,05	12	0,73	0,70	+0,03
6	1,97	1,90	+0,07	13	0,64	0,60	+0,04
7	0,93	1,00	-0,07	14	0,39	0,40	-0,01
..

Таблица 2. Сравнительная картометрическая характеристика длины речных долин I порядка на правом берегу р. Пирсаат (фрагмент)

№ № n. n	По ГИС	По традицион-ными методами (ТМ)	Разница (ГИС-ТМ)	№ № n. n	По ГИС	По традицион-ными мето- дами (ТМ)	Разница (ГИС-ТМ)
1	2	3	4	1	2	3	4
1	0,39	0,40	-0,01	7	0,67	0,60	+0,07
2	0,46	0,40	+0,06	8	0,38	0,40	-0,02
3	0,62	0,60	+0,02	9	0,53	0,50	+0,03
4	1,07	0,96	+0,11	10	0,61	0,70	-0,09
5	0,74	0,60	+0,14	11	0,49	0,40	+0,09
6	1,44	1,40	+0,04	12	0,58	0,60	-0,02
..

Таблица 3. Основные картометрические и морфометрические показатели речных долин, определенных традиционными методами и применением ГИС-технологий в бассейне р. Пирсаат

№ № n. n	Пор- яд- ки дол- ин	Картометрические и морфометрические показатели								
		ГИС			ТМ			разница (ГИС-ТМ)		(ГИС- ТМ) Средняя длина, км
		Коли- чество	Длина, км	Средняя длина, км	Коли- чество	Длина км,	Средн- яя длина, км	Кол-во	Длина, км	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	I	392	415,63	1,06	392	394,31	1,01	0	21,32	0,05
2	II	100	174,95	1,75	100	171,55	1,72	0	3,40	0,03
3	III	27	96,13	3,56	27	93,85	3,48	0	2,27	0,08
4	IV	5	44,31	8,86	5	43,80	8,76	0	0,51	0,10
5	V	1	5,69	5,69	1	5,60	5,60	0	0,09	0,09
Итого		525	736,71	1,40	525	709,12	1,35	0	27,59	0,05

$$L_{cp} = \frac{L_0}{N}$$

а показатель асимметрии

$$P_A = \frac{N_n}{N_n} \quad \text{или} \quad P_A = \frac{N_n}{N_n}$$

где L_0 – общая длина речных долин; N – количество речных долин; L_{cp} – средняя длина речных долин; P_A – показатель асимметрии; N_n – количество речных долин на правом берегу; N_n – количество речных долин на левом берегу. Результаты работ сведены в таблицах табл.4, 5.

Таблица 4. Статистическое распределение основных картометрических и морфометрических показателей речных долин в бассейне р. Пирсаат, определенных традиционными методами

№ № п.п.	Порядки долин	Правый берег			
		Картометрические и морфометрические показатели			
		Количество	Длина	Средняя длина	Показатель асимметрии
1	2	3	4	5	6
1	I	168	179,58	1,07	1,33
2	II	38	62,83	1,65	1,63
3	III	11	48,30	4,39	1,45
4	IV	2	30,60	15,30	1,50
		219	321,31	1,47	1,40
Левый Берег					
5	I	224	214,73	0,96	0,75
6	II	62	108,72	1,75	0,61
7	III	16	45,56	2,85	0,69
8	IV	3	13,20	4,40	0,67
9	V	1	5,6	5,60	0
		306	387,81	1,27	0,83
Итого		525	709,12	1,35	

Таблица 5. Статистическое распределение основных картометрических и морфометрических показателей речных долин в бассейне р. Пирсаат, определенных с применением ГИС-технологий

№ № п.п.	Порядки долин	Правый берег		
		Картометрические и морфометрические показатели		
		Количество	Длина	Средняя длина
1	2	3	4	5
1	I	168	189,35	1,13
2	II	38	64,96	1,71
3	III	11	49,88	4,53
4	IV	2	31,19	15,60
		219	335,38	1,53
Левый берег				
6	I	224	226,28	1,01
7	II	62	109,99	1,77
8	III	16	46,25	2,89
9	IV	3	13,12	4,37
10	V	1	5,69	5,69
		306	401,33	1,31
Итого		525	736,71	1,40

Рассмотрим основные особенности морфометрических показателей, определенных указанными методами.

Количество речных долин по всем порядкам и побережьям одинаковы, а длина и средняя длина отличаются, потому что точности измерения длины речных долин различными методами различны. С увеличением порядка долин разница уменьшается. Например, длины долин I порядка на правом берегу, определенных традиционными методами равны 179,58 км, а с применением ГИС-технологии – 189,35 км, а для рек IV порядка эти показатели соответственно составляют 30,60 и 31,19 км. Такая же картина наблюдается на левом берегу. Такое расхождение можно объяснить следующим образом: рек низкого порядка (особенно первого) довольно много и они короткие. С увеличением количества измерений увеличиваются и ошибки, и чем больше измерений, тем больше ошибок. Средние длины существенно не отличаются: 0,06; 0,14; 0,30; 0,05; 0,02; 0,04; 0,03; 0,09 км. Максимальное значение составляет 0,30 км. Оно характерно для рек IV порядка. Их длина (15,30, 15,60 км). Измерение длины длинных долин традиционными методами приводит к большим погрешностям. В целом в речной системе длина речных долин, определенных традиционными методами, равна 709,12 км, а с применением – ГИС-технологии 736,71 км. Разница составляет 27,59 км. Средняя длина соответственно равна 1,35 и 1,40 км – разница 0,05 км.

Для детального морфометрического анализа составлена шкала разности через 0,05 км (табл. 6,7). По каждой шкале установлены количество речных долин, их общая и средняя длина. Количество речных долин по шкале, определенных различными методами, одинаково.

Таблица 6. Статистическое распределение основных картометрических и морфометрических показателей речных долин, определённых традиционным методом по шкале разности в бассейне р. Пирсаат

№ № n n	Шкала разности	Количество	Доля от общего, в %	Общая длина, км	Средняя длина, км
1	0,00	32	6,09	30,25	0,94
2	0,00-0,05	206	39,24	184,59	0,89
3	0,05-0,10	179	34,10	207,64	1,16
4	0,10-0,15	70	13,33	103,50	1,48
5	0,15-0,20	18	3,43	51,38	2,85
6	0,20-0,25	14	2,67	59,94	4,28
7	0,25-0,30	2	0,38	7,40	3,70
8
9	0,35-0,40	1	0,19	11,26	11,26
10
11	0,55-0,60	2	0,38	27,76	13,88
12
13	0,65-0,70	1	0,19	25,40	25,40
Итого		525	100,00	709,12	1,35

Таблица 7. Статистическое распределение основных картометрических и морфометрических показателей речных долин определенных с применением ГИС-технологий по шкале разности в бассейне р. Пирсаат

№ № n n	Шкала разности	Количество	Доля от общего, в %	Общая длина, км	Средняя длина, км
1	0,00	32	6,09	30,25	0,94
2	0,00-0,05	206	39,24	179,95	0,87
3	0,05-0,10	179	34,10	225,94	1,26
4	0,10-0,15	70	13,33	112,45	1,61
5	0,15-0,20	18	3,43	50,89	2,83
6	0,20-0,25	14	2,67	62,72	4,48
7	0,25-0,30	2	0,38	7,94	3,97
8
9	0,35-0,40	1	0,19	11,63	11,63
10
11	0,55-0,60	2	0,38	28,84	14,42
12
13	0,65-0,70	1	0,19	26,10	26,10
Итого		525	100,00	736,71	1,40

Общая и средняя длина существенно не отличаются. Максимальная разница составляет 19,20 км. Она характерна для 0,05-0,10 км. Здесь 179 речных долин. Эти реки короткие, их много, они измеряются с определенной ошибкой. Их общая длина по традиционным методам 207,64 км, а с применением ГИС-технологий – 226,84 км. В 385 (73,33 %) речных долинах разница не превышает 0,10 км. С увеличением шкалы разности в целом увеличивается разность средней длины: 0,02; 0,11; 0,13; 0,20; 0,27; 0,37; 0,54 км.

Длины 32 (6,09 %) речных долин обоими методами определены одинаково – 30,25 км (4,11 %). Эти долины характеризуются малой извилистостью.

Визуальный анализ карт разнопорядковых долин показывает, что долинная система отличается также своей извилистостью. Наибольшая разница характерна для длинных долин с большой извилистостью. Они обычно высокопорядковые. Измерение длин таких долин с микроизмерителями приводит к большим погрешностям.

Карта разнопорядковых долин имеют очень важное научно-теоретическое и практическое значение:

1. Они наглядно характеризуют степень густоты горизонтального расчленения рельефа, обусловленного тектоническими движениями.

2. Позволяют выделить районы с различной тектонической активностью. Обычно для тектонически активных районов характерны короткие долины, происходит быстрый переход долин от низких порядков к более высоким или наоборот.

3. Позволяют определить возраст долинной сети, так как реки более высокого порядка древние, а

низинного – молодые.

4. Карты можно использовать при геоморфологическом, тектоническом и гидрологическом районировании территории и в изучении ландшафтов, эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования.

5. Порядок долин отражает историю развития (эволюции) речной сети, что важно при палеогеоморфологических исследованиях.

6. Долинная сеть в целом отражает изменение активности водно-эрозионных процессов, позволяет судить об обеспеченности территории водными ресурсами, а также определить количество жидкого и твердого стока и интенсивность линейной эрозии.

7. Морфометрические показатели представляют определенный интерес для оценки условий россыпеобразования и закономерностей взаимодействия мелорируемой толщи с водохозяйственными сооружениями.

8. Данные о размерах долин, конфигурации бассейна и речных систем и их асимметрии необходимы при освоении водных ресурсов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Определение картометрических и морфометрических показателей обширной территории по обычной топографической карте практически невозможно ввиду огромных трудозатрат. А ГИС-технология позволяет за короткий промежуток времени провести значительный объем картометрических и морфометрических работ с большой точностью. Поэтому она имеет большую перспективу.

2. С увеличением порядков долин разница длин долин уменьшается. Это объясняется наличием огромного числа коротких речных долин низкого (особенно первого) порядка. Измерение таких долин традиционными методами приводит к погрешностям. Чем больше измерений традиционными методами, тем больше систематических ошибок.

3. Средняя длина речных долин во всех порядках, определенными различными методами, сходится. Максимальная разница составляет 0,09 км. Она характерна для рек V порядка. В целом по речной системе разница средних длин составляет 0.05 км.

4. Анализ карт и морфометрических показателей по шкале разности показывает, что в 385 (73,33 %) реках разница длин, определенных различными методами, не превышает 0.10 км. Общая длина этих рек составляет 392,23 км (55,31%). Это подтверждает удовлетворительное сходство картометрических и морфометрических показателей, определенных различными методами.

5. С ростом величин шкалы разности в целом увеличиваются разности средней длины. Они характерны для рек высокого порядка. Реки высокого порядка обычно длинные. Измерение длины длинных долин традиционными методами приводят к большим погрешностям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во Иностранной литературы, 1948, 158 с.
2. Гарцман Н.Н. Топология речных систем и гидрографические индикаторные исследования // Водн.ресурсы, 1973, № 3, с.119-124.
3. Гарцман Б.И., Бугаец А.Н., Тегай Н.Д., Краснопеев С.М. Анализ структуры речных систем и перспективы моделирование гидрологических процессов. География и природные ресурсы, 2008, № 2, с.20-29.
4. Казанский Б.А., Рябчиков Г.Я. Закономерности распределения структур речных систем // Труды ДВНИГМИ, вып.63, 1977, с.91-96.
5. Четверков С.С. Геологические и гидрогеологомелиоративные аспекты морфометрии рельефа. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. докт. геолог-минерал. наук. Новосибирск, 33 с.
6. Философов В.П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях. В кн.: Вопросы морфометрии, вып.2, Саратов: Саратовский университет, 1967, с.4-66.
7. Философов В.П. Основы морфометрического поиска тектонических структур. Саратов: Саратовский Университет, 1975, 232 с.
8. Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Ленинград: Гидрометеоздат. 238 с.
9. Керимов Г.А. Морфометрический и морфоструктурный анализ рельефа Кобыстана. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. к.г.н., Баку, 1982, 21 с.
10. Кулиев Р.Я. Сложность эрозионной сети восточной части Малого Кавказа // Вестник БГУ, серия естественных наук, География, 2005, № 3, с.120-131.
11. Мехбалиев М.М. Морфометрический анализ горного рельефа картографо-аэрокосмическим методом (на примере бассейнов рек Гирдыманчай и Ахсу). Дис. на соиск. уч. ст. к.г.н., Баку, 1994, 151 с.
12. .Пириев Р.Х. Методы морфометрического анализ рельефа (на примере территории Азербайджана), Баку: Элм, 1986, 119 с.
13. Орлова Е.В. Применение ГИС-технологий для получения гидрологических характеристик водосбора Вилюйского водохранилища. География и природные ресурсы. 2008, № 3, с.134-139.
14. Мехбалиев М.М. Морфометрический анализ речных долин южного и юго-восточного склонов Большого Кавказа (междуречье Курмухчая и Чигильчая). Гидрометеорология и мониторинг окружающей среды, 2007, № 4, с.202-208.

Рекреационная география

УДК 911.2

ВОЗМОЖНОСТИ РАЗВИТИЯ АГРОТУРИЗМА В КАЗАХСТАНЕ

Т. С. ГУЛЯЕВА

В.н.с. лаборатории рекреационной географии (Институт географии РК)

Көптеген елдердің экономикада агротуризм рөлінің күннен-күнге артуы біздің елде де бұл туризм түрін орынды дамыту туралы ойлауға тура келеді. Табиғи жағдайлары мен ресурстарының елеулі әртүрлілігі, өткен тарихының байлығы, қазақ халқына тән мәдениетінің болуы және туризмнің бұл түрінің дамуына жедел күрделі қаржы жұмсалымын талап етпейтіндігі оның дамуына толық мүмкіндік берледі.

Все возрастающая роль агротуризма в экономике многих стран заставляет задуматься о целесообразности развития этого вида туризма и в нашей стране. Значительное разнообразие природных условий и ресурсов, богатое историческое прошлое и самобытная культура казахского народа, отсутствие срочных крупных капиталовложений в развитие этого вида туризма в полной мере могут способствовать этому.

The growing role of agritourism in economics of lots countries makes think about the practicability of the development heating of this kind of tourism also in our country. Large variety of natural conditions and recourses, rich historical past and original culture of Kazakh nation, as well as absence of demand of urgent big investments could fully help to it.

В последнее время туризм активно развивается и стал массовым мировым пространственным и социально-экономическим явлением. Туризм является одной из крупнейших высокодоходных и наиболее динамичных отраслей экономики в мире. В сфере современного мирового туризма занято около 300 млн человек, т.е. каждый десятый работник в мире. На его долю приходится свыше 7% общего объема инвестиций, 11% мировых потребительских расходов, 5% всех налоговых поступлений и треть мировой торговли услугами [1].

Значительная часть современных видов туризма ориентирована на использование природных туристских ресурсов. За рубежом они были объединены под названием «природный туризм». В их числе и экотуризм. Одно из определений экотуризма дано Международной организацией экотуризма: «Экотуризм – это ответственное путешествие в природные зоны, области, сохраняющее окружающую среду и поддерживающее благосостояние местных жителей».

По мнению других авторов: «экотуризм – вид туризма, основанный на туристском спросе, связанный с туристскими потребностями в познании природы и внесении вклада в сохранение экосистем при уважении интересов местного населения» [2]. Кроме того, автор настаивает, что ведущим фактором развития экотуризма выступают не туристские ресурсы, а турбизнес, т.е. именно туристы и турбизнес развивают экотуризм.

В числе альтернативных видов туристического бизнеса, которые могли бы полностью удовлетворять требованиям стратегических целей эколого-социально-экономического развития, целесообразно выделить агротуризм или сельский зеленый туризм, который по праву называют наиболее перспективным в XXI веке. Появившись в начале XIX века, сельский туризм, основанный на приеме горожан на отдых жителями сельской местности, приобрел ныне огромную популярность, особенно в Венгрии, Чехии, Великобритании и других странах, объединившихся под эгидой Совета Европы в Центрально-Восточно-европейскую Федерацию по развитию сельского зеленого туризма. Агротуризм также очень популярен в странах Балтии, Польше, Литве. В СНГ сельский зеленый туризм успешно развивается в Белоруссии, Украине, России.

По данным ООН, доходы от агротуризма во всем мире составили в 2006 году более 150 млрд USD, это составляет треть поступлений от мировой туристической индустрии.

По мнению некоторых авторов агротуризм объединяет экотуризм, сельский туризм, этнотуризм, кулинарный туризм и просто загородный отдых. Хотя чаще всего это сводится к понятию сельский зеленый туризм, который можно считать и синонимом агротуризма [4].

По многим классификациям агротуризм считается элементом устойчивого туризма и видом туризма, пересекающимся с экотуризмом. В практике развития туристской области во многих странах экотуризм и агротуризм – взаимодополняющие и взаимосвязанные понятия. Более того, в современной международной практике ряд родственных, «щадящих» по воздействию на среду и местное сообщество и близких по мотивации видов туризма (включая сельский, фермерский, спортивный, кулинарный, приключенческий, экстремальный и др.) часто объединяются в единую сферу эко-агротуризма. Об этом свидетельствует и европейский опыт. Уже есть примеры организаций, включивших этот термин в свое название (ЕСЕАТ).

В целом агротуризм – это вид деятельности, организуемый в сельской местности, при котором формируются и предоставляются для приезжих гостей комплексные услуги по проживанию, отдыху, питанию, экскурсионному обслуживанию, организации досуга и спортивных мероприятий, занятиям активными видами туризма, организации рыбалки, охоты, приобретению знаний и навыков. Агротуризм ориентирован на использование сельскохозяйственных, природных, культурно-исторических и иных ресурсов сельской местности и ее специфики для создания комплексного туристского продукта. И основной целью развития агротуризма на селе является улучшение условий жизни местного населения.

Природно-экологический блок предпосылок формирования сельского зеленого туризма составляют природные условия, природные ресурсы, природоохраняемые территории, особенности экологического потенциала территории. В числе природных условий важную роль играют климат, рельеф, наличие гидрографических объектов (озера, реки, моря). Все это играет большую роль в создании аттрактивности территории, т.е. ее привлекательности.

Прибывающие в регион туристы какое-то время ведут сельский образ жизни среди природы, знакомятся с ценностями народной культуры, прикладного искусства, с национальными песнями и танцами, местными обычаями, принимают участие в традиционном сельском труде, народных праздниках.

Заметный интерес к развитию сельского зеленого туризма в мире связан с изменением условий существования человека, ритма его жизни, а соответственно уровня его здоровья, с появлением так называемых «болезней цивилизации», в связи с чем возрастает необходимость обеспечения оптимальных условий отдыха, профилактики, лечения и восстановления здоровья населения всех возрастов и профессий. Агротуризм подходит практически для любого вида отдыхающих: для деловых людей, которые не могут позволить себе продолжительный отпуск, для лиц с небольшими доходами, для детей и т.д.

По нашему мнению, сельский туризм может решить проблему реабилитации, психологического оздоровления за счет влияния природных, экологических факторов. Популярность сельского зеленого туризма как вида отдыха связана с тем, что он в наибольшей степени отвечает рекреационным потребностям людей, живущих в условиях урбанизированной среды, в районах со сложной экологической ситуацией, испытывающих гиподинамию и постоянное нервное перенапряжение.

Разнообразие циклов туристических занятий: познавательных (ознакомление с культурно-историческими, этнографическими, природными ценностями территории), развлекательных (рыбная ловля, охота, сбор грибов, ягод, лекарственных трав, катание на лодках, радиальные выходы в горы), оздоровительных (купание в водоемах, занятие физическим трудом), смена впечатлений и почти постоянный контакт с природой в сочетании с приемлемыми финансовыми расходами – все это делает привлекательным сельский зеленый туризм, превращает его в один из эффективнейших видов оздоровительной и в целом рекреационной деятельности.

В мире существует несколько моделей организации агротуризма по национальному колориту. Здесь выделяются четыре основных модели: западноевропейская, восточноевропейская, азиатская и англо-американская. При успешной реализации той или иной модели агротуризм в разных странах за последние два десятилетия стал высокодоходным сектором туристической индустрии.

В Европе успешно работают свои модели агротуризма. Это британская, французская, итальянская, германская. Во Франции еще в 1971 г. была создана ассоциация «Туризм в сельской местности», координирующая организацию сельского туризма в национальном масштабе. Признанным лидером в Европе по агротуризму считается Италия. Именно с этой страны началось

победное шествие агротуризма по всему миру. Официальное признание и господдержку он получил лишь в 1985 г., когда правительство приняло закон о содействии сельскому туризму.

Во многих странах (Кипр, Венгрия, Польша, Болгария и др.) разрабатываются специальные государственные программы по развитию агротуризма, при поддержке властей образуются необходимые для функционирования этой отрасли государственные, общественные или частно-предпринимательские оргструктуры – объединения агротуристических хозяйств.

Интересен опыт развития сельского туризма на Кипре. Здесь власти следят, чтобы инвестиции на развитие сельского туризма получали лишь те крестьяне, которые купили дома в деревнях до 1989 года, т.е. настоящие местные жители, а не бизнесмены, думающие лишь о своей выгоде, и чтобы деревни не перенаселялись агротуристами, чтобы этот вид отдыха не терял свой изначальный смысл.

Помимо экономических, такая государственная политика преследует социальные и социокультурные цели: остановить деградацию сельских районов, их обезлюживание и рост негативных социальных явлений, сохранить и отчасти воссоздать культурное наследие, национальную самобытность регионов.

По данным Агентства Республики Казахстан по статистике в 2006 г. наибольший процент среди обслуженных туристов в нашей стране приходился на выездной туризм – 82 %, тогда как на долю въездного туризма – всего лишь 18% [3]. Ситуация в настоящее время не слишком изменилась. Это говорит о том, что развивается пока в основном международный туризм. Положительным моментом является то, что начинает активно развиваться внутренний туризм. Количество посетителей, приходящихся на внутренний туризм (по линии досуг, рекреация, отдых), уже в 2007 г. оказалось равным сумме посетителей въездного и выездного туризма [5].

