

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

АО «Национальный научно-технологический холдинг “ПАРАСАТ”»

Институт географии

А. Р. Медеу

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОГО
КАЗАХСТАНА

ОСНОВЫ УПРАВЛЕНИЯ

Т о м 1

Алматы
2011

MINISTRY OF EDUCATION AND SCIENCE
REPUBLIC OF KAZAKHSTAN
JSC «National scientific and technological holding “PARASAT”»
Institute of geography

A. R. Medeu

MUDFLOW PHENOMENA
IN THE SOUTHEAST
KAZAKHSTAN

MANAGEMENT BASICS

Volume 1

Almaty
2011

УДК 551.4(07)
ББК 26.35я7
М 42

*Утверждено к печати Ученым советом
ТОО «Институт географии» АО «ННТХ “Парасат”»*

Редакторы:

академик НАН РК, доктор географических наук, профессор *И. В. СЕВЕРСКИЙ*,
член-корр. ИА РК, доктор технических наук *Т. А. БАЙМОЛДАЕВ*,
кандидат географических наук *Т. Л. КИРЕНСКАЯ*

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор *А. П. ГОРБУНОВ*,
доктор географических наук, профессор *Б. С. СТЕПАНОВ*,
академик МАНЭБ, кандидат географических наук *П. А. ПЛЕХАНОВ*

Медеу А. Р.

М 42 Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Основы управления. — Алматы, 2011. Т. 1. — 284 с.

ISBN 978-601-7150-26-6

Рассмотрены научные и прикладные аспекты управления селевыми процессами на основе комплексного изучения системы селеформирующей среды и селе-технических сооружений для обеспечения безопасности населения и социально-экономических объектов.

Книга рассчитана на географов, инженеров-геологов, работников проектных организаций. Она может быть полезна студентам, аспирантам и преподавателям высших учебных заведений.

Библиогр. 258 назв. Ил. 71. Табл. 11.

ББК 26.35я7

ISBN 978-601-7150-26-6

© Медеу А.Р., 2011

UDK 551.4(07)
BBK 26.35я7
М 42

*Approved for publication by Scientific Council
of the «Institute of Geography» LLP of the «Parasat» NSTH» JSC*

E d i t o r s:

I. V. SEVERSKIY, Academician of National Academy of Sciences
of the Republic of Kazakhstan, Doctor of Science in Geography, Professor,
T. A. BAYMOLDAEV, Corresponding Member of Engineering Academy
of the Republic of Kazakhstan, Doctor of Technical Sciences
T. L. KIRENSKAYA, Candidate of Science in Geography

R e v i e w e r s:

A. P. GORBUNOV, Doctor of Science in Geography, Professor,
B. S. STEPANOV, Doctor of Science in Geography,
P. A. PLEKHANOV, Candidate of Science in Geography, Academician of IAEMNPS

Medeu A.R.

М 42 Mudflow phenomena in the Southeast Kazakhstan: Management basics. —
Almaty, 2011. V. 1. — 284 p.

ISBN 978-601-7150-26-6

Scientific and applied aspects of the management of mudflow processes on the basis of integrated research of the system of mudflow-forming environment and mudflow-preventive constructions are considered for the protection of the population as well as social and economic objects.

The book is intended for the geographers, engineers-geologists, designing firms. It can be useful for the students, post-graduate students, and lecturers.

Bibliogr. 258 names. Il. 71. Tabl. 11.

BBK 26.35я7

ISBN 978-601-7150-26-6

© Medeu A.R., 2011

*Памяти отца
Рахматоллы Шарипулы Медеу
посвящается*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди грозных стихийных явлений, причиняющих громадный материальный ущерб и сопровождающихся нередко жертвами, едва ли не одно из первых мест занимают сели. Они имеют локальный характер проявления, как правило, внезапны и кратковременны, зачастую сопровождаются катастрофическими последствиями. Разрушительному воздействию селевых потоков подвержены многие горные районы Кавказа, Закавказья, среднеазиатских республик, в том числе и Казахстана.

Горы Казахского орогенного пояса представляют собой важный элемент природно-хозяйственной системы. Вместе с тем горы – это область формирования разрушительных селей, в зоне действия которых расположен ряд населенных пунктов, в том числе и южная столица республики – г. Алматы, многочисленные хозяйственные объекты и богатые земельные угодья.