При этом анализ региональной структуры прибытий и доходов от туристов свидетельствует о том, что наибольшее число обслуженных туристов приходится на г. Алматы и Алматинскую область и город Астану. Основной доход от туризма также приходится на г. Алматы и г. Астану, где сосредоточены наиболее состоятельные слои населения. Следует отметить, что в Казахстане до сих пор не сложилась система туризма со всеми необходимыми атрибутами – рекламой, торговыми услугами, транспортом, размещением, питанием, связью и др.

Наличие внутреннего туристского рынка в большинстве развитых в туристском отношении стран приносит от 30 до 50 % общего дохода от туризма. В этом отношении Казахстан имеет очень хорошие перспективы. Но из-за отсутствия должного внимания к развитию этого вида туризма наносится ущерб экологическому состоянию природных, культурных и исторических памятников.

Сельский туризм для жителей деревень и аулов – это дополнительный заработок и возможность улучшить свое жилье. Для местных властей и региона в целом – это приток дополнительных средств, развитие инфраструктуры, создание новых рабочих мест. И для страны в целом – возможность развития туризма за пределами городов, где отсутствуют гостиницы. Для туристов же предоставляется возможность недорогого отдыха в экологически чистой среде. Кроме того, туристы знакомятся с историей Казахстана, с его обычаями, фольклором, бытом народа. Они могут увидеть традиционные национальные игры, пожить в юртах, покататься на лошадях и верблюдах, увидеть показательную охоту с ловчими птицами, посетить настоящего беркутчи – человека, обучающего ловчих птиц, послушать состязание акынов и многое другое, что присуще самобытной культуре казахского народа. И в целом могут окунуться в жизнь казахского народа, богатую историческими событиями.

Имеющиеся в сельской местности краеведческие музеи, музеи-памятники, древние крепости и поселения, историко-культурные заповедники, курганы, могильники позволяют повысить разнообразие видов деятельности в сельской местности, сочетать удовлетворение духовных и физических потребностей населения при использовании турпродукта в сельской местности. Большой интерес могут вызвать петроглифы Тамгалы, где найдено более 1000 рисунков, наиболее древние из которых относятся к эпохе бронзы. В Отраре (в 80 км от Шымкента, основанном в IV веке до н.э.) родился и жил средневековый ученый и философ аль-Фараби. В Жамбылской области в ущелье Беркара находятся 504 древних кургана, в районе гор Алтынемель находится большое количество археологических памятников: могильных холмов, древних поселений.

Социальными предпосылками для развития зеленого сельского туризма являются наличие культурно-исторических памятников, обслуживающей социальной инфраструктуры, а также

жилого фонда, приспособленного для приема туристов и отвечающего санитарно-гигиеническим нормам.

В целом в Казахстане имеется достаточное количество ресурсов для развития агротуризма, но они практически не используются. Основными проблемами для развития этого вида туризма являются:

1. Слабо развитая инженерная инфраструктура.
2. Слабо развитая туристская инфраструктура (недостаточность средств размещения туристского класса, баз отдыха, национальных центров, музеев под открытым небом, этнопарков, этнодеревень).
3. Низкий уровень вовлечения местных жителей в туристскую деятельность.
4. Невысокое качество обслуживания.
5. Недостаток профессиональных кадров.
6. Недостаточное продвижение Казахстана на мировом туристском рынке.

Материальная база существующих объектов размещения туристов даже в крупных городах (Алматы, Астане и других), включая многие гостиницы, пансионаты, дома и базы отдыха, а также санаторно-курортные учреждения, устарела физически и морально. Поэтому организация сельского зеленого туризма в стране, не требующая значительных капиталовложений, является очень актуальной. Так как в «глубинке» отсутствует инфраструктура и ее там сложно создать, необходимо обеспечивать инфраструктуру за счет привлечения местного сельского населения (как это делают, например, в Киргизии).

В любом случае необходимо активно развивать сектор внутреннего туризма, который, как показывает опыт его развития во многих европейских странах, послужит ступенькой для развития агротуризма.

В этом плане заслуживает похвалы «Государственная программа развития туризма в Республике Казахстан на 2007–2011 гг.». Она предусматривала:

1. Содействие развитию частных инициатив в туристской области.
2. Решение вопросов развития инфраструктуры туризма, что требовало:
 - проведения линий электропередач;
 - строительства системы водоснабжения и водоотведения;
 - прокладки или подведения телефонной линии и обеспечение спутниковой связью;
 - строительства и реконструкции транспортных путей.
3. Восстановление и строительство новых предприятий по изготовлению юрт, возрождение национальных ремесел.

Для продвижения казахстанского турпродукта в программе указано, что следует принять меры по активному использованию фактора евразийского исторического развития страны и многонационального, многоконфессионального и мультикультурного характера казахстанского общества, его ценностей, традиций, кухни, искусства с привлечением Ассамблеи народа Казахстана, культурных и научных сил республики, а также по разработке планов развития специализированных видов туризма в Республике Казахстан.

Кроме того, в плане реализации прорывных проектов международного значения предусмотрены:

- развитие Алматы и Алматинской области – Капшагай и центр «Хоргос»;
- развитие Астаны и Акмолинской области – Щучинско-Боровская курортная зона и Бурабай;
- строительство в селе Мартыновка Аршалынского района Акмолинской области (в 30 км от Астаны) этнографического комплекса «Шебер ауылы» с выставочным центром «Дворец мастеров», призванного демонстрировать кочевой быт саков, их самобытную культуру и традиции по аналогии с Деревней фараонов (Египет), комплексом «От-бос» (Квебек, Канада);
- поощрение туризма по Шелковому пути;
- популяризация пляжного и курортного туризма на Каспийском море.

Кроме того, Министерство туризма и спорта планирует в ближайшие пять лет развивать внутренний оздоровительный туризм. Эта сфера отдыха будет привлекательной в первую очередь для казахстанцев.

В настоящее время уже имеются возможности для развития сельского туризма в предгорьях Юго-Восточного и Восточного Казахстана (Жамбылская, Алматинская, Восточно-Казахстанская

области), такие же услуги могут быть предоставлены и в Северо-Казахстанской, Акмолинской, Костанайской областях, а также Атырауской и Актауской областях.

В частности, в рамках агротуризма очень интересным местом отдыха был бы отдых в пос. Лепси (Лепсы), расположенном в низовьях р. Лепси, где возможна прекрасная охота и рыбалка, а также в окрестностях аула Лепси (пос. Лепсинск). Рядом находится лесничество, где можно проживать, есть дома, банька, по долине р. Аганакты – заросли фруктовых деревьев и кустарников, ягоды. В верховьях р. Агыныкатты (Аганакты) расположено живописнейшее озеро Жасылколь, куда можно организовывать пешие походы. В самой р. Агыныкатты и р. Карбуз (Карбушка), что протекает у лесничества и впадает в р. Агыныкатты, тоже возможна рыбалка. В этой же долине находятся несколько пасек, где собирается один из известнейших и душистых медов Казахстана, куда можно организовать экскурсии, попробовать и приобрести этот замечательно полезнейший продукт.

Очень интересным местом отдыха может служить и долина р. Кора с красивейшими водопадами, рыбалкой и много других мест в Алматинской области.

Причем там, где частные дома нельзя использовать для размещения туристов (нет жилфонда соответствующего уровня комфортности), но имеется интересный туристский потенциал (климатический, ландшафтный, историко-культурный и др.), можно практиковать другой подход – в сельской местности можно создать частные туристические центры, которые ориентированы на использование ее туристских ресурсов.

Международная практика развития агротуризма показывает, что успешность развития той или иной модели зависит от ряда факторов и, в первую очередь, от организации государственной поддержки.

Для нормирования развития сельского зеленого туризма было бы своевременно принятие Закона «О сельском зеленом туризме» (как это было сделано в других странах) и осуществление государством регуляторной функции, направленной не на установление жесткой регламентации деятельности владельцев личных крестьянских хозяйств, которые предоставляют услуги в этой сфере, а на создание системы стимулов, поощрений и условий для последующего развития. Возможное промедление в создании благоприятной среды для этой деятельности или попытки установить многочисленные разрешительные процедуры к сельскому хозяину, станет ощутимой задержкой развития сферы сельского зеленого туризма и повлечет последующее нелегальное предоставление услуг сельского зеленого туризма.

Кроме того, безусловным фактором успешного развития сельского туризма является реклама, которая может быть предоставлена на основе банка данных о развитии сельского зеленого туризма, а также на основе создания разнообразных информационных изданий, которые при поддержке органов государственной власти (особенно в области налогообложения) позволят стать сельскому зеленому туризму мощным фактором возрождения села и развития туристкой индустрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ердаветов С.Р.* История туризма. Развитие и научное изучение. Алматы, 2003. 215 с.
2. *Храбовченко В.В.* Экологический туризм. М., 2004. 208 с.
3. Статистический ежегодник Казахстана. Статистический сборник / Под ред. А. Е. Мешимбаевой. Астана, 2007. 516 с.
4. *Грец О.П.* Малый туристический бизнес в сельской местности: обоснование предпосылок развития // Культура народов Причерноморья. 1999. № 10. С. 167-170.
5. Туризм Казахстана в 2007 г. // Статистический сборник. Астана, 2008. 128 с.

УДК 551.4

ГИС-ТЕХНОЛОГИИ И ИХ РОЛЬ В ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОТУРИЗМА

М. М. МЕХБАЛИЕВ

Доцент кафедры геодезии и картографии Бакинского гос. университета (Азербайджан)

Азербайжан Республикасының шегіндегі Үлкен Кавказдың солтүстік-шығыс беткейінің геотуристтік әлеуеті қарастырылады. Аумақтың камеральді жағдайда ГАЖ технологиясын қолдану арқылы 1:600 000 масштабтағы геотуристтік картасы дайындалды. Жеке қабаттарды және картаны тұтастай қолдану негізінде ГАЖ технологиясының ролі және геотуризмді ұйымдастыру және геотуристтік ресурстарды ұтымды пайдалану туралы ұсыныстар дайындалды.

Рассмотрен геотуристический потенциал северо-восточного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджанской Республики. Представлена геотуристическая карта территории масштаба 1:600 000, созданная в камеральных условиях с применением ГИС-технологий. На основе применения отдельных слоев и карты в целом обоснована роль ГИС-технологий и подготовлены предложения по рациональной организации геотуризма и использованию геотуристических ресурсов.

In the article geotouristic potential of northeast slope of Great Caucasus within the limits of Azerbaijan is analyzed. The 1:600 000 geotouristic map made in laboratory conditions with application of GIS technologies is provided. On the base of use of certain layers and of the map in whole, the role of GIS technologies is reasoned and recommendations for the rational geotourism organization and use of geotouristic resources are worked out.

Одним из основных природных объектов туризма является рельеф, который определяет общий облик, эстетичность, комфортность и другие рекреационные свойства ландшафта [1].

Рельеф является основным фактором при рекреационном районировании и составной частью территориальной рекреационной системы (ТРС). Основными специфическими рекреационно-туристическими свойствами рельефа являются: 1) привлекательность (аттрактивность), что делает рельеф туристическим объектом; 2) уникальность (степень встречаемости и неповторимости), что вызывает интерес людей, проживающих в других точках земного шара; 3) познавательность; 4) экзотичность – степень необычности для туристов; 5) выразительность отдельных форм рельефа; 6) сохранность (подготовленность) к приему туристов; 7) доступность – возможность на близком расстоянии просмотра уникальных форм рельефа и т.д.

Рельеф, особенно его морфометрические показатели (экспозиция, крутизна, средняя высота, густота и глубина расчленения), определяют возможность использования территории для того или иного вида туристической деятельности. Они определяют проходимость (или доступность) территории, транспортировку отдыхающих и обслуживающего персонала, размещение объектов сервиса и инфраструктуры, обзорность, (с которой тесно связаны познавательные и эмоционально-психологические эффекты геотуризма [2, 3].

На наш взгляд, одним из основных видов туризма является геоморфологический туризм (геотуризм – ГТ), который успешно конкурирует с остальными видами туризма.

Туристическая значимость горных хребтов заключается в том, что под влиянием эндогенных и экзогенных факторов образовались разнообразные достопримечательные объекты горной среды, представляющие большой познавательный, спортивный, оздоровительный, религиозный и научный интерес. Сюда входят высочайшие вершины и пики, перевалы, причудливые скалы, пещеры, гроты, каньоны, карстовые воронки, валуны, морены и т.д.

В высокогорных районах можно заниматься альпинизмом. Сложный и красивый рельеф со значительными морфометрическими показателями, интересные препятствия позволяют развивать новое направление геотуризма – приключенческий туризм, а наличие пещер различного происхождения и возраста – спелеотуризм. Сложность рельефа, глубокая расчлененность, различная экспозиция склонов по отношению к солнцу и потокам воздуха создают исключительное разнообразие климатических условий, что является одним из важных факторов развития геотуризма. Геотуристические ресурсы являются одним из ценных природных богатств Азербайджана.

Разнообразие геотуристических ресурсов позволяет любому туристу выбрать себе маршрут путешествия по душе, соответственно возрасту, состоянию здоровья, склонностям и интересам.

На Южном Кавказе наиболее перспективной для развития геотуризма является Азербайджанская Республика, территория которой отличается разнообразием и уникальностью природных условий и ресурсов.

Туризм, особенно геотуризм является наиболее динамично развивающейся отраслью экономики Азербайджана. Геоморфологические условия республики для этого дают уникальные возможности. Имеются зоны высокогорья с ледниками, пещеры, покрытые лесами склоны гор, горные луга, что создает условия для организации всего спектра рекреационных услуг: санаторно-лечебных, туристических, спортивных.

Для рациональной организации геотуризма, необходима достоверная информация о ресурсах. Ее и дают географические информационные системы (ГИС) и составленные на их основе карты [4, 5]. Существует множество определений ГИС-технологий. А. М. Берлянт [6] дал следующее определение ГИС-технологий: «В науках о Земле на основе информационных технологий созданы географические информационные системы (ГИС) – особые аппаратно-программные комплексы, обеспечивающие сбор, обработку, отображение, распространение пространственно-координированных данных. Одна из функций ГИС – поддержка принятия управленческих решений, другая – создание и использование компьютерных (электронных) карт, атласов и других картографических произведений».

Одним из основных преимуществ ГИС-технологий является представление информации по отдельным слоям, которая может быть использована отдыхающими, туристами, туристическими организациями для оперативного получения информации и принятия решений.

Таким образом, ГИС-технология открывает новые возможности для рационального использования геотуристических ресурсов, рационального размещения инфраструктуры, выбора соответствующих маршрутов, регулярного и оперативного возобновления сведений.

Объектом нашего исследования является северо-восточной склон Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской Республики) общей площадью 7904,79 км². Несмотря на то, что исследуемая территория имеет большие возможности для развития почти всех видов геотуристической деятельности, она в настоящее время используется далеко не полностью.

С применением ГИС-технологий (программа Arc GIS, Arc map, VERSION 9.3, 2009 г.) на основе картографических источников в камеральных условиях мы составили геотуристическую карту Северо-восточного склона Большого Кавказа составлена в масштабе 1:600000 (рис. 1).

На карте отображены отдельные формы рельефа, их комплексы и объекты, имеющие туристическое значение, по которым можно проанализировать геотуристическое состояние, возможности и перспективы исследуемой территории.

Содержание карты представлено в виде отдельных слоев. На карте можно выделить два основных слоя: I. Общегеографический, базовый слой, (высотные зоны рельефа, гидрография, границы), II. Тематический (А. Геотуристический: карстовые, флювиальные, гравитационные, нивально-ледниковые, эоловые, особоохраняемые территории, В. Объекты, связанные с геотуризмом: населенные пункты, пути сообщения, прочее. (рис. 2, 3).

Каждый слой может быть использован на том или ином этапе геотуристической деятельности и представляет большой научно-теоретический и практический интерес.

Для полноценного использования геотуристического потенциала рельефа предлагаем:

1. Провести комплексное морфометрическое исследование рельефа на основе ГИС-технологий и составить крупномасштабные морфометрические карты рельефа.

2. Провести инвентаризацию уникальных форм рельефа, составить электронный каталог.

3. Подготовить классификацию уникальных форм рельефа по сохранности и возможности использования в туризме.

4. Определить новые (точные) координаты точечных туристических объектов (пещеры, грязевые вулканы и т.д.).

5. Некоторым уникальным объектам придать международный статус, включить в список всемирного наследия ЮНЕСКО (своеобразный фонд выдающихся памятников культуры и природы).

Создать современную инфраструктуру полноценного и рационального использования геотуристического потенциала рельефа.



Рис. 1. Геотуристическая карта северо-восточного склона азербайджанской части Большого Кавказа (фрагмент).

А. Геотуристические объекты

Карстовые

- Ω Неохраняемые пещеры Хаши (2) (Хаши название пещеры)
- Ω Охраняемые пещеры (2) Количество пещер

Цифрами на карте обозначены нижеследующие пещеры:
 1 – Хыналыг, 2 – Галай Худат, 3 – Джек, 4 – Будуг, 5 – Зыхыр.

Флювиальные

Антецедентные долины

Гравитационные

☾ Оползни

Нивально-ледниковые

э Кары и цирки
 Троги

Эоловые

⋯⋯⋯ Песчаные бугры

Морфометрические

7 4243 Высочайшие горные вершины и места, привлекающие туристов (4243 — отметки высот над уровнем моря)

Особо охраняемая территория

1, Тенгинское ущелье

Морфометрические

- 4243 Высочайшие горные вершины и места, привлекающие туристов (4243 – отметки высот над уровнем моря)

Особо охраняемая территория

1. Тенгинское ущелье

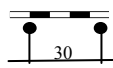
Б. Объекты, связанные с геотуризмом:

Пс – места полевых стоянок альпинистов и туристов; О – отели; То – таможня; К – кемпинги; Жм – живописные места; Тб – туристическая база; Тк – туристический комплекс; Жв – железнодорожный вокзал

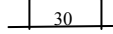
Населенные пункты

- от 10 000 до 50 000 жителей
- менее 10 000 жителей
- Населенные пункты сельского типа

Пути сообщения



Железные дороги



Основные автомобильные дороги (туристические маршруты, 30 – расстояние в км)

В. Прочие



Государственные границы

— Реки

----- Водоразделы

Примечание. Во всех районных центрах имеются объекты сервиса (гостиница, ресторан, автозаправка, техническое обслуживание) и автовокзалы.





Шкала высот (м)



Ниже 0 200 1000 2000 3000 4000 Выше



Рис. 2. Базовый слой геотуристической карты северо-восточного склона азербайджанской части Большого Кавказа (фрагмент)

-  Государственные границы
-  Реки
-  Водоразделы
-  Высочайшие горные вершины и места, привлекающие туристов (4243 – отметки высот над уровнем моря)

Шкала высот (м)

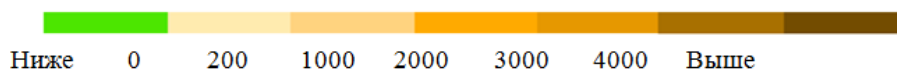




Рис. 3. Тематический слой геотуристической карты северо-восточного склона азербайджанской части Большого Кавказа (фрагмент)

- Геотуристические объекты
- Карстовые
- Ω Неохраняемые пещеры; Хаши (2) Хаши – название пещеры; (2) количество пещер
 - Ω Охраняемые пещеры
- Цифрами на карте обозначены следующие пещеры:
 1 – Хыналыг, 2 – Галай Худат, 3 – Джек, 4 – Будуг, 5 – Зыхыр.
- Антецедентные долины
 - Флювиальные
 - Гравитационные
 - Нивально-ледниковые
 - Эоловые
 - Особоохраняемая территория
- Оползни
 - Кары и цирки
 - Троги
 - Песчаные бугры
 - Тенгинское ущелье

7. Составить крупномасштабную карту отдельных форм рельефа, имеющих геотуристический потенциал.

8. Разработать единую методику для оценки геотуристического потенциала рельефа с учетом особенностей территории. Целесообразно использовать балльную шкалу.

9. Подготовить пакет предложений для рационального использования геотуристического потенциала рельефа и по созданию соответствующей инфраструктуры.

10. Наладить тесные контакты с международными организациями и т.д.

Основные выводы:

1. Рельеф исследуемой территории в геотуристическом отношении очень разнообразен и уникален, что позволяет создать густую сеть геотуристических маршрутов независимо от времени года.

2. Слабое развитие геотуризма связано со слабым развитием инфраструктуры, недоступностью отдельных геотуристических объектов, их слабой изученностью и недооценкой потенциальных возможностей, слабой материальной базой, нехваткой специалистов и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бредихин А.В. Рельеф как рекреационное условия и ресурс туризма // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2007. № 4. С. 23-28.
2. Мехбалиев М.М. Морфометрическое исследование рельефа в рекреационных целях // Изв. РГО. СПб., 2001. Т. 133, вып. 6. С. 76-80.
3. Мехбалиев М.М. Экономико-географические проблемы создания и управления зимнем туризмом в Азербайджане на основе морфометрических исследований // Вопросы географии и геоэкологии. Алматы, 2010. № 1. С. 58-65.
4. Алексеенко О.А., Карпович Л.Л. Информационное обеспечение ГИС. Туризм в Краснодарском крае // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2007. № 4. С. 37-40.
5. Можар Л.Ю. Геосистемный анализ туристско-рекреационной деятельности // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 1. С. 27-31.
6. Берлянт А.М. Картография. М.: КДУ, 2010. 326 с.

СИНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ И КАРТОГРАФИРОВАНИЮ СЕЛЕОПАСНОСТИ

А. Р. МЕДЕУ¹, Т. Л. КИРЕНСКАЯ²

¹Директор, проф., д.г.н.,
²в. н.с., к.г.н. (Институт географии РК)

Сел қауіптілігін бағалауда және картографиялауда синергетикалық тәсіл және квалиметриялық әдісті қолдану ұсынылады.

Предлагается использование синергетического подхода и квалиметрического метода при оценке и картографировании селеопасности.

Usage of synergetic approach and method of qualimetry by assessment and mapping of mudflow danger is offered.

Первые научные поиски методов оценки селеопасности территорий и разработки их классификаций относятся к XIX столетию. К настоящему времени насчитывается несколько десятков различных классификационных схем, предложенных как отечественными, так и зарубежными исследователями.

Особенностью большинства классификаций прошлых периодов является ограниченность их исходных данных, имевших чисто описательный характер. Так, одна из первых классификационных схем, составленная французским инженером Сюррелем, характеризует три категории бассейнов исходя только из источников питания селей и путей их дальнейшего транзита в область аккумуляции. Следующая в хронологическом порядке классификация Коста де Бастолика основывается лишь на выделении двух типов водосборов (простых и сложных) в зависимости от густоты речной сети и сложности ее гидрографического рисунка. Более обоснованной является классификация австрийского исследователя Фреха, где сделана одна из первых попыток дифференцировать селевые бассейны по их высотному положению.

В 1902 г. известным русским геологом К. И. Богдановичем впервые была предложена генетическая классификация, опирающаяся на геологический метод оценки источников формирования твердой составляющей селей и влияния экзогенных факторов на развитие селевых процессов. Позднее И. И. Рошиным и Н. А. Ситковским были предложены типизации, включающие характеристики почвенно-ботанических факторов, оказывающих влияние на интенсивность эрозионных процессов в пределах селевых водосборов.

Наиболее полные разработки появились в годы советской власти, когда вопросы борьбы с эрозионно-селевыми явлениями уже выдвигались на уровень проблемы государственного значения. К этому времени относятся типизации Е. П. Коновалова и Б. В. Полякова, опубликованные в 1935 г. Первая из них, в значительной мере дополняющая классификацию К. И. Богдановича, построена на генетической основе и подразделяет наблюдающиеся в отдельных бассейнах сели по источникам их водного питания. Во второй в качестве количественных критериев оценки селеопасности предлагаются коэффициент размываемости почв и величина удельного поступления материала с единицы площади бассейна. Позднее она была дополнена И. И. Херхеулидзе, который ввел понятие коэффициента селеопасности бассейна, представляющего отношение количества выносов с 1 км² активной площади к таковому же, принятому за эталон (35 000 м³).

Наиболее полными типизациями 40–50-х годов прошлого столетия являются схемы, предложенные П. С. Непорожным, М. Ф. Срибным и Д. Л. Соколовским. Так, П. С. Непорожным впервые введена номенклатура категорий селеопасности с количественной характеристикой

селевого потенциала, зависящего от поступления твердого материала с единицы активной площади. В этой же типизации дается довольно подробная характеристика природных факторов селеобразования по всем трем выделенным автором категориям. Типизация Д. Л. Соколовского согласуется с предыдущей, но в отличие от нее, устанавливает лишь связь между количеством выносов с 1 км^2 и определенными высотными зонами селевых бассейнов. Комплексные типизации, имеющие региональное значение, разработаны В. Е. Иогансон, С. Г. Рустамовым и М. В. Цовяном. В последней сделана оригинальная попытка оценки селеопасности по суммарному значению баллов, отвечающих характеристике определенных категорий природных селеобразующих факторов.

Классификационные схемы С. М. Флейшмана и И. П. Смирнова в соавторстве с А. С. Деговцом можно назвать типизациями инженерного направления, при построении которых главное внимание уделено получению количественных, а в ряде случаев непосредственно расчетных параметров.

По С.М. Флейшману, категория селеопасности определяется следующими показателями (применительно к селям 1 % повторяемости): объемом выносов (тыс. м^3), удельным расходом на 1 п/м ширины потока ($\text{м}^3/\text{с}$) и динамическим воздействием потока на инженерные сооружения (по визуальной оценке при натурном обследовании). У И. П. Смирнова и А. С. Деговца критериями оценки служат отношение селеактивной площади к общей площади бассейна, уклон рельефа на склонах, уклон главного русла, залесенность, объем выносов, повторяемость, густота речной сети и овражно-балочной сети, форма бассейна и распределение площадей по высотным зонам. Все эти характеристики приводятся в количественном выражении в виде прямых показателей либо в виде соответствующих коэффициентов.

В работах МГУ при картографировании селеопасности в качестве критерия ее степени принималась густота сетей селевых русел. Районы с одинаковой селеопасностью подразделялись на группы в зависимости от высотного положения зон, при этом учитывалось относительное превышение гор.

При составлении карты селевой опасности сейсмоактивных территорий юго-востока Казахстана Н. Ф. Колотилиным и А.Р. Медеу использовались три группы показателей.

По первой группе:

1) рельеф и характер гидрографической сети – тип, высотное положение, особенности гидрографического расчленения, приуроченность селевых очагов, морфографические и морфометрические показатели склонов и русловой сети, определяющие условия селевого потока;

2) геолого-тектонические особенности – состав и свойства пород скального и рыхлого субстрата, их приуроченность к тектоническим зонам, проявление новейшей тектоники, виды и степень активности современных геологических явлений, включая сейсмичность (в баллах) с учетом их влияния на селеформирующий процесс;

3) метеорологические условия – ведущий тип метеорологических процессов, определяющих формирование жидкой составляющей селей, количественные характеристики максимальных суточных осадков, интенсивности ливней и температурные факторы;

4) состояние почвенного и растительного покрова – величина проективного покрытия растительностью, степень устойчивости к эрозионным процессам.

По второй группе:

1) генетические типы селей по принятой классификации;

2) структурно-реологические типы – принадлежность селей к определенному структурно-реологическому типу;

3) количественные показатели динамических характеристик – максимальные расходы ($\text{м}^3/\text{с}$), объемы выносов (млн м^3), скорости потоков ($\text{м}/\text{с}$), максимальные диаметры влекаемых обломков пород;

4) общая динамическая характеристика – видимый эффект разрушений по характеру динамического воздействия потока на инженерные сооружения, береговые склоны, естественные или искусственные русловые препятствия и т.д.

По третьей группе:

1) повторяемость – частота прохождения селей, приведенная к наиболее характерным для данных условий интервалам времени и выраженная в процентах;

2) мощность – наблюдаемые и возможные объемы селевых выносов (млн м³) и ее энергетическая интерпретация (Дж), максимальные селевые расходы (м³/с).

В исследованиях КазНИГМИ (КазНИИЭК) в основу оценок селеопасности территории положены количественные характеристики селевых очагов и селевых бассейнов, значения коэффициентов фильтрации, суточного слоя жидких осадков или возможность прорыва гляциальных водоемов, расходы и объемы селевых потоков, типы селей по плотности и генезису.

В настоящее время работы ИГ МОН РК по типизации территорий по степени селеопасности направлены на детализирование оценок и средне- и крупномасштабное картографирование их. При этом за основу принимаются ранее полученные результаты исследований роли геоморфологических, геологических, гидрометеорологических, сейсмотектонических факторов, а также результаты изучения собственно селевых процессов. По мере укрупнения масштабов картографирования число показателей факторов селеформирования и селевых потоков многократно возрастает. Значительные массивы информации в силу своей мозаичности становятся сложными для их интерпретации. В этой ситуации встает задача структуризации, выделения главных, ведущих переменных, к которым подстраиваются все остальные. Для решения ее исследование селевых явлений, селеопасности, селевых рисков и управления ими осуществляется с использованием инструментария синергетической методологии.

Разработкам идеологии, теории и методологии различных аспектов синергетики посвящены труды П. Гленсфорда, Дж. Николиса, И. Пригожина, И. Стенгерс, Г. Хакена, а также С.П. Курдюмова, Г.Г. Малинецкого, Е. Н. Князевой, Н. Н. Моисеева и других. В них развитие синергетики осуществляется с позиций математики, физики, биологии, обществоведения, исторических и других наук [1–4].

В целом синергетику можно охарактеризовать как междисциплинарный подход для обобщения накопленных знаний о сложных процессах, позволяющий объяснить различные процессы разнообразной природы в едином аспекте с точки зрения взаимодействия и развития систем.

Первый исток теории самоорганизации – диссипативных структур появился в работах И. Пригожина в области нелинейной термодинамики и кинетики химических реакций. Им было показано, что системы, развивающиеся из произвольных начальных условий, необратимо приходят к типичному узнаваемому поведению. Практически одновременно Г. Хакен, исследуя лазер, пришел к пониманию кооперативных эффектов в процессах спонтанного формирования макроскопических структур, т.е. самоорганизации. Для описания этого эффекта им был предложен термин «синергетика» от греческого слова «synergeia» – совместное действие, сотрудничество. Так появилось научное направление, объясняющее качественные изменения на макроскопическом уровне, когерентное поведение элементов, эмерджентное возникновение новых качеств, процессы самоорганизации в открытых системах, обменивающихся энергией с окружающей средой. Все это было названо порядком из хаоса. Самоорганизация, по определению автора науки Г. Хакена, – «спонтанное образование высокоупорядоченных структур из зародышей или даже из хаоса, спонтанный переход от неупорядоченного состояния к упорядоченному за счет совместного, кооперативного (синхронного) действия многих подсистем». Сколько и какие относительно устойчивые структуры могут самоподдерживаться в данной природной среде (системе) определяется сугубо внутренними свойствами этой среды.

Синергетика позволяет принципиально по-новому подойти к поиску наиболее устойчивых состояний и структур, используя механизмы самоорганизации природы. В сплошной среде может возникнуть локализация, т.е. очаги более интенсивных процессов.

Одними из основополагающих в синергетике являются концепции аттракторов и параметров порядка.

Формами существования порядка служат упорядоченные стабильные структуры. Руководящим понятием является аттрактор – структура, отличающаяся от многих родственных образований особой устойчивостью ко всякого рода несущественным влияниям. Одна из задач

синергетики – поиск собственных функций нелинейной среды, относительно устойчивых структур, на которые неизбежно выходят процессы в открытых и нелинейных системах, – аттракторов. Аттракторы играют принципиальную роль в связи с притягиванием к себе в фазовом пространстве. Формально они описывают поведение исследуемого объекта в пространстве и во времени.

Концепцией параметров порядка постулируется, что существует конечный набор параметров порядка, который определяет поведение изучаемых объектов в целом, подчиняя себе поведение сложных систем за счет происходящего при этом «информационного сжатия». Параметр порядка – инструмент понижения размерности сложносоставных объектов, функция многих переменных, дающая важную информацию о сложно структурированной системе. Осмысление идей синергетики с позиций дисциплинарной области – географии и, в частности, геоморфологии содержится в работах А. Д. Арманда, П. А. Флоренсова А. В. Поздняка, И. Г. Черванева, О. Г. Невидимовой и других [5–7].

Обобщив идеи и конкретные результаты многочисленных, в том числе и авторских, исследований с позиций синергетики геоморфосистем и их главного объекта – рельефа, процессы саморегулирования и самоорганизации последних можно представить следующим образом.

Характер взаимодействий в географической оболочке определяется процессами переноса вещества и энергии. При этом рельеф является той ареной, на которой развиваются земные процессы. В то же время он обладает потенциалом, позволяющим ему регулировать эти процессы.

По характеру структурной организации земной поверхности рельеф – это мозаичная поверхность, которая состоит из геоморфосистем (ГМС). ГМС на протяжении всей эволюции испытывали воздействия различных типичных и экстремальных процессов. В многообразии облика и внутреннего единства ГМС отражены результаты периодических, циклических и ритмических колебаний длительного развития, в том числе и развития современных экзогенных процессов. Структура ГМС проявляется в определенном сочетании элементарных поверхностей, в определенном наборе первичных субстратов, на котором формируется рельеф, в наборе процессов. Эта совокупность элементов характеризуется четкой пространственной ориентированностью, векторальностью. Структура отношений элементов, их морфологическое строение направляют, создают благоприятные условия перемещению вещества и энергии, организуют их в потоки. Благодаря структуре реализуется основная функция потока – в направленном переносе вещества и энергии.

Другими словами, закономерно организованная ГМС обладает определенной морфологической структурой и соподчиненностью ее элементов, их взаимокоррелируемостью, внутренней структурой, иерархическим строением, выполнением функций, присущих составляющим ее элементам, и, наоборот, эмерджентным свойством, а также саморегуляцией, самоорганизацией и саморазвитием. ГМС во многом отражает состояние процесса, взаимодействие процессов при сочетании звеньев разного ранга в зависимости от их расположения в бассейне в сочленяющихся звеньях разного порядка.

Анализ пространственных характеристик ГМС позволяет значительно уточнить структуру и организацию системы, получить репрезентативную информацию о них. Характеристики ГМС могут рассматриваться как особым образом закодированная информация о совокупности прошлых и современных процессов. Рельеф – это информационная матрица, позволяющая сформулировать механизмы, направляющие самоорганизацию, и факторы, нарушающие закономерное течение процесса. Рельеф характеризуется аттрактивными свойствами.

Общие принципы выявления закономерностей структурного строения систем и объяснение функционального значения их конструкторов на основе синергетики как теории самоорганизации и самоупорядочности можно использовать при анализе ГМС селеносного бассейна и процессов формирования селей.

Исходя из результатов исследования селеформирующих факторов и селевых явлений исходное описание иерархии причинно-следственных связей, обуславливающих возникновение селей, может быть принятым в следующем виде.

Селеносный бассейн – это система, которая состоит из подсистем, взаимодействующих между собой сложным образом. Геологическое строение, геоморфологические характеристики, гидрометеорологические условия кооперируются между собой, составляя сущностный процесс в системе.

В течение длительного времени в результате внешнего воздействия среды и переноса вещества и энергии происходят самоорганизация и структурирование системы в направлении динамического равновесия. В результате действия прямых и обратных связей формируется система селеносных русел и очагов зарождения селей как проявление самоорганизации. Сеть селеносных русел и селевых очагов является аттрактором, определяющим векторальность процессов переноса и накопления рыхлообломочного материала, стокообразования, трансформации их в водные и селевые потоки различной мощности и плотности. Часть площади бассейна, примыкающая к селевым очагам и руслам и принимающая участие в формировании паводков и селей, является зоной притяжения аттракторов. Структурное расположение селевых очагов и русел в селеносном бассейне – это информационная матрица, позволяющая восстановить механизмы зарождения и трансформации селевых потоков в прошлом и оценивать риск их возникновения в будущем.

Система селеносного бассейна описывается большим количеством переменных, образующих фазовое пространство. Многообразие характеристик селеформирующих факторов и собственно селевых потоков, меняющихся к тому же в высотном и широтном направлениях, обуславливает необходимость их агрегации, выделения главных с целью выявления ведущих, под которые вследствие синергизма подстраиваются все остальные. Для сжатия информации может быть использован принцип введения параметров порядка. При этом геологические, геоморфологические, гидрометеорологические характеристики являются управляющими параметрами, а расходные характеристики паводков и селей – параметрами порядка. Параметры порядка генерируются управляющими и описывают поведение системы.

В межселевые периоды при малых изменениях внешних воздействий состояние селеносных бассейнов изменяется мало. В них идут процессы за счет внутренних стимулов, процессы самоорганизации, не требующие вмешательства сил извне как и в обычных бассейнах рек. Параметры порядка незначительно колеблются в пределах годовых, месячных или декадных норм расходов жидкого и твердого стока.

При достижении некоторого критического состояния одного или нескольких управляющих параметров (выпадение сильных осадков, интенсивное таяние ледников и снега, прорыв водоемов, обрушение значительных объемов рыхлообломочных пород и т.д.) существующее равновесие теряет устойчивость. Происходят процесс бифуркации, качественная перестройка системы, возникновение и развитие селевого потока, новая самоорганизация. Новым параметром порядка становятся значения расходов грязекаменных и нановодных селевых потоков.

Если источником значительного изменения управляющих параметров являются сильные осадки, то вследствие бифуркации грязекаменные потоки ливневого генезиса возникают в селевых очагах – геоморфометрических образованиях, способных концентрировать сток, вмещающих рыхлообломочный материал (потенциальные селевые массивы) и имеющих достаточный уклон для развития селевых процессов. Довольно часто очагами формирования селевых потоков гидрометеорологического генезиса являются приуроченные к притокам высокого порядка горных рек (обладающие большими уклонами) рытвины, ложбины в полускальных массивах, курумах, на уступах морен с явно выраженным скоплением рыхлообломочного материала, а также задернованные и залесенные ложбины – селевые рытвины. Селевые очаги могут представлять собой врезы – участки, характеризующиеся наличием рыхлообломочного материала и значительным уклоном, имеющие место там, где русло врезается в толщу древнеморенных отложений или каких-либо иных достаточно легко размываемых образований.

Если изменения управляющих параметров вызваны поверхностным или внутриморенным повышенным стоком с ледника при интенсивном его таянии, высоким стоком по дренажной системе вследствие таяния погребенных концов ледника, линз льда и вечной мерзлоты морены; интенсивным стоком при таянии снега и снежников, паводками, возникшими в результате прорыва водоемов, расположенных в горной зоне, то возникают и развиваются селевые потоки неливневого генезиса. Потенциальные селевые массивы, при взаимодействии водного потока с которыми происходит формирование неливневых селей, представлены рыхлообломочным материалом уступов современных морен, озерных перемычек, разрушающихся при прорывах, а также селевых очагов и русловых отложений, расположенных по пути движения.

При возвращении управляющих параметров к исходным значениям бифуркационный процесс «схлопывается», формирование селевого потока прекращается. Система селевого бассейна

приходит к состоянию, аналогичному исходному, но уже с несколько измененными характеристиками управляющих параметров и параметров порядка.

Пространственно-временная оценка селеопасности бассейна может быть осуществлена в результате пространственно сопряженного анализа параметров порядка конструкторов его системы. При среднемасштабном оценивании к рассмотрению принимаются параметры порядка: а) селеносных русел и селевых очагов – значения расхода и повторяемости селей различной плотности; б) площадей водосборных поверхностей – доля их, принимающих наиболее активное участие в формировании селевого потока, и степень селеопасности примыкающему к ней участка селевого русла или селевого очага; в) конуса выноса – степень селеопасности выходящего на него селевого русла и наличие селезащитных сооружений.

Информация о селеносных руслах и селевых очагах собирается в результате дешифрирования аэрофотоснимков, аэровизуальных и наземных обследований. Данные о селевых расходах и их повторяемости извлекаются из собранных и систематизированных сведений о наблюдаемых селевых явлениях и их расчетных характеристиках. Селеформирующие поверхности водосбора определяются исходя из наличия на примыкающих к руслу осыпей, обвалов, оползневых участков, активных стокообразующих поверхностей, выявляемых при дешифрировании аэрофотоснимков и наземных обследованиях территории.

Реализация процедуры оценивания селеопасности осуществляется на основе критериев, выработанных с привлечением квалиметрического метода [8].

Квалиметрия как самостоятельная наука об оценивании качества любых объектов начала формироваться в конце 60-х годов XX века, когда не только в технических, но и в естественных и даже гуманитарных науках объекты исследований все в большей степени стали подвергаться сначала формализации, а затем и количественному описанию. Эта отрасль стала приобретать свои специфические объект исследований (общие принципы и методы оценки качества), предмет исследования (совокупность свойств объектов или процессов), математический аппарат и инструментарий.

Основным и наиболее общим в системе исходных понятий квалиметрии является понятие качества. Качество – это совокупная характеристика сущности объекта, обусловленная его свойствами и признаками. Свойство – черта, характеристика, особенность объекта, проявляющаяся в процессе его функционирования. При этом качество – это единая синергетическая система элементов, которыми являются свойства, обуславливающие внутреннюю определенность, структурированность, устойчивость структуры или же ее приспособляемость к изменяющимся условиям. Качество структурно представляет собой иерархическую систему свойств или качеств частей объекта.

Совокупность конечного количества свойств объекта, существенных для целей, преследуемых субъектом, представляет собой модель объекта. Чем меньше свойств включено в состав модели объекта, тем модель проще для восприятия, понимания и использования.

Квалиметрический метод заключается в построении квалиметрической модели – совокупности дерева свойств, определения коэффициентов весомости, эталонных значений для всех свойств, а также способа вычисления интегрального показателя качества. Дерево свойств – иерархическая структура, отражающая взаимодействие и взаимозависимость простых и сложных свойств.

Условием достоверности получаемых посредством этого метода результатов является соблюдение принципов необходимости и достаточности числа свойств в группе. Каждое свойство, входящее в группу свойств, должно быть необходимым для адекватного описания, связанного с этой группой сложного свойства, расположенного на дереве свойств на один ярус ниже; и одновременно количество этих свойств должно быть достаточным для обеспечения указанного адекватного описания. Для всех свойств, входящих в группу, должен быть единый, т.е. общий для них, признак классификации.