В республике насчитывается свыше 900 активных селевых бассейнов, где с 1841 г. было зарегистрировано 800 селепроявлений, в том числе более 10 катастрофических. Ряд селевых потоков сопровождается жертвами и огромным материальным ущербом. В этом отношении особенно памятны селевые потоки в долине р. Киши Алматы в 1921 и 1973 гг. Поэтому исследования проблемы управления селевыми процессами являются актуальными. Этим вопросам посвящен ряд правительственных постановлений Казахстана. Важность проблемы признана Генеральной Ассамблеей ООН, принявшей в 1989 г. программу Международного десятилетия (1991–2000 гг.) по сокращению опасности стихийных бедствий. Конференция ООН по окружающей среде и развитию (UNISED) (2-14.07.1992) в «Повестке на XXI век» большое значение придает управлению опасными стихийными явлениями посредством создания научно обоснованных технических и организационных предпосылок для их предотвращения и смягчения последствий. Переход к безопасному и устойчивому развитию становится одним из приоритетных направлений Стратегии развития Казахстана. Реализация его заложена в долгосрочной стратегии «Казахстан-2030». Первые итоги ее и дальнейшие перспективы обсуждены на Всемирном саммите «Рио+10» в Иоханнесбурге в 2002 г.

Книга состоит из двух частей, отражающих научные и прикладные основы управления селевыми процессами применительно к сейсмоактивным горным геосистемам Казахстана. Первая часть посвящена научным основам обеспечения управления и содержит обширную информацию – результаты обобщения фактических данных многолетних экспедиционных работ в горных районах Юго-Восточного Казахстана и переосмысления достижений в этой области знания. Основные закономерности формирования селевых

явлений и определение степени селевой опасности на региональной основе в совокупности составляют первое звено процесса управления — базу знаний. С типологической позиции специальными картографическими построениями обосновываются типы катастрофических селепроявлений и сопутствующих склоновых геодинамических процессов, а также очагов зарождения и механизмов развития селей, климатические, почвенные и геолого-геоморфологические, нео- и сейсмостектонические факторы селеформирования. На основе комплексного изучения условий формирования селей и пространственного положения очагов их зарождения проводится дифференциация селей по высотным зонам, что позволило автору с учетом генетических и динамических параметров исследованных и прогнозируемых селепроявлений дать прогнозную оценку степени селевого риска конкретных горных территорий Казахского орогенного пояса.

Вторая часть работы имеет прикладной управленческий аспект — основу действия, содержит исходные теоретические, методические принципы и критерии, рекомендации по оптимизации селезащитных мероприятий. Тем не менее эта работа охватывает не все вопросы, связанные с селевыми явлениями, и не претендует на решение сложной и многоаспектной задачи управления селевыми процессами, а рассматривает научные и научно-прикладные основы этой проблемы*. Она является продолжением книг «Сели Казахстана» (А. Медеуов, Н. Ф. Колотилин, В. А. Керемкулов), «Селевые явления сейсмоактивных территорий Казахстана. Проблемы управления» (А. Р. Медеуов, М. Т. Нурланов), изданных в 1993 и 1966 гг. В книге в основном представлены обобщения исследований автора проблемы обеспечения селебезопасности на начало XXI века и фрагментарно — тенденции новых направлений исследований. В настоящее время они развиваются с позиции оценки и управления селевыми рисками и будут представлены в последующих монографиях.

До 80-х годов прошлого столетия практически все страны в своей политике безопасности первостепенное внимание уделяли ликвидации последствий, создавая национальные системы спасения в условиях стихийных бедствий. Опыт ликвидации последствий стихийных бедствий свидетельствовал о том, что, несмотря на совершенствование технических и организационных мер ликвидации последствий природных катастроф, дальнейшие усилия в этом направлении для повышения безопасности населения, хозяйственных объектов и окружающей среды становятся все менее эффективными. Экономике даже высокоразвитых стран не в состоянии увеличивать финансирование работ по ликвидации последствий природных стихий и восполнять потери от них. В силу этого была осознана необходимость сменить акцент

* Проблема управления селевыми процессами в конце 80-х и в начале 90-х годов прошлого столетия не воспринималась многими учеными и специалистами и в том числе селевиками, и считалось, что научные исследования, выполняемые в этом плане, не имеют перспективы. Но жизнь доказала обратное. В настоящее время проблема управления опасными процессами поднята на международный уровень. Она рассматривается как системный подход к обеспечению безопасности в зонах развития природных и техногенных опасностей.

государственной политики в сторону предупреждения стихийных бедствий, формирования политики по предупреждению стихийных бедствий, направленной на снижение риска и смягчение последствий, ибо предотвращать и предупреждать об угрозе более эффективно, чем спасать в условиях возникших ЧС и ликвидировать разрушительные последствия.