Оценки свойств, представленных в иерархическом дереве качества, как правило, проводятся экспертным методом. Для экспертной оценки каждого отдельного свойства синтезированного дерева качества исследуемого объекта может быть использована шкала качественной характеристики оценки свойств Харрингтона. В расчетах комплексных показателей в квалиметрии используют различные виды средних: среднюю гармоническую, среднюю геометрическую,

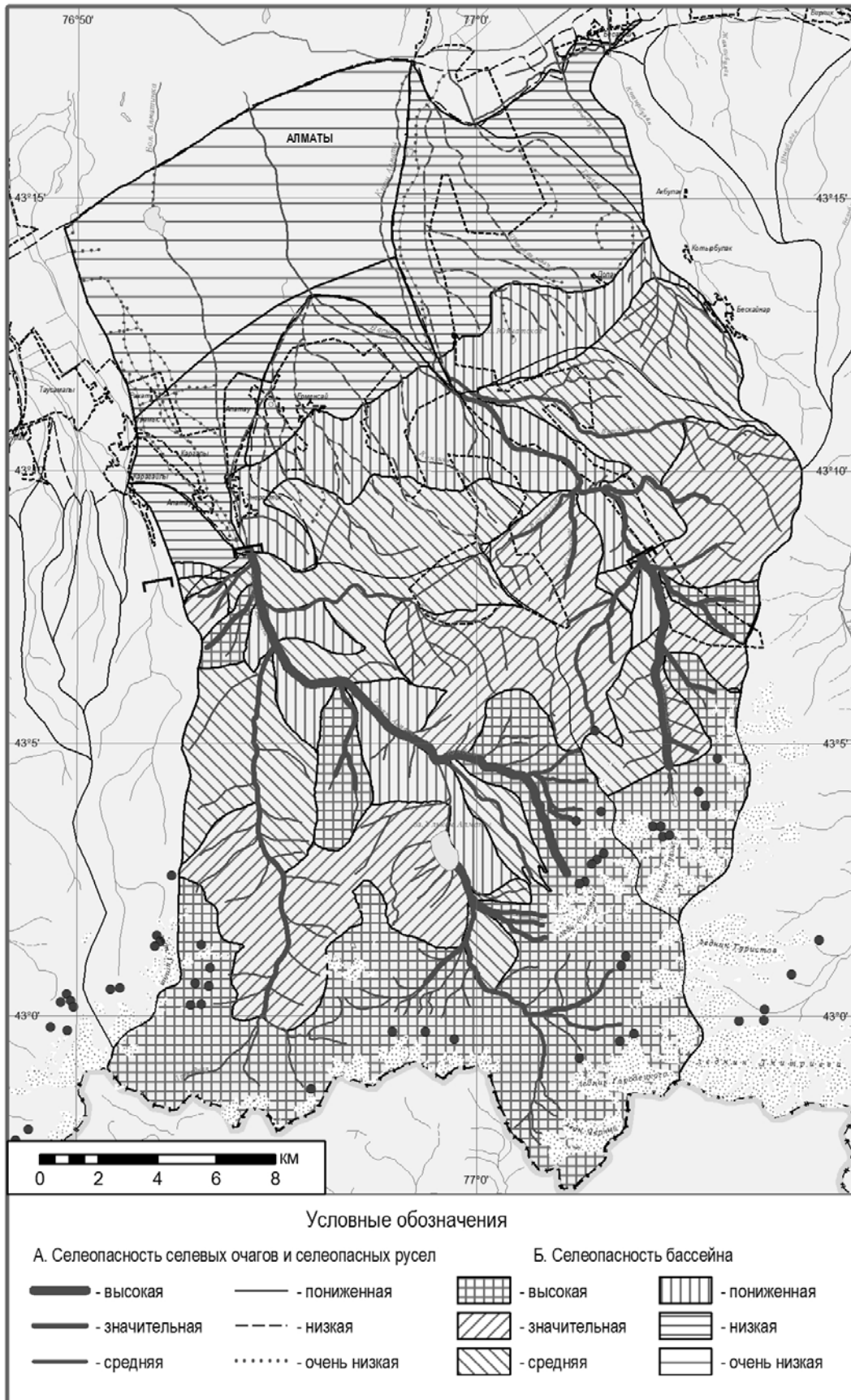
среднюю квадратическую, среднюю арифметическую, средневзвешенную. Выбор вида средней в каждом отдельном случае разрешается путем конкретного анализа изучаемой совокупности, определяется содержанием изучаемого явления, а также исходя из принципа осмысленности результатов при суммировании.

В результате применения квалиметрического метода выявлены критерии степени селеопасности объектов как их качества по свойствам, представленным параметрами порядка (см. табл.).

Соотнесение с выявленными критериями фактических характеристик селеопасных бассейнов позволило составить среднемасштабную карту селеопасности Иле Алатау фрагмент которой для бассейнов рек Киши и Улькен Алматы приведен на рис. 1.

Критерии селевой опасности

Степень селевой опасности	Параметры					
	Селевого очага и селеопасного русла		Водосбора селевого очага и селеопасного русла		Конуса выноса	
	Расход селевого потока, м ³ /с	Повторяемость селевых явлений, 1 раз в N лет	Степень селевой опасности селевого очага и селеопасного русла	Доля площади, участвующей в процессе селеформирования, %	Степень селеопасности селеопасного русла	Наличие (+) или отсутствие (-) селезащитных сооружений
Высокая	500 -1000 и более	Любая	Высокая	Более 50	Высокая	-
	200 -500	50 и чаще				
	100 -200	20 и чаще	Значительная	Более 75		
	50-100	10 и чаще				
	10 -50	5 и чаще				
Значительная	200-500	100	Высокая	50	Высокая	+
	100-200	50 и реже				
	50-100	20	Значительная	75 -50	Значительная	-
	10-50	10				
	Менее 10	5 и чаще				
Средняя	100-200	100	Высокая	50-20	Значительная	+
	50-100	50	Значительная	50		
	10-50	10	Средняя	50-75	Средняя	-
			Пониженная	75		
Пониженная	10-50	20	Высокая	20-10	Средняя	+
			Значительная	50-20		
	Менее 10	10	Средняя	50-20	Пониженная	-
			Пониженная	50-75		
			Низкая	Более 75		
Низкая	10-50	50	Высокая или значительная или средняя	10	Пониженная	+
			Средняя	20		
			Пониженная	50-20		
	Менее 10	10	Низкая	75-50	Низкая	-
			Очень низкая	Более 75		
Очень низкая	10-50	100	Низкая	50	Низкая	+
	Менее 10	20-50	Очень низкая	75	Очень низкая	-



Карта селеопасности бассейнов рек Киши и Улькен Алматы (М 1 : 100 000)

В исследуемом районе высокой степенью селеопасности характеризуется большая часть основных селеносных русел рек Киши и Улькен Алматы от высокогорной зоны до выхода из гор, притока р. У. Алматы – р. Кумбель, а также р. Озерной, где фиксировалось прохождение селей с расходом более 1000 м³/с. К категории значительной селевой опасности относятся селевые очаги и селеносные русла, в которых отмечалось прохождение селей с расходами 200–500 м³/с 1 раз в 100 лет, с расходами 200–100 м³/с 1 раз в 50 лет, с расходами 50–100 м³/с при повторяемости 1 раз в 20 лет, 10–50 м³/с в среднем каждое десятилетие или с расходами менее 10 м³/с, но часто, в отдельных местах ежегодно.

Это селевые очаги и селеносные русла в бассейнах притоков р. К. Алматы – Шайтан Шаткалы, Шынбулак, Кимасар, Куйгенсай, Бедельбай, притоков р. У. Алматы – Проходная, Аюсай, Аршалы, Кокшоки, р. Озерной – Кызылсай, Аршалы, Сай №1, 2, р. Кумбель – Мынжылкы. Средняя селевая опасность в виде селевых потоков с расходами 50–100 м³/с, повторяемость 1 раз в 50 лет или 10–50 м³/с с повторяемостью 1 раз в 10 лет свойственна средним и нижним частям рек Бутак, Бедельбай, Терисбутак. Пониженной селевой опасностью характеризуются притоки в верховьях Тиксая, Бутака, Терисбутака, Проходной. К категории низкой селевой опасности относятся среднее и нижнее течение правобережных притоков р. Киши Алматы и малых рек междуречья Киши и Улькен Алматы (преимущественно это наносоводные и грязевые селевые потоки с расходами 10 м³/с, возникающие не чаще 1 раза в десятилетие). Очень низкой селевой опасностью характеризуются реки Киши и Улькен Алматы в нижней части их конуса выноса.

При пространственной оценке бассейнов Киши и Улькен Алматы к категории высокой селевой опасности отнесены их высокогорные зоны, где на уступах моренного комплекса практически повсеместно и очень часто возникают небольшие селепроявления гляциального и ливневого генезиса, а также зарождаются грязекаменные сели, развивающиеся в нижерасположенных зонах. К этой категории относятся бассейны притоков Шынбулак, Шайтан Шаткалы, Аюсай и Кокшоки, в которых в силу морфометрических характеристик очагов и водосборов значительная часть площади может активно участвовать в селеформировании. Значительной селевой опасностью по сочетанию степени селеопасности селевых русел и очагов и площадей водосборов, вовлекаемых в процесс селеформирования, характеризуются верхняя часть бассейна рек Бутак, Кимасар, Куйгенсай, Терисбутак, Проходная, бассейны рек Бедельбай и Казахкызы, средней – нижняя часть бассейнов рек Проходная, Терисбутак, Кимасар и Бутак, а также верхняя часть бассейнов низкогорных притоков реки К. Алматы и малых рек междуречья К. и У. Алматы. Низкая селевая опасность отмечается в нижней части бассейнов последних. Конус выноса бассейнов рек К. и У. Алматы характеризуется низкой и очень низкой селеопасностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Хакен Г.* Информация и самоорганизация: Макроскопический подход к сложным системам. М.: Мир, 1991. 240 с.
2. *Хакен Г.* Синергетика: Иерархия неустойчивостей в самоорганизующихся системах и устройствах. М.: Мир, 1985. 423 с.
3. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Законы эволюции и самоорганизации сложных систем. М., 1994. 238 с.
4. *Иванов О.П., Малинецкий Г.Г., Рагозин А.Л.* Синергетика природных опасностей и рисков // Труды семинара «Синергетика». М.: МГУ, 2001. Т. 4. С. 57-74.
5. *Арманд А.Д.* Развитие геосистем как процесс самоорганизации Теоретические проблемы географии: Система географических концепций. Л.: Наука, 1983. С. 35-37.
6. *Арманд А.Д.* Самоорганизация и геосистемы. Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII пленума Геоморф. комис. РАН. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2003. С. 24-30.
7. *Поздняков А.В., Черванев И.Г.* Самоорганизация в развитии форм рельефа. М.: Наука, 1990. 204 с.
- Азгальдов Г.Г.* Общие сведения о методологии квалиметрии // Стандарты и качество. 1994. № 11. С. 24-27.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОЦЕНКИ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

А. Р. МЕДЕУ¹, Р. В. ПЛОХИХ²

¹Директор, проф., д.г.н.,

²рук. лаб. Рекреационной географии, д.г.н. (Институт географии РК)

Қазақстандық контенттің мысалында экологиялық бағалау және картаға түсіру мәселенің шешімінің географиялық негіздері қарастырылған. Қазіргі экологиялық күйді бағалауды құрайтын қолдануды бағыт, негізгі қағидалар және табиғатты пайдалануының дамуына экологиялық – балансті альтернативтер келтірілген, сонымен бірге жоспарлау, жобалау, бекіту және шаруашылық жұмысының жүзеге асыруы үшін экологиялық бағалау және картаға түсіру ортақ тетік шағылатын мысал жасалған.

Рассмотрены географические основы решения проблемы экологических оценки и картографирования на примере казахстанского контента. Приведены направления применения, основные принципы, составляющие оценки современного экологического состояния и альтернатив экологически-сбалансированного развития природопользования, а также пример, отражающий общий механизм экологических оценки и картографирования для планирования, проектирования, утверждения и осуществления хозяйственной деятельности.

In article the geographical bases of decision of ecological assessment and mapping problem by the example of Kazakhstan's content are considered. Directions of use, basic principles, constituents of evaluation of the present ecological state and the alternatives of ecologically-balanced nature management and examples that reflect the common mechanism of ecological assessment and mapping for the planning, design, approval and implementation of the economical activities are shown.

В современном мире одним из наиболее популярных и эффективных средств в борьбе за сохранение природно-ресурсного потенциала и высокого качества окружающей среды стали экологические оценка и картографирование территории. В настоящее время их широко используют для выполнения экспертизы на разных уровнях: от локального до национального в развитых и развивающихся странах, интернационального – международными организациями [1–4]. Для подготовки квалифицированных специалистов в вузах открываются образовательные программы. Концептуально исследования основываются на гео- и биохимических принципах устойчивости природных и природно-антропогенных ландшафтов с использованием подходов теории вероятностей, геоэкологии, медицинской географии, экономики, статистики, социологии и других наук. Экологическая оценка, включающая специальное картографирование, – процесс системного анализа экологических последствий намечаемой и реализуемой хозяйственной деятельности и консультаций с заинтересованными сторонами, а также учет их результатов в планировании, проектировании, утверждении и осуществлении деятельности в сфере природопользования. Она помогает решить несколько задач одновременно, при этом основная – получение объективной и полной картины экологического состояния территории с определением размера существующего или потенциального ущерба для окружающей среды.

Анализ ряда научных публикаций по рассматриваемому вопросу позволил нам выделить несколько направлений применения экологической оценки:

– анализ экологического состояния очага антропогенного воздействия и прилегающих территорий (загрязняющие вещества, отходы, производство энергии и др.);

– изучение экологической безопасности хозяйственной деятельности и условий хозяйствования (ресурсно-сырьевой потенциал, технологии производства, продукция, отходы и др.);

– исследование соответствия хозяйственной деятельности на территории требованиям природоохранного законодательства;

– анализ экологического значения используемых технологий и производственного оборудования;

– оценка экологических издержек и ущербов от хозяйственной деятельности [5–14].

Для решения обозначенных проблем ключевое значение имеет применение четырёх принципов (рис. 1).

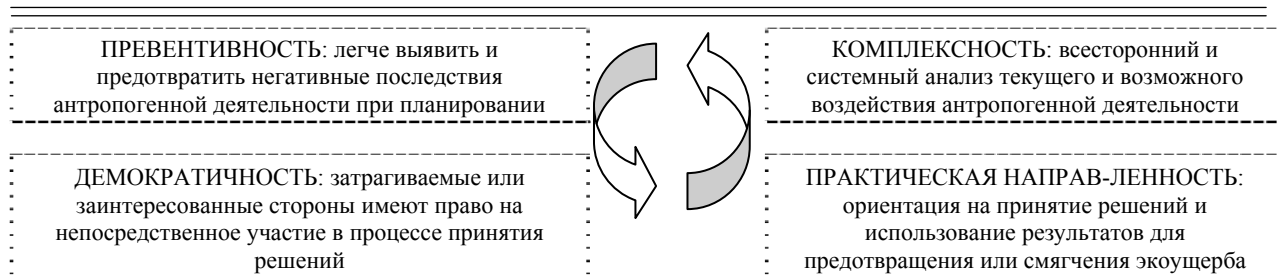


Рис. 1. Принципы экологических оценки и картографирования

Большинство частных задач, решаемых при экологической оценке, рассмотрены в государственных нормативных документах, однако в каждом конкретном случае требуется участие специалистов для создания адресных механизмов реализации цели. Нами установлено, что в числе узловых критериев экологических оценки и картографирования выступают следующие:

- состояние отдельных составляющих и окружающей среды в целом;
- экологические риски, возникающие в результате хозяйствования и жизнедеятельности человека;
- степень соблюдения требований природоохранного законодательства к хозяйствованию и жизнедеятельности человека;
- эффективность проектирования и реализации действий по утилизации отходов хозяйствования и жизнедеятельности человека;
- затраты, связанные с охраной природы от последствий хозяйствования и жизнедеятельности человека.

Критерии оценки современного и прогнозного (наиболее вероятного) экологического состояния территории не постоянные величины, поэтому надлежит учитывать альтернативы, опираясь на специальную информационную базу, что позволяет обоснованно вносить изменения и формировать произвольные выборки при анализе факторов воздействия на окружающую среду. Изучаются следующие альтернативы: путей достижения цели; технологических процессов; расположения хозяйственных объектов и инфраструктуры; планирования и режима функционирования; используемых природных и других ресурсов. На основе статистических и картографических данных о ресурсном потенциале и качестве окружающей (природной) среды и антропогенного воздействия на нее определяются участки критических (сверхнормативных) нагрузок. Их источники имеют двоякий характер: они нередко обусловлены, с одной стороны, развитием хозяйственной инфраструктуры без учета устойчивости компонентов окружающей среды к антропогенному воздействию; с другой – недостаточной эффективностью предпринимаемых природоохранных мер (табл. 1).

Важный элемент экологической оценки – экологические преступления, посягающие на качество окружающей (природной) среды и ее отдельных компонентов. К ним относят нарушение правил охраны окружающей среды при производстве работ; нарушение правил обращения с экологически опасными веществами и отходами; нарушение правил безопасности при обращении с микробиологическими и другими биологическими агентами или токсинами; нарушение ветеринарных правил и правил, установленных для борьбы с болезнями и вредителями растений; загрязнение природных вод; загрязнение атмосферного воздуха; загрязнение морской среды; нарушение законодательства РК о континентальном шельфе и об экономических зонах; порча и деградация земель; нарушение правил охраны и использования недр; незаконная добыча водных животных и растений; нарушение правил охраны рыбных запасов; незаконная охота; уничтожение местообитаний организмов Красной книги Казахстана; незаконная порубка деревьев и кустарников; уничтожение или повреждение лесов; нарушение режима ООПТ и объектов государственного заповедного фонда.

Выполняемые нами для разных целей экологические оценка и картографирование в рамках решения проблемы планирования и управления состоянием окружающей среды основываются на трех основных группах моделей:

Таблица 1. Оценка современного экологического состояния и альтернатив экологически-сбалансированного развития природопользования

Составляющие оценки современного экологического состояния и альтернатив развития природопользования	Важность действий по снижению отрицательных и увеличению положительных эффектов согласно сценариям развития природопользования		
	Традиционный	Рационализаторский	Инновационный
1	2	3	4
Ресурсный потенциал и условия природной среды			
Геологическая среда			
Рельефная среда			
Атмосферный воздух			
Поверхностные воды, включая заключенные в снеге и льде			
Подземные воды			
Почвенный покров			
Флора и растительность			
Фауна и животное население			
Ландшафтная среда			
Природные геохимические аномалии			
Радиационный фон			
Природные очаги болезней			
Векторизованные, многолетне-циклические, осцилляторные (импульсные, флуктуационные) природные процессы и явления, ЧС и стихийные бедствия			
Результативность мер по предупреждению (предотвращению) опасных природных явлений (предупредительный спуск лавин, сбрасывание селевых озер, предупреждение градобития и др.)			
Достоверность прогнозирования опасных природных процессов и явлений			
Виды хозяйствования (природопользования)			
Добывающее производство			
Перерабатывающее производство			
Производство и распределение электроэнергии			
Транспорт и коммуникации			
Водохозяйственный и гидротехнический комплексы			
Сельское хозяйство			
Лесное хозяйство			
Населенные пункты и урбанизированные территории			
Полигоны и объекты хранения ТБО, промотходов, скотомогильники и пр.			
Рекреация и туризм			
Охота			
Рыболовство и рыбоводство			
ООПТ			
Характеристики контроля антропогенного воздействия на окружающую (природную) среду			
Перепланировка рельефа			
Загрязнение воздуха			
Загрязнение воды			
Тепловое загрязнение			
Радиоактивное загрязнение			
Шум и вибрации			
Замусоривание			
Браконьерство			
Пожары и палы			
Переселенцы, интродукция, антропохория, синантропизация и ГМО			
Плотность селитебных комплексов			
Состояние здоровья населения			
Антропогенные геохимические аномалии			
Беллигеративные ландшафты			

Изношенность и старение основных производственных фондов			
Отсталость и несоответствие применяемых технологий современным требованиям			
Технологическая и производственная дисциплины			
Состояние гидротехнических, противооползневых, противоселевых и других защитных инженерных сооружений			
Векторизованные, многолетне-циклические, осцилляторные (импульсные, флуктуационные) природно-антропогенные процессы и явления			
Аттрактивность (пейзажность)			
Природно-культурное наследие			
Нормативная база			
Консолидация и действенность органов государственного экологического надзора			
Территориальные уровни оценки и картографирования экологического состояния окружающей (природной) среды			
Сублокальный			
Локальный			
Субрайонный			
Районный			
Субрегиональный			
Региональный			
Национальный			
Интегральное экологическое состояние окружающей (природной) среды			
Благоприятное			
Удовлетворительное			
Умеренно напряженное			
Напряженное			
Критическое			

– модели природопользования, позволяющие определить основные тенденции развития хозяйства и сбалансировать их с учетом вероятных последствий от загрязнения окружающей среды;

– модели антропогенного прямого воздействия на окружающую среду для определения в некоторый момент времени уровня ее загрязнения или экологического благополучия;

– модели динамики антропогенных прямых и косвенных факторов воздействия на окружающую среду или модели обратной связи для определения экологического ущерба.

В соответствии с целевой установкой и производимой группировкой в каждом случае разрабатывается база данных, определяются показатели, характерные для каждой группы экологических характеристик. Изучаются индикаторы природоохранной деятельности: 1) санитарно-гигиенические (предельно допустимые, средние, максимальные фактические концентрации вредных веществ в воздухе, воде, почве, продуктах питания); 2) количественные и объемные (фактический, предельно допустимый, временно согласованный лимитный выброс, размещение отходов или отходящих и поступающих на очистку материалов, уловленные, утилизируемые, выбрасываемые вещества); 3) приведенные по агрессивности (вредные вещества); 4) стоимостные (экономический ущерб, текущие и капитальные затраты на охрану природы, основные природоохранные фонды, экономический эффект от внедрения природоохранных мер); 5) относительные удельные показатели – вторичные и производные (эффективность и степень очистки, показатели структуры и динамики выбросов вредных веществ в окружающую среду, степень воздействия на нее, интенсивность использования ресурсов).

В качестве примера представим методологию оценки и картографирования экологического состояния окружающей среды для административных районов и территорий городского подчинения Республики Казахстан. Избранный подход создал высокоинформативную и объективную основу для оценки нарушенности окружающей среды и обобщения экологически

значимых показателей, результаты которых могут быть использованы при разработке планов действий по охране окружающей среды и устойчивому развитию страны. Экологическое состояние окружающей среды для каждой территории оценивалось по пятибалльной шкале (благоприятное, удовлетворительное, неблагоприятное, напряженное, критическое), включающей частные оценки по 20 группам критериев (рис. 2). Оценка по каждому интегральному показателю основывалась на ранжировании частных экологически значимых показателей. Например, климатические – среднее многолетнее число дней с атмосферной засухой, среднее число дней с пыльной бурей за год; почвенные – плодородие почвы в баллах бонитета; наличие ареалов природных геохимических аномалий в количестве ареалов элементов (никель, цинк, свинец, ванадий); селитебный - плотность населения; количество населенных пунктов; доля площади населенных пунктов от районной в % и др.

№ группы	Наименование группы критериев	Количество использованных показателей
1	Климатические	2
2	Гидрологические	3
3	Почвенные	2
4	Орографические	1
5	Воздействие стихийных природных процессов	1
Интегральный показатель "Природные условия и факторы формирования экологического состояния"		
6	Селитебные	3
7	Промышленные	1
8	Воздействие энергетики и гидротехнических сооружений	1
9	Воздействие транспорта и коммуникаций	4
10	Сельскохозяйственные	1
11	Лесохозяйственные и рекреационные	1
Интегральный показатель "Антропогенные факторы изменения экологического состояния"		
12	Загрязнение атмосферного воздуха	5
13	Загрязнение водных источников	4
14	Изменение растительного покрова	3
15	Состояние животного мира	1
16	Наличие ландшафтов близких к естественному состоянию (ООПТ)	1
17	Нарушение литогенной основы	2
18	Загрязнение и нарушение почвенного покрова	2
19	Накопление отходов производства и потребления	2
20	Радиационная обстановка	1
Интегральный показатель "Антропогенная нарушенность природной среды"		

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЕДИНИЦ ТЕРРИТОРИИ (ТАКСОНОВ)

Рис. 2. Система критериев оценки экологического состояния окружающей среды

В результате суммирования 20 интегральных показателей получена суммарная оценка для каждой административно-территориальной единицы. Дальнейшее ранжирование выполнялось по шкале, отраженной в табл. 2.

Таблица 2. Шкала ранжирования суммарной оценки экологического состояния окружающей среды

Экологическое состояние Баллы	
Благоприятное	До 74
Удовлетворительное	74-80
Умеренно напряженное	81-87
Напряженное	88-94
Критическое	Более 94

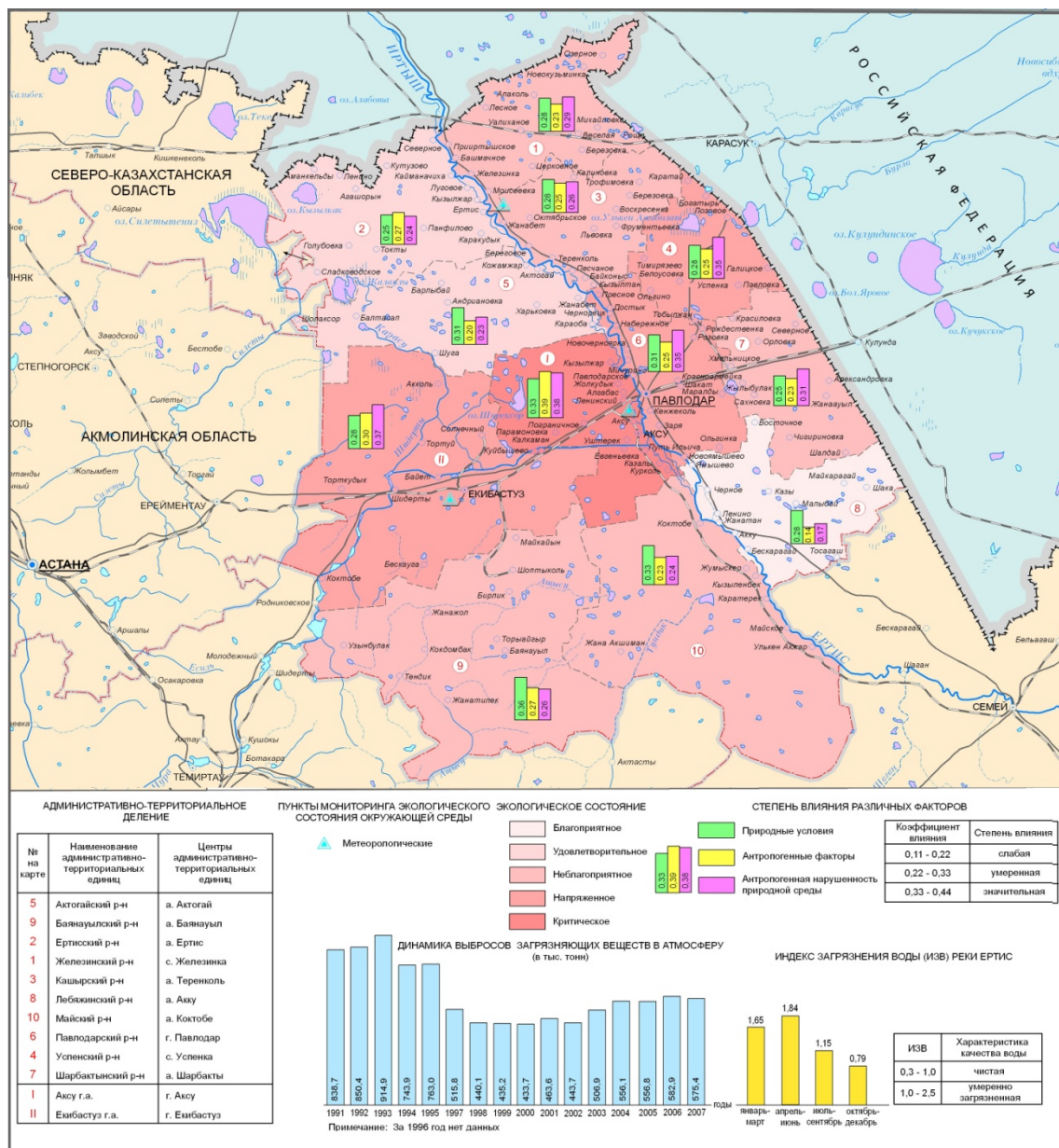


Рис. 3. Карта экологического состояния Павлодарской области

Степень влияния критериев оценки (природные условия и факторы, антропогенные факторы и антропогенная нарушенность природной среды) на экологическое состояние территории t_i определена по формуле:

$$r_i = \frac{n_{i5} + 0,75n_{i4} + 0,50n_{i3} + 0,25n_{i2}}{n_{i5} + n_{i4} + n_{i3} + n_{i2} + n_{i1}},$$

где $n_{i1}, n_{i2}, n_{i3}, n_{i4}, n_{i5}$ – количество критериев, которые вошли в группы с оценкой один, два, три, четыре и пять баллов (табл. 3).

Таблица 3. Шкала степеней влияния критериев оценки на экологическое состояние территории r_i

Коэффициент влияния	Степень влияния
Менее 0,10	Минимальная
0,10 – 0,11	Незначительная
0,11 – 0,22	Слабая
0,22 – 0,33	Умеренная
0,33 – 0,44	Сильная
Более 0,44	Очень высокая

Анализ пространственного распространения критериев оценки экологического состояния таксонов свидетельствует о наличии неблагоприятных или благоприятных условий на конкретной территории, позволяющих оценить ее в целом. На рис. 3 представлена одна из 14 карт экологического состояния территории административных областей Республики Казахстан.

В качестве дополнительного содержания на картах представлена информация об индексе загрязненности воды (ИЗВ) основных гидрообъектов, о динамике выбросов загрязняющих веществ в атмосферу и пунктах наблюдений за состоянием окружающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Black Deirdre D., Hughes W. Brian, Gregory M. Brian. Water-quality and ecological assessment of Rottenwood and Sope Creeks, Marietta, Georgia. Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference, held April 23-24, 2003 at the University of Georgia. Kathryn J. Hatcher, editor. Institute of Ecology, The University of Georgia. Athens. Georgia. 5 p.
2. Bailey C., Condict K., Withers D., McCoy R. An ecological assessment of Cedars of Lebanon State Forest Wilson County, Tennessee. Draft final report in partial fulfillment of contract ID-03-0778-00 between Tennessee Department of Agriculture and Tennessee Division of Natural Heritage Department of Environment and Conservation. December 2003. 104 p.
3. Интернет-ресурс «Guide to the Millennium Assessment Reports»: <http://www.maweb.org/en/index.aspx>
4. Интернет-ресурс FAO «Agro-ecological Assessment for Agriculture in the 21st Century CD-ROM»: <http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/SAEZ/index.html>
5. Regier H.A. Indicators of Ecosystem Integrity // Proceedings of the International Symposium on Ecological Indicators (October 16-19, 1990). Ft. Lauderdale, Florida. London and New York, Elsevier. 1992. Vol. 2. P. 183-200.
6. Nachhaltigkeit aus der Sicht der ökologischen Modellierung // Nachhaltigkeit in naturwissenschaftlicher und sozialwissenschaftlicher Perspektive. Stuttgart-Hirzel, 1995. P. 127-132.
7. Верещака Т.В., Добс А.Р. Методика комплексной картографической оценки экологического состояния территории по интегральным показателям // Геодезия и картография. 1997. № 4. С. 39-43.
8. Белый А.В. Система геоэкологических индексов как новый метод в оценке природно-хозяйственных систем // Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем: мат-лы между. конф., (12-17 ноября 2000 г.). Алматы, 2000. С. 24-33.
9. van Lynden G.W.J., Kuhlmann T. LADA (Land Degradation Assessment in Dryland Areas). The Netherlands, Wageningen: ISRIC, 2002. 36 p.
10. Медеу А.Р. Географическая наука Казахстана: современное состояние и перспектива развития // География в школах и вузах Казахстана. 2005. № 3. С. 2-4.
11. Мирзаханова З.Г. Экологическое планирование территории в системе критериев регионального устойчивого развития // Экологическое планирование и управление. 2007. № 3. С. 25-34.
12. Бабаев А.Г., Медеу А.Р., Мухаббатов Х.М. Географические аспекты экологически сбалансированного развития стран Центральной Азии // Изв. РАН. Сер. географ. М.: Наука, 2009. № 3. С. 42-47.
13. Плохих Р.В., Баумтрог В.В. Геоинформационное картографирование для целей создания прогностической модели экологического состояния Щучинско-Боровской курортной зоны // Географические проблемы устойчивого развития: теория и практика: мат-лы между. науч.-практ. конф. (27-29 августа 2008 г.). Алматы, 2008. С. 809-820.
14. Мешалкин В.П., Бутусов О.Б., Гнаук А.Г. Основы информатизации и математического моделирования экологических систем. М.: Инфра-М, 2010. 357 с.

УДК 504

ЛАНДШАФТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЛЕДНИКЕ БОГДАНОВИЧА

**В. П. БЛАГОВЕЩЕНСКИЙ¹, О. В. БЛАГОВЕЩЕНСКАЯ²,
Т. С. ГУЛЯЕВА³, А. Л. КОКАРЕВ⁴**

¹Заведующий лабораторией природных опасностей Института географии РК, д.г.н.;

²ведущий инженер лаборатории гляциологии Института географии РК;

³ведущий научный сотрудник лаборатории рекреационной географии Института географии РК, к.г.н.

⁴ведущий научный сотрудник лаборатории гляциологии Института географии РК, к.г.н.

Алау тауындағы Богданович мұздығындағы 2008 жылғы ландшафттық зерттеулердің нәтижелері келтіріледі. Жер бедерін, өсімдігін және топырақ қабатын зерттеудің нәтижелері бойынша мұздық бассейні ландшафттық аудандастырылды.

Приводятся результаты ландшафтных исследований на леднике Богдановича в Илейском (Заилийском) Алатау в 2008 г. По результатам изучения рельефа, растительности и почвенного покрова выполнено ландшафтное районирование бассейна ледника.

Results of landscape research on Bogdanovich glacier in Ileysky (Zailiysky) Ala Tau in 2008 are discussed. Landscape mapping by use the results of studying of a relief, vegetation and a soil cover was executed.

Комплексные физико-географические исследования в бассейне ледника Богдановича проводились Институтом географии в 2008 г. для обоснования проекта рекреационного освоения этой территории. Результаты гляциологических исследований и изучения природных опасностей опубликованы в работах [1, 2].

Геоморфологические условия

Ледник Богдановича расположен на северном склоне в центральной части Илейского (Заилийского) Алатау. Он лежит в долине между двумя субмеридиональными отрогами главного водораздела Илейского Алатау и дает начало реке Сауруксай, являющейся левым притоком реки Левый Талгар. Ледник назван гляциологом С. Е. Дмитриевым в честь исследователя Верненского землетрясения 1910 года, профессора К. И. Богдановича.

Долина Богдановича представляет собой типичный ледниковый трог. Она имеет корытообразную форму с крутыми скальными склонами и широким днищем. Максимальная граница распространения древнего ледника (примерно 20 тыс. лет назад) прослеживается вниз по долине до высоты 2700 м, на расстояние 5 км от южного водораздельного гребня. Ширина древнего ледника в районе Талгарского перевала достигала 1 км.

В настоящее время ледник Богдановича занимает только верхнюю часть долины. Следы распространения древнего ледника прослеживаются вниз по долине на расстояние около 3 км ниже современного конца ледника, расположенного на высоте 3400 м. Высота фирновой линии около 3800 м. Длина ледника по осевой линии составляет 2400 м. Зона питания ледника находится в цирке между пиком Комсомола и пиком Карлытау. Дно цирка находится на высоте 3800–3900 м. Его ширина 200 м, длина 400 м, уклоны 10–15°. Северные склоны цирка возвышаются над его днищем на 200–250 м. Они крутые, покрытые льдом с трещинами и выходами скал. Южный склон цирка представляет собой крутой скалистый обрыв высотой 500 м. Его подножие покрыто осыпным шлейфом.

На выходе из цирка находится верхняя ледниковая ступень северного направления с уклонами 15–20°. Ширина ступени 300 м, длина 200 м, перепад высот 50 м (с 3800 до 3750 м). По левому

краю ступени тело ледника разорвано трещинами. Над ледником по обоим бортам возвышаются отвесные скалы высотой 150–200 м.

На высоте 3750 м в ледник Богдановича вливается ледниковый приток, образующийся в цирке под северным склоном пика Комсомола. Его длина 750 м, ширина в месте слияния с ледником Богдановича около 100 м. Днище цирка шириной 300–400 м находится на высоте 3800–3850 м. Правая часть цирка занята мореной, средняя и левая части – ледником.

В месте слияния с правой ветвью поверхность ледника Богдановича выполаживается до 10°, местами до 5°. Однако через 150 м, уклоны снова возрастают до 20°, и ледник выходит на нижнюю ледниковую ступень, имеющую северо-западное направление. Ширина ступени 250 м, длина 200 м, перепад высот 80 м (с 3700 до 3620 м). По левой стороне ступени густая сеть ледниковых трещин. Левый борт долины здесь – скальный обрыв высотой 250 м. По правому борту вдоль ледника протягивается каменистая морена с неустойчивыми камнями, лежащими на погребенном льду. Над мореной возвышается скальный обрыв.

Ширина ледника Богдановича в этом месте равняется 150 м. Ширина дна долины здесь составляет 300 м. Из них 150 м вдоль правого борта заняты ледником Богдановича. Уклоны поверхности ледника около 10°. На поверхности ледника летом в результате деятельности талых вод образуются узкие и глубокие извилистые промоины глубиной до 1 и шириной до 2 м, по дну которых несутся бурные потоки воды. На леднике местами лежат каменные глыбы до нескольких метров в поперечнике, образующие ледниковые столы и грибы. Вдоль правого борта тянется вал боковой морены.

Вдоль левого края ледника Богдановича посередине дна долины протягивается вал левой боковой морены, левее которого проходит ложбина, ранее занимавшая левой ветвью ледника, начинавшейся из-под перевала Пионерский. В этой ложбине зимой образуется мощный снежный надув, который растаивает только в конце мая. Над ложбиной вдоль левого борта долины проходит вал старой боковой морены. На поверхность этой морены наложены осыпные конусы, сложенные камнями, падающими с обрывов западного водораздельного гребня. В вершине срединной морены на высоте 3570 м находится нагромождение каменных глыб с поперечником до 5–6 м. Вероятно, это был обвал с вершины, расположенной к востоку от перевала Пионерский, тело которого потом сместилось на 400 м от подножия вершины в результате движения ледника.

Такое строение долины сохраняется на протяжении 800 м до высоты 3450 м. В этом месте язык ледника становится круче (до 20°), а его ширина уменьшается до 80 м. Поверхность льда сильно замусорена вытаивающими камнями и щебнем. С обеих сторон открытый лед окружен массивами погребенного льда.

Выше погребенного льда протягиваются свежие морены с большим содержанием льда. По правому борту над мореной возвышается скальный склон восточного водораздельного гребня с осыпями у подножия. Слева от языка ледника над свежей мореной поднимается скальный останец («второй жандарм»), вершина которого имеет высоту 3527,2 м. Склоны останца высотой 60 м скальные, обрывистые, камнепадоопасные. Между останцом и левым бортом долины проходит ложбина, начинающаяся из-под перевала Пионерский. Под скальным склоном левого борта долины лежат осыпи и обвальные массы.

Ниже «второго жандарма» дно долины расширяется до 500 м за счет отклонения к западу западного водораздельного гребня. Правая сторона дна долины ниже современного языка ледника Богдановича представляет собой котловину, оставшуюся после отступления ледника за период с 1970 по 2008 гг. Длина котловины 300 м, ширина 80–100 м. Дно котловины сложено коренными породами, покрытыми тонким слоем донной морены. Местами обнажается скальное ложе, оглаженное ледником – «бараньи лбы». В северной, самой нижней части котловины, временами образуется небольшое озерко диаметром до 15 м. По правому борту долины идут погребенные льды и боковые морены, на которые наложены осыпные конусы. Над ними возвышаются скальные обрывы восточного водораздельного гребня, на которых выше 3650 м лежит язык ледника Аяк.

Левая сторона долины занята боковыми моренами разных стадий, которые образуют 3 террасы, самая высокая из которых прислонена к скальному слону западного водораздельного гребня на высоте 3400–3500 м. Ширина моренной террасы достигает 100 м. Склоны морен высотой до 50 м,

обращенные к ледниковой котловине имеют крутизну 30–35°. Эти склоны сложены очень неустойчивыми подвижными камнями и размываются мелкими селями.

Ниже ледниковой котловины правая часть дна долины занята массивом мертвого льда, перекрытого каменным чехлом толщиной 50–70 см. В середине прошлого века ледник Богдановича упирался своим концом в этот массив. Толщина мертвого льда составляет 30–50 м. Ширина 150 м длина 800 м. Высота поверхности понижается вниз по долине от 3350 до 3250 м. Поверхность очень неровная, с холмами и западинами глубиной до 10–15 м. Примерно с 2000 г. в 200 м от верхней части массива погребенного льда образовался термокарстовый провал с озером, окруженным отвесными ледовыми стенками высотой до 10 м.

По левому краю массив погребенного льда перекрыт крупными каменными обломками, скорее всего обвального происхождения. Обвал произошел с левого борта долины при землетрясении 1910 года, когда в этой части долины был активный ледник. Поэтому отложения обвала вала переместились вниз по долине от места его обрушения. Справа и слева массив мертвого льда окаймлен свежими боковыми моренами с большим содержанием льда. Правый борт долины – скальный обрыв, в верхней части которого на высоте 3600 м висит язык ледника Тиль, спускающегося из кара под западным водораздельным гребнем. Вдоль левого борта долины продолжают молодые боковые морены ледника Богдановича. Они спускаются вниз до высоты 3350, где причленяются к скальному выступу «первого жандарма».

Скальный утес «первого жандарма» стоит в 1 км ниже «второго жандарма» по левому краю дна долины. Высота его вершины 3370 м. Слева от него расположен древний ледниковый кар, дно которого находится на высоте 3300 м. Морены, заполняющие дно кара частично задернованы, что говорит об их большом возрасте. С севера над дном кара возвышается крутой скальный склон с осыпным шлейфом. Дно кара крутым уступом обрывается к дну долины Богдановича, которое здесь находится на высоте 3200 м. Уступ сложен щебнистыми отложениями с камнями. Ниже «первого жандарма» массив мертвого льда переходит в каменный глетчер с характерными для таких образований фестончатыми валами и уступами, делающими его поверхность труднопроходимой.

Ширина каменного глетчера 250–300 м, длина 800 м. Поверхность его понижается вниз по долине от 3300 до 3150 м. По левому краю проходит очень крутой характерный для каменных глетчеров фронтальный уступ. Его уклон (40–45°) равен углу естественного откоса рыхлообломочных отложений. Высота склона достигает 40 м. Этот склон активно осыпается и размывается. Передний фронт каменного глетчера находится на высоте 3000 м и обрывается на северо-восток уступом высотой 60 м. В этом месте склона в результате эрозии образовался цирк шириной 80 м, в котором регулярно формируются селевые потоки. Справа от каменного глетчера находится скальный обрыв пика Чкалова с осыпными конусами и шлейфами у подножия.

К югу от Талгарского перевала между боковым уступом каменного глетчера и левым бортом долины образовалась уютная котловина с небольшим озерком – излюбленное место стоянки туристов. Здесь на высоте 3200 м находится верхний предел распространения альпийских лугов. Ниже котловины до седловины Талгарского перевала между каменным глетчером и левым бортом долины протягиваются задернованные террасы древних морен, выше которых поднимаются скальные склоны пика Школьник. В этом месте долины Богдановича на высотах от 3000 до 3300 м хорошо выражены мерзлотные формы рельефа: бороздящие валуны, курумы. Моренные террасы имеют ширину до 200 м. Их поверхность мелкохолмистая или увалистая. Они понижаются вниз по долине от 3200 до 3000 м. На склонах террас, имеющих восточную ориентацию, широко распространены арчевники.

Почвенно-растительный покров и животный мир

В бассейне ледника Богдановича выделяется четыре высотных природных пояса с характерными для них типами растительности: гляциальный, нивальный, альпийский и субальпийский.

Гляциальный пояс расположен выше снеговой линии (3800 м). Для этого пояса плацдармом для произрастания растений являются только обнажения скал и каменные россыпи морен и осыпей. Низкие круглогодичные температуры воздуха практически исключают возможность развития

растительных сообществ. Лишь кое-где можно встретить накипные лишайники, но количество их невелико и размеры минимальны.