В настоящее время в Институте географии разрабатывается новая парадигма обеспечения селебезопасности — управление идентифицированными и оцененными селевыми рисками на принципе разумной достаточности, разделения ответственности между государством, населением и хозяйствующими субъектами. Эти актуальные вопросы, связанные с оценкой селебезопасности, будут рассмотрены в монографии «Селевые явления Юго-Восточного Казахстана», которая состоит из четырех томов:

Т. 1. Основы управления.

Т. 2. Оценка и управление рисками.

Т. 3. Селевые процессы и селетехнические сооружения.

Т. 4. Антология селей и история исследований.

В процессе работы над этой книгой в той или иной степени использованы материалы исследований Н. Ф. Колотилина, В. Н. Вардугина, Т. А. Баймолдаева, А. П. Плеханова, К. А. Сулейменова, В. А. Керемкулова, Т. Л. Киренской. Автор выражает им свою искреннюю благодарность, а также признателен сотрудникам лабораторий геоморфологии и геоинформационных систем института за постоянную помощь и поддержку. Особую признательность автор выражает академику НАН РК И. В. Северскому и известным ученым А. П. Горбунову, Э. И. Нурмамбетову, Т. Л. Киренской, которые высказали ценные предложения по улучшению содержания книги, а также В. Н. Винохову и В. П. Благовещенскому за предоставленные ими серии фотоматериалов.

И, наконец, хочу выразить большую признательность своим близким: супруге Аскаровой М. А., д.г.н., сыновьям Медеу А. А., д.э.н. и Медеу Е. А., имеющего степень МВА, за их интерес и постоянную поддержку моих исследований.



**ПРОБЛЕМЫ
УПРАВЛЕНИЯ
СЕЛЕВЫМИ
ПРОЦЕССАМИ**

Часть I

Глава 1

РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ ГЕОСИСТЕМ СЕЛЕФОРМИРУЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА УПРАВЛЕНИЯ СЕЛЕВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

1.1. Информационные оценочные параметры компонентов природной среды селеформирующих территорий

Районы наиболее активных селепроявлений в Казахстане, охватывающие в основном периферию юга и юго-востока республики, приурочены к постгеосинклинальным и эпиплатформенным областям, подвергшимся активизации, связанной с несколькими этапами тектонической деятельности, главным образом альпийским орогенезом. На юге и юго-востоке страны выделяется несколько самостоятельных селеопасных гор: Казахстанский Алтай, Сауыр-Тарбагатай, Жетысу Алатау и ряд хребтов, представляющих крайние северные дуги Тянь-Шаня (рис. 1), к которым относятся Иле Алатау, Кетпен, Терискей и Кунгей Алатау, Киргизский хребет (на казахстанской части территории), Каратау. Максимальные гипсометрические уровни отмеченных горных систем варьируют в интервалах высот 1500–5000 м (абс.). Случаи прохождения сравнительно маломощных селей и отдельных паводков зафиксированы также в Шу-Илейских горах и небольших по площади бассейнах Киндиктаса. В последнее время к числу селеопасных отнесены также некоторые районы аридных областей, бедных атмосферными осадками, такие, как Горный Мангистау и отдельные участки чинков Мангистауского плато на восточном побережье Каспийского моря. В общей сложности около 70 % горных районов республики принадлежит к категориям средней и высокой селеопасности.

По параметрам поверхностного стока горная территория Юго-Восточного Казахстана относится к области питания основной речной системы региона. Выделяются бассейны рек Сырдарии, Шу, Иле, Каратала, Ертиса и многих небольших гидросистем. Речная сеть обычно выражена перистым типом.

По условиям питания и гидрологическому режиму выделяются три типа рек: горный, предгорный и равнинный.

Реки горного типа имеют истоки в области ледников и высоких гор. В общем балансе их питания главную роль играют талые воды ледников и атмосферные осадки. В годовом разрезе гидрографа четко выделяются два типа паводковых пика: весенний, обусловленный интенсивным таянием снежного покрова в мае, и летний, связанный с активным периодом ледниковой абляции во второй половине июля – начале августа. Наиболее высокой активностью и энергией селепроявления отличаются реки Иле Алатау и Жетысу Алатау.

Реки предгорного типа имеют преимущественно родниковое и атмосферное питание и формируются обычно на высотах 1000–2000 м. Как правило, максимум их паводковых расходов связан с таянием снежного покрова и выпадением дождевых осадков в весеннее и летнее время. Большинство из них не доносит воды до постоянного базиса эрозии и представляет определенную селевую опасность для объектов земледелия.

Реки равнинного типа «карасу» зарождаются в нижнем ярусе предгорий, на высотах менее 1000 м по периферии предгорных шлейфов. Режим их относительно устойчив с незначительными колебаниями, совпадающими по времени с наступлением схода снежного покрова, а также выпадением дождей.