Нивальный пояс (3200–3800 м над у.м.) – территория современных морен. Почвы здесь не развиты, все еще преобладают ледовые и снежные поля, скалы, каменистые склоны, осыпи, морены. Вегетационный период, отсутствующий в верхней части пояса, постепенно увеличивается до двух- трех месяцев в нижней части.

Ввиду усиленного физического выветривания, суровости климата и постоянного переноса мелкозема, условия для образования почвенного покрова практически отсутствуют. Растения ютятся единицами или небольшими группами там, где имеется хотя бы незначительное количество мелкозема и соответствующие температурные условия. Следует отметить, что основной образующей горной породой в этом районе являются граниты. Эти горные породы, по сравнению с другими породами, например известняками, не дают устойчивых трещин, где могло бы накопиться достаточное количество мелкозема, а образуют массу грубого обломочного материала, где цветковые растения с трудом находят себе условия для произрастания. К тому же продукты разложения гранитов бедны минеральными солями и дают бедные, легко истощаемые почвы.

На моренах иногда можно встретить маломощный почвенный покров, но сомкнутый растительный покров отсутствует. В нижней части пояса лишь кое-где по южным склонам, попадаются группировки и единичные растения криофильных подушечников, из которых наибольший интерес представляют *Driadanthe tetrandra* и *Thylacospermum caesperrum*. Своеобразные группировки находятся на мелкоземлистых участках современных морен. В трещинах скал южных склонов, где находится мелкозем, встречаются скальные растения. Склоны северной экспозиции не имеют представителей цветковых растений (или они случайны и находятся только в нижней части пояса), но могут иметь изреженный мохово-лишайниковый покров.

Обширные крупнообломочные холмистые поля с погребенным льдом совершенно лишены какой-либо растительности, здесь не встречаются даже накипные лишайники. Это обусловлено низкой температурой подстилаемой поверхности и сравнительно недавним выходом обломочного материала на поверхность из тела ледника.

Альпийский пояс развит в пределах 3000–3200 м над у.м. Его нижней границей является верхняя границы распространения арчевников. Характерны сомкнутые травянистые формации, но отсутствуют кустарниковые. Это область развития кобрезиевых криофильных лугов и альпийских криофильных лужаек, хотя голые скалы, осыпи и слабо задернованные каменистые склоны ещё преобладают над сомкнутым травянистым покровом. Вегетационный период увеличивается от 2–3 месяцев в верхней части пояса до 4–4,5 месяцев в нижней.

Почвенный и растительный покров в альпийском поясе выражены довольно хорошо. Каменистые склоны, скалы и осыпи покрыты единичными растениями и группировками, близкими по видовому составу к нивальному поясу. Однако появляются новые виды, число которых увеличивается по сравнению с вышележащим поясом почти в два раза. Северные склоны заняты альпийскими низкотравными криофильными лугами с большим количеством мхов и лишайников. Южные склоны заняты высокогорными степями.

Субальпийский пояс (2800–3000 м над у.м.) спускается вниз до верхней границы еловых лесов. Здесь появляются сомкнутые кустарниковые формации. Наряду с альпийскими формами в значительном количестве встречаются лесо-луговые формы. Это область развития арчевников и разнотравных лугов. Скалистые обнажения и осыпи развиты гораздо слабее, чем в вышележащем поясе, а каменистые склоны уже покрываются кустарниковой растительностью. Вегетационный период увеличивается до 5 месяцев у нижней границы. Почвенный и растительный покров развиты ещё лучше, чем в альпийском поясе. Более или менее ровные мелкоземистые площадки, а зачастую и северные пологие склоны покрыты разнотравными субальпийскими лугами. На каменистых склонах южной экспозиции широко представлены арчевники.

Видовой состав растительных формаций во многом зависит от характера поверхности. Поэтому рассматривать растительность надо с учетом подстилаемой поверхности.

Описание растительности и определение видов выполнено во время маршрутных наблюдений в июле 2008 г. О. В. Благовещенской (рис. 1).

Растительность скал. Отвесные уступы и покатые плоскости без трещин не имеют представителей цветковых растений. Здесь встречаются главным образом накипные лишайники из рода *Лецидея (Lecidea Sp.)*, Ризокарпон (*Rhizocarpon Sp.*).

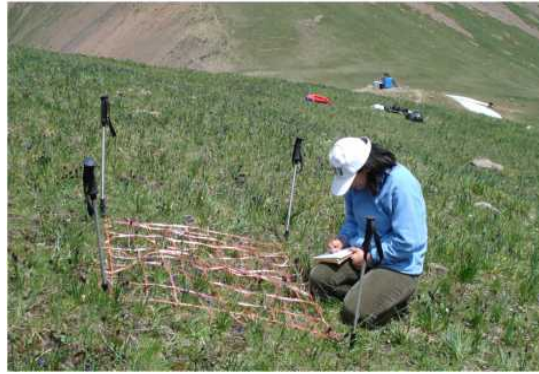


Рис. 1. Геоботанические исследования к югу от Талгарского перевала

В скальных трещинах, где накопилось достаточное количество мелкозема и созданы благоприятные температурных условия, произрастают лапчатка двуцветковая (*Potentilla biflora*), родиола ярко-красная (*Rhodiola coccinea*), фиалка двуцветковая (*Viola biflora*), дриадоцвет четырёхтычиночный (*Driadanthe tetrandra*), илакоспермум дернистый (*Thylacospermum caespitum*), лжеводосбор ветреницевидный (*Paraquilegia anemones*), эдельвейс бледно-желтый (*Leontopodium ochroleucum*). При самых благоприятных условиях общее проективное покрытие скал достигает 20 %, но в среднем составляет 10 %.

На скалах «Первого жандарма», расположенного на высоте 3370 м, наблюдается довольно большее видовое разнообразие, даже больше, чем у нижележащих склонов. Общее проективное покрытие до 30 %. Широко представлены криофильные подушечники *Thylacospermum caespitosum*- илакоспермум дернистый, дриадоцвет (сибальдия) четырёхтычиночный (*Dryadanthe (Sibbaldia) tetrandra*) – разросшиеся до 1 м в диаметре.

Из кустарников – курильский чай листочашечный (*Dasiphora phylloclalyx*). Здесь этот кустарник принимает карликовые формы. Характерные растения – первоцвет холодный (*Primula algida*), соссурия сушеницевидная (*Saussurea gnaphaloides*), Соссурия ледниковая (*Saussurea glacialis*), вальдгеймия трёхлопастная (*Waldhymia tridactylites*), эдельвейс бледно-желтый (*Leontopodium ochroleucum*), родиола ярко-красная (*Rhodiola coccinea*), змееголовник тычиночный (*Dracocephalum stamineum*), мак оранжевый (*Papaver croceum*). Обильно произрастает первоцвет туркестанский (*Primula turkestanica*).

«Второй жандарм» расположен на высоте 3527 м, и условия произрастания растительности здесь более суровые, чем на «Первом жандарме». Однако даже здесь на склоне южной экспозиции создаются условия более благоприятные, чем на скалах правого и левого бортов ущелья, расположенных на той же высоте. Поэтому здесь встречаются те же характерные для скальных поверхностей виды растения в более разреженном состоянии и с меньшим видовым разнообразием, чем на «Первом жандарме». Но по сравнению с окружающими скалами и моренами «Второй жандарм» – это маленький уникальный оазис для высокогорной растительности.

Растительность осыпей. Мощные осыпи, не содержащие мелкозёма, во всех высокогорных поясах не имеют растительного покрова. Не наблюдается на них даже и отдельных представителей скальной флоры, так как нет значительных трещин. Крупный обломочный материал покрыт лишь лишайниками, которые свойственны и скалам. Маломощные осыпи лучше заселены растениями, но все равно меньше чем скалы. В субальпийском поясе на маломощных осыпях можно встретить кустарники: можжевельник казацкий и курильский чай. Из травянистых растений здесь поселяются виды, свойственные каменистым склонам: несколько видов мятликов, овсяница, пырей, змееголовник тычиночный (*Dracocephalum stamineum*), хориспора джунгарская (*Chorispora songorica*) и хориспора Бунге (*Chorispora Bungeana*), ясколка (*Cerastium*).

В альпийском поясе маломощные осыпи не имеют многих представителей кустарниковой и травянистой флоры, встречаемых в субальпийском поясе. Сюда не проникает можжевельник, но иногда встречаются отдельные кустики курильского чая. Но кустарники здесь низкорослы, распластаны по склону и не выделяются среди травянистой растительности. Общее проективное покрытие составляет всего несколько процентов.

Растительность каменистых склонов. Растительность каменистых склонов более обильна, чем растительность осыпей, хотя фитоценоз здесь также не сформирован. Небольшое количество мелкозема, значительная примесь к нему грубого обломочного материала не позволяют образовать сомкнутых формаций. Группировки растений имеют общее проективное покрытие, не превышающее 5–10 %. Здесь на скоплениях мелкозема произрастают овсяница Крылова (*Festuca kryloviana*), кисличник двустолбчатый (*Oxyria digyna*), родиола ярко-красная, змееголовник тычиночный (*Dracocephalum stamineum*), мак оранжевый (*Papaver croceum*), эдельвейс бледно-желтый (*Leontopodium ochroleucum*), дриадоцвет четырехтычиночный (*Driadanthe tetrandra*), хориспора джунгарская, хориспора Бунге.

Растительность задернованных морен. Горизонтальные площадки в альпийском поясе занимают заметно меньшую площадь, чем склоны. На них формируются специфические растительные формации. Бугристая поверхности старой морены занята криофильными (альпийскими) лужайками. Растительность произрастает на мелкоземистых сильно ненасыщенных маломощных горно-луговых почвах.

Почвы сильно ошебнены, задернованы не полностью. Гумусовый горизонт рыжего или светло-коричневого цвета выражен слабо. Гумуса около 2–3 %, иногда опускается до 0,5–1 %. Почвы кислые, реже нейтральные. Материнскими породами служат щебнистые валунные суглинки и супеси

Общее проективное покрытие составляет 50 %. Поверхность морены покрыта среднеобломочным материалом, это препятствует более плотному заселению ее растительностью. На мелкоземистых площадках общее проективное покрытие составляет 80 %. Здесь преобладают криофильные виды. Встречаются овсяница Крылова (*Festuca kryloviana*), горец живородящий, лук черно-красный, осока (*Carex stenocarpa*), фиалка алтайская (*Viola altaica*), первоцвет холодный (*Primula algida*), василистник альпийский (*Thalictrum alpinum*), крупка горная (*Draba oreades*), лапчатка холодная (*Potentilla gelida*), лютик Альберта (*Ranunculus alberti*), мытник Эдера (*Pedicularis oederi*), незабудочник мохнатый (*Eritrichium villosum*). Такие растения как овсяница Крылова, горец живородящий резко преобладают в покрове достигая 50–40 %. Поэтому криофильные лужайки здесь можно отнести к овсяннико-горлецово-формации. Кроме цветковых растений в покрове значительное участие принимают мхи, занимая от 10 до 20 % от общего проективного покрытия.

На границе альпийского и субальпийского поясов можно наблюдать несколько видов растительных формаций. Субальпийские разнотравные луга характерная растительная формация для данной территории. Нередко они поднимаются и в альпийский пояс

Из-за сложного рельефа наблюдается мозаичность в растительном покрове. Даже при незначительной смене экспозиции склона наблюдается смена растительной формации. Так участки с более выраженной южной составляющей покрыты фломисо-разнотравными лугами, а более северные овсяннико-разнотравными.

В пределах субальпийского и нижней части альпийского пояса сформированы горно-луговые почвы. Они развиваются на элювиально-делювиальных и моренных маломощных суглинках. Гумусовый горизонт хорошо выражен и окрашен в темно-коричневые тона светлеющие вглубь. Мощность почв составляет до 30–50 см. Содержание гумуса сверху достигает свыше 12–15 %. Горно-луговые субальпийские почвы по своим свойствам близки соответствующим альпийским, но обладают несколько большей мощностью гумусового горизонта.

Фломисоразнотравные луга. Эдификатором в данной формации является зопник горный (*Phlomis oreophila*), но поскольку фломисоразнотравные луга более характерны для нижней части субальпийского пояса, то для этой высоты участие зопника составляет всего 10 %. Для фломисоворазнотравных субальпийских лугов нижней части субальпийского пояса участие зопника горного составляет 20-50 %. Общее проективное покрытие этих лугов составляет 90 %. Значительное участие в покрове принимают овсяница Крылова (*Festuca Kryloviana*), лук черно-красный (*Allium atrosanguineum*), герань скальная (*Geranium saxatile*), манжетка сибирская (*Alchimilla sibirica*).

Вместе с указанными субдоминантами здесь часто встречаются следующие растения: (*Polygonum viviparum*), лисохвост джунгарский (*Alopecurus songoricus*), мелколепестник оранжевый (*Erigeron aurantiacus*), фиалка алтайская, первоцвет холодный (*Primula algida*), незабудка лесная (*Myosotis silvatica*), герань холмовая (*Geranium collinum*), ветреница вытянутая (*Anemone protracta*),

лапчатка жилковатая (*Potentilla nervosa*), лапчатка неодетая (*Potentilla evestita*), родиола линейнолистная (*Rhodiola linearifolia*), горечавка холодная (*Gentiana algida*), горечавка Кауфмана (*G. Kaufmanniana*), мак оранжевый (*Papaver croceum*), эдельвейс бледно-желтый (*Leontopodium ochroleucum*), змееголовник крупноцветковый (*Dracocephalum grandiflorum*), змееголовник безбородый (*Dracocephalum imberbe*), тюльпан волосистотычиночный (*Tulipa dasystemon*), тюльпан разнолистный (*Tulipa heterophylla*), гусиный лук выемчатый (*Gagea emarginata*), лук скорода (*Allium schoenoprasum*).

На общем фоне участков занятых фломисоворазнотравными лугами полосами и пятнами выделяются участки с высоким участием манжетки сибирской. Широкое развитие манжетки связано с вытаптыванием лугов. На это указывает расположение участков с высоким процентом участия манжетки вблизи троп. Манжетка занимает на них от 30 до 70 %. Манжетка, благодаря высокой устойчивости против вытаптывания, быстро захватывает территории, вытесняя остальные растения разнотравных лугов. Проявление её как доминирующего растения является настораживающим фактом и требует внимания.

Овсянице разнотравные субальпийские луга соседствуют с фломисоразнотравными лугами. Находясь на той же высоте над уровнем моря и даже на одном склоне с ними, они занимают участки северной экспозиции. Эдификатором здесь является злак – овсяница Крылова (*Festuca kryloviana*).

К широко распространенным видам относятся также герань, лук черно-красный (*Allium atrosanguineum*), горец живородящий, мак оранжевый, мытник алатавский, анемон, манжетка сибирская, гусиный лук выемчатый (*Gagea emarginata*), астра альпийская (*Aster alpinus*), горечавка холодная (*Gentiana algida*), горечавка Кауфмана (*Gentiana kaufmanniana*), тюльпан волосистотычиночный (*Tulipa dasystemona*), тюльпан разнолистный (*Tulipa heterophylla*), первоцвет холодный (*Primula algida*), калеантемум алатавский (*Callianthemum alatavicum*). Во время цветения этих видов луга становятся удивительно красочными. Обычным видом овсяницевазразнотравных лугов является осока (*Carex stenocarpa*). Она имеет довольно значительное проективное покрытие от 5 до 15 %. Общее проективное покрытие субальпийских овсяницевазразнотравных лугов колеблется в пределах 70–90 %, при участии овсяницы 20–40 % от общего покрытия.

Выровненные участки древних морен заняты кобрезиевыми лугами. Кобрезники распространены на темноцветных ненасыщенных горно-луговых дерновых почвах, на некрутых хорошо дренированных пологих склонах, в альпийском поясе в пределах абсолютных высот 3000–3300 м.

Темные средненасыщенные горнолуговые дерновые почвы формируются на холмисто-моренных ледниковых отложениях на хрящеватых или щелнистых суглинках. Верхний дерновой горизонт темно-коричневого цвета доходит до глубины 5–10–20 см, содержание гумуса около 15–20%. В этом горизонте, особенно в верхней его части, имеется масса переплетающихся корней, благодаря которому почва связывается и уплотняется, образуя так называемый пробковый слой.

Второй гумусовый горизонт коричневого или темнокоричневого цвета, с содержанием гумуса в верхней части 5–10 %, а на глубине 30–40 см – 5%, мощность горизонта различная и колеблется в пределах 15–50 см. Материнскими породами служит хрящеватый и суглинистый элювий. Реакция всех горизонтов кислая.

В кобрезиевых криофильных лугах широко распространены такие виды как василистник альпийский (*Thilactrum alpinum*), горечавка Кауфмана (*Gentiana kaufmanniana*), первоцвет холодный (*Primula algida*), горец живородящий (*Polygonum viviparum*), мак оранжевый (*Papaver croceum*), мелколепестник оранжевый (*Erigeron aurantiacus*), фиалка алтайская (*Viola altaica*).

Аспекты кобрезников не красочны, так как яркоцветущего разнотравья здесь не много. Основной фон образован светлозелеными листьями и стеблями кобрезии и оттенен снизу буровато-белёсыми остатками прошлогодних стеблей. Во второй половине вегетации кобрезники принимают буроватые, а позднее и коричневые тона от высыхания и отмирания верхушек листьев. Кобрезия хорошо переносит вытаптывание, однако медленно отрастает.

Среди разнотравных субальпийских лугов, занимающих на данной территории большие площади, часть склонов занята арчевниками. Арчевники распространены от верхней границы лесостепного пояса (2600–2700 м) до границы с альпийским поясом (3000 м). Но отдельные

экземпляры арчи встречаются и на больших высотах. Ниже Талгарского перевала арча не образует сомкнутого полога, а произрастает отдельными куртинами, окруженная разнотравными субальпийскими лугами. Кустарники имеет здесь более низкорослую форму по сравнению с чистыми арчевниками нижней границы субальпийского пояса. По составу и характеру растительного покрова эту формацию можно отнести к группе арчевников травянисто-моховых. Проективное покрытие кустарникового полога составляет от 25 % на высоте более 3000 м до 70 % на более низко расположенных склонах.

Под зарослями арчевников развиваются высокогорные тёмноцветные почвы. У них на поверхности формируется органогенный мертвопокровный горизонт из опада можжевельника, а под ним торфянистый горизонт мощностью до 10–12 см. Глубже их профиль фактически не отличается от горно-луговых почв.

Поскольку наблюдается большое разобщение кустарникового полога, когда отдельные куртины кустов удалены друг от друга на значительное расстояние от 1 до 10 м., флористический состав разнотравномоховых арчевников сильно приближается к разнотравным субальпийским лугам.

Доминирующими являются следующие виды трав: зопник горный (*Phlomis oreophila*), горец живородящий (*Polygonum viviparum*), родиола линейнолистная (*Rhodiola linearifolia*), родиола ярко-красная (*Rhodiola coccinea*), незабудка лесная (*Myosotis silvatica*), герань холмовая (*Geranium collinum*), являющиеся характерными для субальпийских разнотравных лугов. Велико участие таких видов как кобрезия (*Cobresia capilliformis*) и овсяница (*Festuca kryloviana*).

Тело активного каменного глетчера глубоко вдаётся в область альпийского и субальпийского поясов. Особые условия на его поверхности и на крутых склонах создают резкий контраст в растительности с окружающими склонами, занятых альпийскими и субальпийскими лугами. По характеру растительности этот участок напоминает нивальный пояс. Фитоценоз не сформирован, почвы не выражены. Отдельными куртинами произрастают характерные для высокогорья злаки пырей, мятлики.

Животный мир. Животный мир данной территории состоит из характерных видов высокогорных поясов Илейского Алатау. Из млекопитающих самый многочисленный и часто встречаемый вид – серый сурок, который образует колонии в альпийском и субальпийском поясах до высоты 3200 м. В начале лета сурки часто попадают на глаза туристам. Потом, вероятно из-за беспокойства от многочисленных посетителей, они становятся осторожными и их уже трудно увидеть. Другой многочисленный вид характерный для субальпийского пояса – тьянь-шаньская полёвка. Кроме нее встречается бурозубка и иногда горностаи. Летом на этой территории замечены горные козлы. Более редкие виды млекопитающих: снежный барс, тьянь-шаньский медведь – на этой территории замечены не были.

Многочисленны разные виды птиц. На лугах с зарослями арчи и выходами камней гнездятся лесной и горный коньки, гималайская завирушка, гималайский вьюрок. Часто по утрам со склонов доносится звучное курлыканье уларов. Но увидеть их можно только изредка, когда они совершают планирующие перелеты. На альпийских лугах встречается обыкновенная каменка. Она обычно гнездится рядом с колониями серых сурков. Горный жаворонок селится непосредственно среди лугов. Скалы альпийского пояса населяют сизый и скалистый голуби, клушица и альпийская галка, большая чечевича. На скалах и крупнокаменистых осыпях нивального пояса гнездится стенолаз, альпийская завирушка и краснобрюхая горихвостка.

Щитомордника можно встретить до альпийского пояса. Выше этот опасный вид не поднимается.

В гляциально-нивальном поясе из-за суровых условий можно встретить лишь некоторые виды насекомых.

Ландшафтное районирование

Бассейн ледника Богдановича занят горными ландшафтами двух типов: высокогорным альпийским и высокогорным гляциально-нивальным.

Нижняя граница гляциально-нивального пояса проходит по верхней границе ареалов сформированных растительных сообществ [3].

К данному высотному поясу, помимо ледников и снежных полей, относятся современные моренные комплексы и активные каменные глетчеры, имеющие проективное покрытие растительностью не более 20 %. Также в состав пояса входят свободные от снега и льда стенки каров и осыпные склоны, сопряженные и генетически связанные с ледниками. Растительность в пределах гляциально-нивального комплекса либо отсутствует, либо представлена отдельными группировками криофитов, лишайниками и водорослями.

Основной единицей ландшафтного районирования территории в крупном масштабе является тип местности. Они различаются по морфологии склонов, составу грунтов и типу растительности (при ее наличии).

В бассейне ледника Богдановича выделяются 13 типов местности: 9 – в гляциально-нивальном ландшафте и 4 – в альпийском ландшафте (рис. 2).

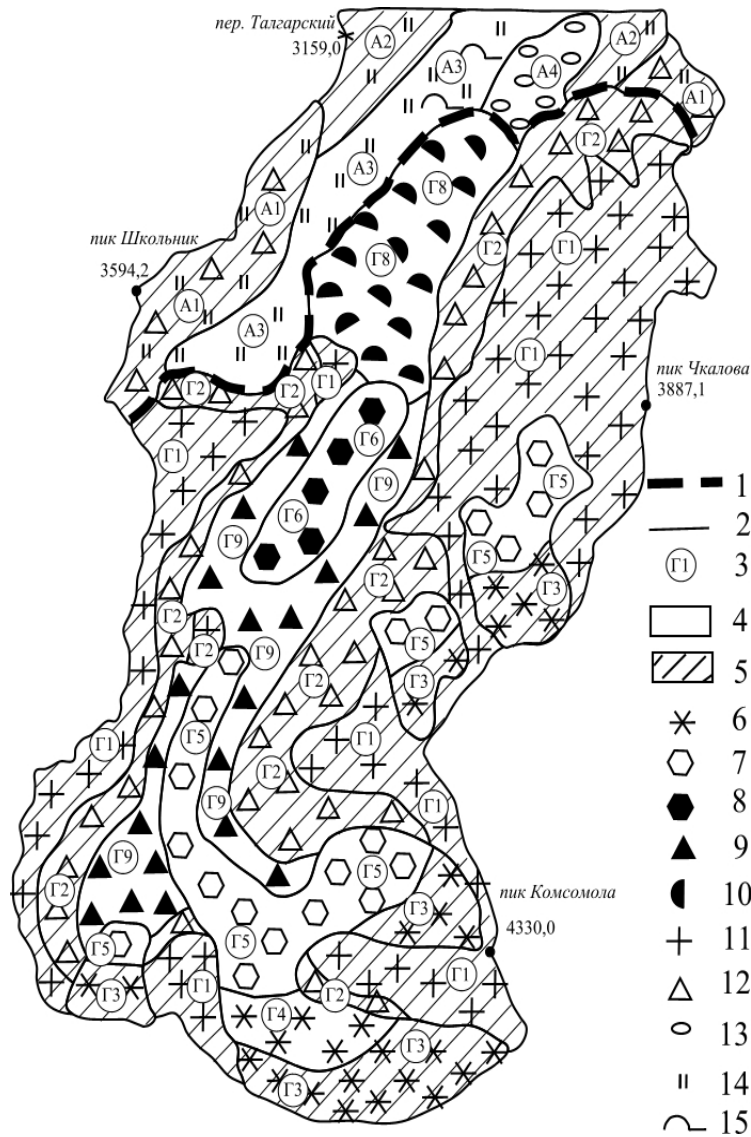


Рис. 2. Схема ландшафтного районирования бассейна ледника Богдановича.

- 1 – граница между высокогорным альпийским и высокогорным гляциально-нивальным ландшафтами;
- 2 – границы между местностями; 3 – типы местности; 4 – местности с преобладанием пологих склонов (менее 20 градусов); 5 – местности с преобладанием крутых склонов (более 20 градусов).
- Состояние поверхности склонов: 6 – снег и фирн, 7 – лед, 8 – погребенный лед, покрытый каменным чехлом, 9 – незадернованная каменная морена с ледяным ядром, 10 – каменный глетчер, 11 – скалы, 12 – каменные осыпи и россыпи, 13 – окатанные каменные отложения седей, 14 – задернованные травянистые поверхности, 15 – арчевники

С юга бассейн обрамлен местностями с крутыми склонами, покрытыми снежно-фирновыми полями (Г3). Здесь находятся зоны аккумуляции ледников Богдановича, Комсомола, Пионерский, Тиль и Аяк. Вдоль восточных и западных границ бассейна протягиваются местности с крутыми скальными склонами (Г1), подножия которых заняты осыпями или каменными россыпями (Г2). Ниже местностей Г3 расположены пологие снежно-фирновые поверхности зоны аккумуляции ледника Богдановича (Г4) или пологие ледовые поверхности зон абляции ледников Комсомола, Пионерский, Тиль и Аяк (Г5). Ниже местности Г4 узкой полосой вниз по центру долины протягивается зона абляции ледника Богдановича (Г5).

Ниже конца языка ледника Богдановича до «Первого жандарма» осевая часть долины занята погребенным «мертвым льдом». Местность Г6. Сверху находится каменный чехол толщиной до 0,5 м. Под ним сплошной глетчерный лед толщиной до 10 м. Поверхность этой местности мелкохолмистая с термокарстовыми провалами, обрамленными ледовыми обрывами.

Ниже первого жандарма массив мертвого льда переходит в каменный глетчер (местность Г8) с характерными для таких образований фстончатыми валами и уступами. По левому и нижнему краям каменного глетчера проходит крутой уступ с уклоном, равным углу естественного откоса рыхлообломочных отложений. Высота уступа достигает 60 м. Он активно осыпается и размывается. На нижнем уступе сформировался селевой врез, в котором регулярно сходят сели.

Ниже гляциально-нивального ландшафта слева от каменного глетчера и по всему дну долины ниже него распространены древние разновозрастные морены с задернованной поверхностью (местность А3). Здесь широкие выположенные поверхности чередуются с крутыми склонами. Склоны покрыты густой луговой травянистой растительностью. Встречаются разреженные заросли арчи.

Непосредственно под северным уступом каменного глетчера на пологом дне долины расположена зона аккумуляции селевого материала (местность А4). Она сложена незадернованными окатанными обломками камней, принесенных селями с каменного глетчера.

Левый борт долины Богдановича, возвышающийся над древними моренами представляет собой крутой склон, покрытый каменистым лугом (местность А1).

От Талгарского перевала на восток спускается более пологий хорошо задернованный склон с пятнами арчи (местность А2). Местность такого же типа расположена над зандровым полем на восточном (левом) борту долины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Благовещенский В.П., Уваров В.Н., Касаткин Н.Е., Кокарев А.Л. Гляциологические исследования на леднике Богдановича // Вопросы географии и геоэкологии. 2011. № 3. С. 23-30.
2. Благовещенский В.П., Кокарев А.Л. Опасные экзогенные процессы в бассейне ледника Богдановича // Мат-лы Межд. научно-практ. конф. «Современные тенденции и закономерности в развитии географической науки в Республике Казахстан». Алматы, 2010. С. 183-186.
3. Кокарев А.Л. Ландшафты горноледниковых комплексов // Мат-лы Междун. научно-практ. конф. «Географические проблемы устойчивого развития. Теория и практика» Алматы, 2008. С. 869-884.

Юбилейные даты

ВЫДАЮЩИЙСЯ ГЕОГРАФ МИРА ОТМЕЧАЕТ СВОЕ СТОЛЕТИЕ (к юбилею М. А. Глазовской)



Имя Марии Альфредовны Глазовской, доктора географических наук, профессора Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова известно географам всего мира.

М. А. Глазовская родилась 26 января 1912 г. в Санкт-Петербурге. После окончания в 1934 г. геолого-почвенно-географического факультета Ленинградского университета была оставлена в аспирантуре у Б. Б. Польнова – выдающегося почвоведа, географа, основоположника нового направления науки – геохимии ландшафта. Мария Альфредовна является талантливым последователем этого учения, в которое она внесла много нового. Вместе с ней в аспирантуре Б. Б. Польнова занимались будущие крупные ученые Казахстана Ирина Анатольевна Ассинг и Владимир Михайлович Боровский.

Многие годы своей жизни Мария Альфредовна посвятила изучению природы Казахстана. А первое знакомство с республикой, которая на многие годы стала ее родным домом, состоялось еще в 1932–1934 гг., когда она, будучи студенткой, принимала участие в экспедициях в Прикаспии. Изучение процессов почвообразования в дельте р. Урала во многом определило будущую направленность ее научных исследований.

В 1939 г. М. А. Глазовская вместе с мужем, В. Е. Гордиенко, получившим распределение в Алма-Ату, приезжает на работу в Казахстан, несмотря на то, что Б. Б. Польнов предлагал ей место доцента в Ленинградском университете. Ее муж, уроженец Самарканда, был влюблен в Среднюю Азию и не представлял жизни себе в другом регионе. И вот Мария Альфредовна, коренная петербуржка, оказывается на юге СССР. Непосредственно перед войной В. Гордиенко был взят в армию на переподготовку и погиб в первые дни войны, так как их военная часть дислоцировалась в районе Бреста.

Казахстанская деятельность М. А. Глазовской началась в составе Талгарской экспедиции, организованной Казахстанским филиалом АН СССР и Институтом географии АН СССР (1939–1943 гг.). Итогом ее исследований в этот период стала почвенная карта масштаба 1 : 2 000 000 горных регионов юго-восточной части Казахстана и ряд публикаций. Практически все работы исследователя в предвоенные и военные годы были связаны с государственными заказами.

Так, она занималась составлением почвенных карт приграничных территорий, изучением почв Казахстана для расширения посевных площадей и пастбищ. Специальное задание было связано с выявлением почв Бостандыкско-

го района, пригодных для выращивания чайных кустов.

В алма-атинский период своей деятельности Мария Альфредовна заведовала Лабораторией генезиса и минералогии почв в Институте почвоведения АН КазССР под руководством У. У. Успанова, с которым она была дружна до конца дней этого удивительного казахстанского

исследователя. Она также преподавала в Казахском педагогическом институте им. Абая, поэтому целое поколение казахстанских исследователей выросло на ее лекциях.

В 1952 г. М. А. Глазовская была приглашена И. П. Герасимовым, другим крупнейшим географом и исследователем Центральной Азии, для работы в Московский государственный университет на географический факультет. В этом же году на основе обширных материалов, собранных в казахстанский период, она защищает докторскую диссертацию «Внутренний Тянь-Шань как горная страна Центральной Азии», в которой были рассмотрены биохимические аспекты почвообразования, проблема образования лёссов, разработаны представления об истории развития современных ландшафтов горных стран.

В 1954 г. М. А. Глазовская становится профессором кафедры географии почв географического факультета МГУ, а с 1956 по 1959 г. заведует кафедрой физической географии СССР. В 1959 г она руководила кафедрой географии почв, которая затем была ею преобразована в кафедру географии почв и геохимии ландшафтов. Так возникла первая и единственная в мире университетская кафедра геохимии ландшафтов, руководителем которой в течение 30 лет была М. А. Глазовская. И сейчас, в возрасте уже 100 лет, она является профессором-консультантом этой кафедры.

Круг научных интересов М. А. Глазовской необычайно широк, но для огромного числа ее учеников, слушателей и коллег во всем мире ее имя связано, прежде всего, с почвоведением, географией почв и геохимией ландшафтов. Она автор более 100 публикаций, среди которых около 20 монографий и учебников. Последняя монография вышла в 2010 г. «Педолитогенез и континентальные циклы углерода». В 2011 г. был издан Национальный атлас почв России, в котором она является одним из авторов.

Таким образом, несмотря на солидный возраст, она продолжает активно трудиться.

М. А. Глазовская – удивительный человек. Широта взглядов и интересов, огромный научный авторитет, обаяние личности, исключительная интеллигентность, эрудиция в самых разных областях, активный интерес к событиям и людям вызывают глубочайшее уважение и любовь к ней новых и новых поколений студентов, учеников и коллег. А многочисленные ученики ее в настоящее время работают во всех уголках земного шара.

Мария Альфредовна Глазовская – доктор географических наук, профессор, Заслуженный деятель науки РСФСР и заслуженный профессор Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, лауреат Государственной премии СССР. В 2011 г. за выдающиеся достижения в развитии географии она была награждена большой золотой медалью Русского географического общества

М. А. Глазовская – пример высочайшего профессионализма, твердости научных воззрений, независимости взглядов и внутренней свободы!

*И. А. ГОРБУНОВА,
к.г.н., доцент кафедры геохимии ландшафтов
и географии почв Московского
государственного университета им. М. В. Ломоносова*

КОНСТАНТИН ГРИГОРЬЕВИЧ МАКАРЕВИЧ
(к 90-летию со дня рождения)



Константин Григорьевич Макаревич – известный гляциолог Казахстана и СНГ, которому 25 января 2012 г. исполнилось 90 лет, шесть десятков лет посвятил изучению ледников Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Казахстанского Алтая. Любовь к горам и царству вечных снегов зародилась у него за год до начала Великой Отечественной войны, когда он, будучи студентом Свердловского горно-металлургического техникума, совершил свои первые альпинистские восхождения. Это незатухающее чувство служило ему талисманом-хранителем в течение долгого пребывания на переднем крае фронтов, где ему довелось воевать. А воевал он под Москвой, на Калининском фронте, на Курской дуге, в Белоруссии и закончил войну в Кенигсберге. Заслужив немало боевых наград, он демобилизовался и поступил на географический факультет Уральского государственного университета им. А.М. Горького.

С 1946 г. он с увлечением продолжил занятия альпинизмом. В 1949 г. группа альпинистов лагеря «Металлург», в которую входили Ф. Лемстрем, Б. Краснокутский, А. Бердичевский, Н. Дивари и К. Макаревич, осуществила первопрохождение traversa Талгара (вышей точки Заилийского Алатау, 4978 м) с севера через Ийинь-тау. Этим восхождением Константин выполнил норму мастера спорта.

Будучи студентом-географом и горвосходителем, он изучал орографию северного хребта Тянь-Шаня – Заилийского Алатау, составлял картосхемы ледников, проводил первые снегомерные съемки на верхних участках областей питания ледников, чем привлек внимание основателя гляциологической науки в Казахстане академика Н. Н. Пальгова, который пригласил Константина Григорьевича в аспирантуру.

В своей кандидатской диссертации, защищенной в 1956 г. и посвященной ледникам Джунгарского Алатау, юбилар впервые в нашей стране рассчитал режимные характеристики ледников по климатическим (температурным) показателям предгорных метеостанций. В советской гляциологии косвенный метод таких расчетов стал широко применяться только спустя десять лет.

С 1956 г. Константин Григорьевич активно включился в научно-исследовательскую работу, проявив незаурядные организаторские способности в подготовке и реализации гляциологических наблюдений на ледниках Заилийского Алатау по программе

Международного геофизического года (МГГ). Под его руководством работала большая группа гляциологов, геодезистов, климатологов, гидрологов и геофизиков. В летних экспедициях на опорном Центральном Туюкусском леднике в период МГГ участвовало до 90 человек, в число которых входили ученые МГУ им. М. В. Ломоносова, Института физики Земли АН СССР и Академии наук ГДР. Благодаря такому размаху работ ледники Заилийского Алатау были включены в элиту международных объектов и с тех пор занимают среди них почетное место. Отчетные материалы по итогам МГГ составили 32 тома.

После МГГ К. Г. Макаревич организовал изучение ледников всех основных горных бассейнов Заилийского и Кунгей-Алатау, а также Казахстанского Алтая. Вместе с тем он оставался убежденным приверженцем проведения постоянных исследований на ключевых ледниках. Затем он возглавил научные работы в горно-ледниковом бассейне Туюксу по

программе Международного гидрологического десятилетия (1965–1974) и сменившей его Международной гидрологической программе.

В результате многолетних наблюдений на ледниках под научным руководством К. Г. Макаревича были опубликованы две монографии: по итогам МГГ «Оледенение Заилийского Алатау» (М.: Наука, 1969) и «Ледники Туюксу» (Л.: Гидрометеиздат, 1984), в которых он был автором и одним из редакторов. Единовременные данные прямых наблюдений публиковались им в международных бюллетенях «Колебания ледников» и «Баланс массы ледников».

К. Г. Макаревич придавал особое значение изучению этих двух проблем, вынесенных на титульные листы бюллетеней, считая их важнейшими в гляциологической науке. Это стало предпосылкой получения самых продолжительных для горных ледников СССР рядов масс-балансовых характеристик, основанных на детальных натурных измерениях составляющих баланса массы.

Многолетние исследования аккумуляции, абляции и баланса массы привели его к важным выводам о систематическом сокращении оледенения вследствие недостаточного увлажнения и увеличения притока тепла к поверхности ледников в последние пятьдесят лет и об опасности искусственного усиления их таяния. Много сил и времени Константин Григорьевич уделял пространственным изменениям ледников, повышению эффективности наблюдений и быстрому получению информации о процессах внешнего и внутреннего массообмена. В связи с этим он разработал радиогеодезический метод получения экспресс-данных о скорости изменения размеров и формы ключевых ледников в целом и отдельных их частей. Он занимался также изучением пульсирующих ледников, к которым в Заилийском Алатау им были отнесены ледники Корженевского, Конституции, Шокальского, Крошка, Кассина, Южный Талгар.

В 70-е годы К. Г. Макаревич участвовал в исследованиях теплофизических свойств искусственного льда знаменитого высокогорного катка «Медео» – кузницы мировых рекордов. Тогда были решены вопросы влияния солнечной радиации и турбулентного теплообмена на температурное состояние искусственного льда, выявлены возможности поддержания оптимальной для скольжения температуры льда в меняющихся во время соревнований погодных условиях.

Опираясь на количественные оценки баланса массы ледников Заилийского Алатау, Киргизского хребта, Терской-Алатау и Джунгарского Алатау, К. Г. Макаревич пришел к важному выводу о репрезентативности показателей одного или нескольких ледников по отношению к другим ледникам той же горной системы. Соображения на этот счет он впервые высказал на гляциологической конференции в Томском университете.

Свои последние измерения на ледниках он провел в 1992 г. в возрасте 70 лет, а три года спустя опубликовал главу «Изменения оледенения Тянь-Шаня в XX веке», включенную в советско-китайскую монографию «Оледенение Тянь-Шаня» (М., 1995). В целом же им было опубликовано свыше 200 статей по разным проблемам гляциологии, написано большое количество объемистых научных отчетов, рукописи которых хранятся в фондах Института географии АН Казахстана.

К. Г. Макаревич проводил большую научно-общественную работу. В 1971–1982 гг. он был национальным корреспондентом СССР в Постоянной международной службе колебаний ледников и Мировой службе мониторинга ледников. Многие годы он был членом ученого совета Института географии АН КазССР, научно-технического совета «Казглавселезащиты», постоянным членом бюро Секции гляциологии Междуведомственного геофизического комитета при АН СССР, председателем рабочей группы по колебаниям ледников этой Секции, входил в состав редколлегии географических сборников в АН КазССР, серии «Материалы гляциологических исследований» (МГИ), Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. В последнем он выступал в качестве редактора раздела «Колебания ледников».

К. Г. Макаревич был активным участником многих научных ассамблей, симпозиумов, конференций, семинаров международного и всесоюзного уровня. Ему принадлежала идея и практическая организация проводимых в Алма-Ате всесоюзных и международных гляциологических симпозиумов и семинаров по колебаниям и балансу массы ледников.

Следует отметить еще одну грань личности юбиляра. Он не только альпинист и ученый, но и обладатель яркого писательского таланта. Из-под его пера вышли читающиеся с живым интересом

книги «Берлин глазами путешественника» (в соавторстве со своей дочерью А. К. Уваровой, 2001) и «Жизнь, посвященная ледникам» (2004), а также очерк «Гимн лошади», опубликованный в одном из выпусков МГИ.

Константин Григорьевич увлеченно и преданно служил и служит гляциологии. И ныне он передает свой многолетний опыт молодым коллегам, работая ведущим научным сотрудником лаборатории гляциологии ТОО Института географии. В 2007 г. он опубликовал книгу «Методические аспекты исследований баланса массы и колебаний горных ледников», представляющую краткое руководство по постановке и проведению полевых наблюдений и камеральной обработке данных. Недавно им был составлен и подготовлен к печати «Фотоатлас ледников Заилийского Алатау».

В начале августа этого года К. Г. Макаревич принимал самое активное участие в качестве эксперта и докладчика при проведении учебного курса-тренинга по мониторингу баланса массы ледников

Более 60 лет супругой и, как говорит сам юбиляр, его ангелом-хранителем является Валентина Георгиевна. Нельзя не отметить, что по стопам Константина Григорьевича пошли в географию его дети. Сын Андрей закончил Новосибирский институт геодезии, аэрофотосъемки и картографии, вместе с отцом работал на ледниках, сейчас живет и работает в Германии. Дочь Алиса окончила МГУ по специальности «картография», сейчас является старшим преподавателем кафедры туризма факультета географии и природопользования КазНУ им. аль-Фараби. Ее муж В. Н. Уваров – кандидат географических наук, известный в Казахстане гляциолог и эколог. У четы Макаревичей четверо внуков и столько же правнуков. Внучка Лина – выпускница кафедры физической географии КазНУ, сейчас живет в Санкт-Петербурге. Внук Данила закончил бакалавриат по кафедре гидрологии КазНУ и продолжает обучение в магистратуре Немецко-Казахстанского университета по специальности «управление водными ресурсами».

Фронтные заслуги К. Г. Макаревича были отмечены двумя орденами Красной Звезды, двумя орденами Отечественной войны и многими медалями, а его вклад в развитие гляциологии – присвоением его имени двум ледникам в Заилийском (в верховьях р. Каскелен) и Джунгарском Алатау (в бассейне р. Аксу) и двум перевалам – в Заилийском (4000 м) и Джунгарском Алатау (3850 м, в верховьях р. Кору Каратальской).

Пожелаем же Константину Григорьевичу доброго здоровья, еще многих лет жизни и успехов в претворении новых творческих планов.

*Е.Н. ВИЛЕСОВ, профессор КазНУ им. аль-Фараби,
И.В. СЕВЕРСКИЙ, академик НАН РК*

ВЛАДИМИР МИХАЙЛОВИЧ КОТЛЯКОВ*(к 80-летию со дня рождения)*

Владимир Михайлович Котляков – ученый с мировым именем, выдающийся гляциолог и физико-географ, лидер советской и российской географии. Родился 6 ноября 1931 г. в поселке Красная поляна, ныне г. Лобня, Московской области, в семье мастеров Краснополянской текстильной фабрики Михаила Васильевича (позднее – ответственного работника Наркомата текстильной промышленности СССР, прожившего, к сожалению, всего лишь 42 года) и Елены Александровны Котляковых.

Живой интерес к географии у Володи возник в 10-м классе, когда у него появились знакомые географы, в числе которых был Е. Зингер, который увлекательно рассказывал об экспедициях и геофаке МГУ в присущей ему восторженно-преувеличенной манере. Благодаря этому после окончания в 1949 г. московской средней школы № 7 с серебряной медалью Владимир без колебаний сделал выбор в пользу геофака МГУ.

Среди преподавателей факультета тогда были такие выдающиеся профессора, как декан, палеогеограф К. К. Марков, климатолог Б. П. Алисов, почвовед Ю. А. Ливеровский, гидролог Е. В. Близняк, океанолог Н. Н. Зубов, геоморфолог И. С. Щукин, экономико-географ Н. Н. Баранский. В. М. Котляков учился вместе с Е. Гуртовой, К. Лосевым, М. Гросвальдом, А. Кренке.

Кафедральным учителем Владимира Михайловича был проф. Н. А. Гвоздецкий, который руководил его курсовыми и дипломной работами. После 1-го курса он едет в свою первую студенческую экспедицию на Западный Кавказ, где «встретился» с первым в его жизни ледником Псеашхо. После 2-го курса проходил практику в Крыму, после 3-го – в тайге Сихотэ-Алиня, а после 4-го – участвовал в рекогносцировке местностей под строительство будущих Иркутской, Братской и Красноярской ГЭС.

В 1954 г. после окончания кафедры физической географии СССР географического факультета МГУ Владимир Михайлович стал работать в Институте географии АН СССР: с 1954 г. – МНС, с 1965 г. – СНС, с 1968 г. – заведующим отделом гляциологии, с 1986 г. – директором института.

В институте В. М. Котляков был принят в отдел физической географии, которым тогда руководил проф. Г. Д. Рихтер, основоположник ландшафтного снеговедения. Его влияние сказалось на дальнейшем научном пути ученого, который с того времени целиком посвятил себя изучению снега и льда. Впоследствии он писал: «Роль Гавриила Дмитриевича в моей судьбе чрезвычайна. Я обязан ему не только вовлечением меня в снеговедение и гляциологию, но и воспитанным им отношением к науке как части самой жизни, как неотъемлемой грани бесконечного познания и огромной любви».

В 1961 г. он защитил кандидатскую диссертацию, которая тогда же была опубликована в виде монографии «Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка». Когда в конце 50-х годов один из руководителей советских работ по программе МГГ Г. А. Авсюк создал в ИГАН отдел гляциологии, Котляков стал в числе первых его сотрудников. Уже в 1959 г. Г. А. Авсюк назначил его ученым секретарем отдела, а в 1968 г. передал ему заведование отделом.

В 1967 г. В. М. Котляков защитил докторскую диссертацию по теме «Снежный покров земного шара и питание ледников», в которой фактически впервые провел исследование на стыке

снеговедения и ледниковедения. В 1971 г. ему было присвоено звание профессора. С 1968 по 1990 г. заведовал отделом гляциологии. 23 декабря 1976 г. В. М. Котляков избран членом-корреспондентом АН СССР, а 7 декабря 1991 г. – академиком РАН.

В 1955–1956 гг. Владимир Михайлович оказывается на самом севере Новой Земли и проводит семь месяцев в полярной палатке на леднике Розе, где вместе с С. А. Евтеевым и В. М. Кузнецовым ведет гляциологические наблюдения. О своих первых шагах гляциолога он рассказал в книге «Мы живем в ледниковый период?», опубликованной в 1966 г.

На следующий год после зимовки в Арктике В. М. Котляков отправляется в Антарктиду в составе гляциологического отряда 2-й Советской антарктической экспедиции, где он работает с П. А. Шумским, С. С. Вяловым, А. Ф. Трешниковым, С. Н. Карташовым, С. А. Евтеевым, В.Н. Богословским и другими исследователями. Их публикации, осуществленные по завершении полевых работ, вошли в число основных итогов Международного геофизического года. Сейчас они могут быть оценены как прорыв в антарктической гляциологии. Достойное место среди них заняла монография В. М. Котлякова «Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка» (М., 1961). Пять лет спустя эта книга была издана на английском языке.

В начале 60-х годов В. М. Котляков организует комплексные гляциологические исследования на Эльбрусе (1961–1963) и на леднике Туйыксу в Заилейском Алатау (1964). Собранный в них материал и исследования в Антарктиде легли в основу фундаментального труда «Снежный покров Земли и ледники» (Л., 1968).

В 70-е годы В. М. Котляков продолжает полевые исследования, в их орбиту теперь входит и Памир. Семь полевых сезонов (1968–1974) он проводит на Западном и Восточном Памире в качестве научного руководителя экспедиции, исследовавшей режим малоизвестных в то время ледников. Им была предложена методика полустационарных исследований в высоких областях питания ледников с десантированием исследователей на вертолете. Памирский период работ В. М. Котлякова описан им в книге «Горы, льды и гипотезы», изданной в 1977 г. За эту книгу он получил первую премию на всесоюзном конкурсе научно-популярной литературы, а спустя три года она вышла в переводе на испанский язык.

Во второй половине 60-х и в 70-е годы расширяются масштабы и тематический охват теоретических работ В. М. Котлякова – это общие проблемы гляциологии, анализ глобальной роли снежного покрова и ледников, их место в процессах взаимодействия природы и общества, определение роли льда в мировом водном балансе, вопросы баланса массы, стока и колебаний ледников, подходы к гляциологическим прогнозам. Его внимание все в большей мере привлекают вопросы районирования и картографирования снежно-ледовых явлений, систематизации знаний о нивально-гляциальных процессах, результатом которых явилась разработка проекта Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

В. М. Котляков был одним из первых, кто поддержал начальные шаги специалистов по дистанционным методам гляциологических исследований, организации глубокого бурения ледниковых щитов и изотопные исследования льда. Совместно с Ф. Г. Гордиенко он публикует монографию «Изотопная и геохимическая гляциология» (Л., 1982), в которой на обширном материале показаны возможности этих методов для палеоклиматических реконструкций. Фактической демонстрацией подобных возможностей стала грандиозная советско-французская работа по изотопно-кислородному и геохимическому анализу ледяного керна из глубокой скважины со станции «Восток» в Антарктиде и интерпретации его результатов, осветивших историю климата Земли за прошедшие 420 тыс. лет. Этой работе посвящена большая серия публикаций в ряде научных журналов в соавторстве с К. Лориусом, Д. Рейно, Е. С. Короткевичем, Н. И. Барковым и др. В работах В. М. Котлякова развиты актуальные направления гляциологии и ее разделов, лежащих на стыке с физической географией и геофизикой. Он сделал большой вклад в выяснение закономерностей метелевого переноса на равнине и в горах, в установление законов снегонакопления на ледниках, в изучение свойств полярного снега и глобальных особенностей снежного покрова, предложил гляциологическое районирование Земли, одним из первых рассчитал баланс массы антарктического ледникового покрова и включился в дискуссию о его современной эволюции. Последнее потребовало глубокого анализа роли айсбергового стока в этом балансе и взаимодействий оледенения с океаном, а также понимания антарктического климата и его изменений, включая те из них, которые можно выявить лишь изотопно-кислородными исследованиями ледяного керна. В целом в области гляциологии его работы образуют два

направления: более узкое, охватывающее научное снеговедение как часть гляциологии, и второе, более широкое, состоящее из разносторонних исследований системы взаимодействий оледенения с атмосферой и океаном.

В. М. Котляков стал инициатором ряда изданий, играющих важнейшую роль в развитии отечественной и мировой науки. Среди них журнал «Материалы гляциологических исследований», первый номер которого вышел в 1961 г., а за последующие полвека к нему добавились еще 109 выпусков. В 2010 г. вместо него начал выходить журнал «Лед и снег». Многотомный Каталог ледников СССР (108 выпусков, 1966–1982) стал центральным проектом программы Международного гидрологического десятилетия. Изданный в 1984 г. энциклопедический «Гляциологический словарь» – плод почти 20-летнего труда В. М. Котлякова, четырехязычный справочник по гляциологии, вышедший в Амстердаме. Пятиязычный академический словарь «География. Понятия и термины», многотомная аннотированная библиография советских работ по гляциологии, которую он начал еще в 1956 г.

В. М. Котляковым был предложен, разработан и реализован проект уникального Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, изданного в 1997 г.

В 80-х годах круг исследований В. М. Котлякова, возглавившего Институт географии АН СССР, существенно расширился: в его орбиту вошли работы в области общей географии и геоэкологии, по проблемам взаимодействия общества и природы и глобальных изменений окружающей среды. Являясь действительным членом Экологической академии России и Международной академии регионального развития и сотрудничества, он обосновал суть географического подхода к проблеме глобальных изменений, типологию региональных географо-экологических проблем и особенности зон и регионов экологического бедствия.

В. М. Котляков создал курс лекций по актуальным проблемам гляциологии. С 1972 г. он выступал с этими лекциями в Томском, Ташкентском, Ленинградском и Московском университетах. Краткий вариант этого курса издан в виде книги «Снег и лед в природе Земли» (М.: Наука, 1986).

Большое внимание ученый уделял популяризации географии и гляциологии. Он много раз выступал в телевизионных программах «Клуб путешественников», «Живи Земля», «Очевидное – невероятное» и др., публиковался в журналах «Природа», «Земля и вселенная», «Наука и жизнь», «Вокруг света» и др., участвовал в газетных дискуссиях по проблемам геоэкологии и рационального природопользования. Ему принадлежат несколько брошюр, выпущенных обществом «Знание», широкую известность приобрели его научно-популярные книги «Тайны ледников», «Мы живем в ледниковый период?», «Горы, льды и гипотезы», «Мир снега и льда».

В. М. Котляков являлся вице-президентом Географического общества СССР, почетным президентом РГО, председателем его Московского филиала, инициатором создания Географического общества Российской Федерации. 23 марта 1991 г. на учредительном съезде этого общества он был избран его президентом.

Особенно много сил и времени В. М. Котляков отдал делам Секции гляциологии, в которой он, до того как стал председателем в 1988 г., занимал посты ученого секретаря (со дня учреждения секции в 1961 г.) и заместителя председателя. Он был организатором всех общесоюзных гляциологических симпозиумов (I – Москва, 1961; II – Алма-Ата, 1962; III – Чолпон-Ата, 1965; IV – Приэльбрусье, 1968; V – Ташкент, 1972; VI – Алма-Ата, 1976; VII – Томск, 1980; VIII – Таллинн, 1984; IX – Тбилиси, 1988; X – Обнинск, 1993; междунар. – Ташкент, 1993; XI – Пущино, 1996; Дубна, 1998; XII – Пущино, 2000; Пущино, 2002; XIII – Санкт-Петербург, 2004; XIV – Иркутск, 2008; междунар. – Казань, 2010), всех ежегодных рабочих совещаний и школ-семинаров секции, проходивших в Москве и Подмосковье. Он организовал несколько международных гляциологических симпозиумов на территории СССР: в 1971 г. в Москве, в 1976 г. в Алма-Ате, в 1985 и 1988 гг. в Тбилиси, в 1990 г. в Ленинграде.

С 1971 г. В. М. Котляков активно включается в международное сотрудничество в области гляциологии. В этом году он избирается на трехлетний срок членом совета Международного гляциологического общества (спустя несколько лет он был избран членом совета общества еще на один срок), а также вице-президентом Комиссии снега и льда Международного геодезического и геофизического союза (МГГС). В бюро этой комиссии он проработал без перерыва 20 лет,

избираясь вице-президентом, председателем подкомиссии ледников и ледниковых покровов, а в 1987–1991 гг. – президентом комиссии. В 80-х годах В. М. Котляков также избирался вице-президентом Ассоциации гидрологических наук МГГС.

Велика его роль в организации и выполнении фундаментальных исследований в полярных регионах Земли. В 70-х годах он представлял Академию наук СССР в Координационном совете Международного антарктического гляциологического проекта, был представителем СССР в рабочей группе по гляциологии Международного комитета по антарктическим исследованиям. Был председателем Междуведомственной комиссии по изучению Антарктики, заместителем председателя Междуведомственной комиссии по изучению Арктики при Президиуме АН СССР. В 1988–1990 гг. он внес вклад в организацию Международного арктического научного комитета, представляя Советский Союз в трудной научно-организационной и дипломатической деятельности специальной комиссии, разрабатывавшей статут этой новой международной организации. С 1993 г. В. М. Котляков – президент Гляциологической ассоциации и почетный член Международного гляциологического общества.

В 90-е гг. при становлении новой международной геосферно-биосферной программы «Глобальные изменения» (МГБП) в качестве центральной кандидатура В. М. Котлякова была предложена рядом зарубежных ученых и международных научных организаций в качестве члена Специального комитета МГБП и поддержана исполкомом Международного совета научных союзов (МСНС). Это произошло в 1987 г., а в 1990 г. он был переизбран в состав Научного комитета МСНС по МГБП, образованного для руководства уже сформированной программой.

С 1987 г. он возглавлял Национальный комитет советских географов, на очередном Географическом конгрессе в Сиднее его избрали вице-президентом Международного географического союза (1988–1996). В эти же годы он был избран международным членом Грузинской и Французской академий наук, почетным членом Национального географического общества США, а также почетным членом Мексиканского, Итальянского, Грузинского и Эстонского географических обществ, членом Европейской академии (*Academia Europaea*) по специальности «география».

Академическая деятельность В. М. Котлякова не замыкалась на работе в Отделении океанологии, физики атмосферы и географии, где он занимал позиции заместителя академика-секретаря и председателя Научного совета по фундаментальным географическим и геоэкологическим проблемам. Он был заместителем председателя Национальных комитетов по МГП (Международной гидрологической программе) и по МГБП. Кроме того, он является главным редактором журналов «Известия АН СССР. Серия географическая» и «Материалы гляциологических исследований» (ныне «Лед и снег»), членом редколлегии журналов «Доклады Академии наук», «Известия РГО», «Земля и Вселенная», «Наука в России», «Криосфера Земли», а также международных журналов «Епукоптепъ», «Оео ^ои^па1», «Осеап апй Соаз1а1 Мападетеп1» и др.

Писательская деятельность юбиляра очень широка. В списке его публикаций значатся свыше 1100 наименований по сотне научных направлений, в том числе более 30 книг и брошюр. Соавторами его книг, статей, докладов стали более 500 человек, из которых примерно четверть – иностранные ученые. Особое место занимает редакторская работа

В. М. Котлякова. Он является редактором около 100 монографий советских и российских ученых по гляциологии, изданных в 1970–2010 гг. Подготовил 27 кандидатов и 8 докторов наук.

В 1989–1991 гг. В. М. Котляков был народным депутатом СССР от научных обществ и ассоциаций при АН СССР, стал членом Комитета Верховного Совета СССР по вопросам экологии и рационального использования природных ресурсов. Был одним из инициаторов принятого в ноябре 1989 г. Постановления Верховного Совета СССР «О неотложных мерах экологического оздоровления страны». С ноября 1989 г. постановлением Президиума АН СССР он был назначен председателем научноисследовательского координационного центра «Арал», а по решению Государственной комиссии по чрезвычайным ситуациям Кабинета Министров СССР – руководителем группы по разработке концепции выхода из Аральского кризиса. В.М. Котляков награжден медалью «За трудовое отличие» (1961), орденами Трудового Красного Знамени (1981), Почета (1998), «За заслуги перед Отечеством» IV степени (2007); удостоен большой золотой (Константиновской) медали и золотых медалей им. Ф. П. Литке ГО СССР (1985) и им.

Н. М. Пржевальского РГО (1996), золотой медали РАН им. Л. С. Берга; лауреат Государственной премии Российской Федерации (2001) и российской независимой премии «Триумф».

В знак признания заслуг В. М. Котлякова его именем названы два ледника у нас в Казахстане - в Заилейском Алатау (в верховьях р. Шылик) и в Жетысу Алатау (в бассейне р. Каратал).

Хорошо знающие юбиляра гляциологи и географы Казахстана вместе с гляциологической и географической общественностью мира и СНГ горячо и сердечно поздравляют дорогого Владимира Михайловича со знаменательным юбилеем и желают ему доброго здоровья и еще долгих плодотворных лет на благо любимой им науки.

Основные труды В. М. Котлякова (монографии и брошюры)

1. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: АН СССР, 1961. 246 с. Англ. пер.: The snow cover of the Antarctic and its role in the present-day glaciation of the continent. Jerusalem, 1966. 256 p.
2. Тайны ледников. М.: Знание, 1965. 62 с.
3. Мы живем в ледниковый период? Л.: Гидро- метеоиздат, 1966. 235 с.
4. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гид- рометеоиздат, 1968. 479 с.
5. Горы, льды и гипотезы. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 167 с. Исп. пер.: Ep 1oz dlaclagez йel Patk. Мозки, М1г, 1980. 216 p.
6. Проблемы гляциологии в системе взаимодействия природной среды и общества. М.: Знание, 1980. 48 с.
7. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с. (соавт. Гордиенко Ф.Г.).
8. Аннотированная библиография советской литературы по гляциологии за 25 лет (1956-1980).
9. Аннотированная библиография советской литературы по гляциологии за 25 лет (1956-1980). Ч. 2. МГИ. 1984. Вып. 49. 260 с. (соавт. Чернова Л.П.).
10. Климат Земли: прошлое, настоящее, будущее. М.: Знание, 1985. 48 с. (соавт.: Гросвальд М.Г., Кренке А.Н.).
11. Снег и лед в природе Земли. М.: Наука, 1986. 157 с.
12. Elsevier's dictionary of glaciology. Elsevier: Amsterdam-Oxford-New-York-Tokyo, 1990. 336 p. (соавт. Smolyarova N.A.).
13. Климаты прошлого из глубины ледниковых щитов. М.: Знание, 1991. 39 с. (соавт.: Гросвальд М.Г., Лориус К.).
14. Проблемы экологии России. М.: 1993. 348 с. (соавт.: Лосев К.С., Горшков В.Г., Кондратьев К.Я. и др.).
15. Оледенение Памиро-Алая. М.: Наука, 1993. 256 с. (соавт.: Рототаева О.В., Лебедева И.М., Бажев А.Б., Варнакова Г.И. и др.).
16. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
17. Аннотированная библиография советской литературы по гляциологии за 1981-1990 годы. МГИ. 1994. Вып. 78. 307 с. (соавт.: Чернова Л.П., Кунахович М.Г.).
18. Экологические проблемы: что происходит, кто виноват и что делать? Учебное пособие. М.: МНЭПУ, 1997. 328 с. (соавт.: Арский Ю.М., Данилов-Данильян В.И., Залиханов М.Ч., Кондратьев К.Я., Лосев К.С.).
19. Наука. Общество. Окружающая среда. М.: Наука, 1997. 410 с.
20. Основы изотопной геохронологии и гляциологии. М.: МГУ, 2000. 614 с. (соавт.: Васильчук Ю.К.).
21. Избранные сочинения. Кн. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 432 с.
22. Избранные сочинения. Кн. 3. География в меняющемся мире. М.: Наука, 2001. 412 с.
23. Избранные сочинения. Кн. 4. Льды, любовь и гипотезы. М.: Наука, 2001. 368 с.
24. Избранные сочинения. Кн. 5. В мире снега и льда. М.: Наука, 2002. 384 с.
25. Избранные сочинения. Кн.6. Наука – это жизнь. М.: Наука, 2003. 575 с.
26. Избранные сочинения. Кн. 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 448 с.
27. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. 482 с. (отв. ред. и соавтор).
28. Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. 366 с. (отв. ред. и соавтор).
29. География. Понятия и термины. Пятиязычный академический словарь. М.: Наука, 2007. 859 с. (соавт.: А.И. Комарова).
30. Перспективы развития отдела гляциологии Института географии РАН // Лед и снег. 2011. № 3(115). С. 13-22.

И. В. СЕВЕРСКИЙ, академик НАН РК,
Е. Н. ВИЛЕСОВ, профессор КазНУ им. аль-Фараби

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора.....	3
Гляциология	
<i>Вилесов Е. Н.</i> О соотношении баланса массы опорных ледников и оледенения целостных ледниковых систем....	4
<i>Северский И. В., Шестерова И. Н.</i> Влияние деградации горного оледенения на гидрологический режим и водные ресурсы.....	9
<i>Северский И. В.</i> О перспективах изменения водных ресурсов вследствие деградации оледенения.....	17
<i>Горбунов А. П.</i> Каменные глетчеры Казахстанского Алтая.....	23
Гидрология	
<i>Пивень Е. Н.</i> Поверхностные возобновляемые водные ресурсы бассейна озера Балкаш.....	27
<i>Мехбалиев М. М.</i> Сравнительный морфометрический анализ структуры речной системы, проведенный традиционными методами и с применением ГИС-технологии (на примере реки Пирсаат Азербайджанской Республики).....	37
Рекреационная география	
<i>Гуляева Т. С.</i> Возможности развития агротуризма в Казахстане.....	43
<i>Мехбалиев М. М.</i> ГИС-технологии и их роль в организации геотуризма.....	48
Методика	
<i>Медеу А. Р., Киренская Т. Л.</i> Синергетический подход к оценке и картографированию селеопасности.....	55
<i>Медеу А. Р., Плохих Р. В.</i> Методологические основы экологических оценки и картографирования.....	64
Ландшафтоведение	
<i>Благовещенский В. П., Благовещенская О. В., Гуляева Т. С., Кокарев А. Л.</i> Ландшафтные исследования на леднике Богдановича.....	71
Юбилейные даты	
Глазовская М. А. (К 100-летию со дня рождения).....	81
Макаревич К. Г. (К 90-летию со дня рождения).....	83
Котляков В. М. (К 80-летию со дня рождения).....	86

Редактор *Т. Н. Кривобокова*
Верстка на компьютере *Д. Н. Калкабековой*

Подписано в печать 24.01.2012.
Формат 60x88¹/₈. Бумага офсетная.
Печать – ризограф. 5,75 п.л. Тираж 300.