Все основные водные артерии Юго-Восточного Казахстана, за исключением р. Ертис, принадлежат к трем бессточным бассейнам Азиатского материка: Аральскому, Балкашскому и Иссык-Кульскому.

При достаточно полном орографическом разрезе в условиях горных районов Юго-Восточного Казахстана обычно наблюдается закономерная последовательность замещения климатических зон в восходящем порядке от континентального климата предгорных равнин до субнивального климата высокогорий включительно. В некоторых высотных интервалах встречаются переходные климатические градации.

Континентальный климат предгорных равнин отличается довольно резкими абсолютными амплитудами температурных колебаний и умеренным, по сравнению с вышележащими климатическими поясами, количеством осадков от 200–250 до 420–450 мм. Лето здесь жаркое, с максимальными температурами воздуха 35–40 °С. Зимы обычно умеренно холодные (температура минус 20–25 °С). В северо-восточной части региона абсолютный минимум температур зимнего периода достигает минус 45 °С.

Климат средне- и низкогорья по некоторым показателям в известной мере приближается к типам климата умеренных широт, в то же время имеет специфические отличия, присущие горным районам. Для него характерны менее резкие амплитуды температурных колебаний, обычно не превышающие 50–55 °С, прохладное лето и умеренно теплая зима. Годовое количество осадков достигает максимальных значений (600–800 мм при экстремумах 1000–1200 мм). Большая часть из них (около 70 %) выпадает в жидкой фазе, приурочиваясь к теплым сезонам года. В осенний и летний периоды нередко проходят мощные грозовые ливни, стимулирующие паводковую, а во многих случаях и селевую деятельность.

Отличительными чертами большинства высотно-климатических зон являются горно-долинный тип ветровой циркуляции с правильным полусуточным чередованием, относительная стабильность аэротермического градиента 0,6–0,7 °С и температурные инверсии зимнего периода. Климатические особенности играют заметную роль в формировании компонентов ландшафтов и общей направленности развития современных экзогенных процессов в горных районах Юго-Восточного Казахстана.

Горные геосистемы Юго-Восточного Казахстана в общем структурном плане представляют собой палеозойские и более древние складчатые соору-

жения, почти полностью сnivelированные в мезозое до стадии пенеплена и затем значительно активизированные в неоген-четвертичное время. В период альпийского орогенеза наряду со сводовыми поднятиями происходили и дифференцированные глыбовые перемещения. В результате ранее пенепленизированные участки оказались поднятыми на высоту до 4200 м. Эти величины сопоставимы с данными, характерными для Большого Кавказа (3900 м).

Поднятия сопровождались эрозионным расчленением первоначально равнинной поверхности и образованием высокогорного крутосклонного рельефа, к которому примыкают более низкие ярусы. Почти для всех горных систем Юго-Восточного Казахстана характерно сочетание плоских реликтовых форм, расположенных в различных высотных интервалах, с более молодыми, сильно расчлененными.

Зоны поднятия горных массивов в течение четвертичного времени последовательно расширялись; и ряд территорий, ранее находившихся в областях аккумуляции, также был вовлечен в поднятие. В результате образовался пояс так называемых «прилавок» (предгорий), или адыров, сложенных в Тянь-Шане, Жетысу Алатау и Тарбагатае преимущественно лёссовыми и валунно-галечными породами. Своеобразный план строения — чередование впадин и поднятий в общих чертах повторяется в перечисленных отдельных горных системах.

Высоты хребтов южных и юго-восточных окраин Казахстана достигают, м: Иле Алатау — 5000, Жетысу Алатау — 4600, хребты Казахстанского Алтая — 3900, Сауыр-Тарбагатай — 3800, Кетпен — 3600, Каратау — 2100, Шу-Илейские горы — 1300.

В пределах Казахстанского Алтая, Жетысу Алатау и наиболее высоких горных сооружений Северного Тянь-Шаня довольно широко развито современное оледенение.

Все рассматриваемые горные системы имеют определенные геолого-структурные различия. Так, северные хребты Тянь-Шаня в значительной части могут быть отнесены к каледонским структурам, которые согласно схеме тектонического районирования А. А. Абдуллина и др. [1] входят в состав Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы Урало-Монгольского пояса.

Жетысу Алатау по тектоническим и стратиграфическим особенностям в большей части принадлежит к структурам герцинской складчатости. Таким образом, горные области Южного Казахстана в основном представляют собой палеозойские сооружения, претерпевшие ряд изменений в течение длительного периода геологического развития, которые выразились в преобразовании форм земной поверхности под влиянием тектонических факторов, проявлении различных типов магматизма на определенных этапах и смене условий осадконакопления.

Отсутствие ясности взаимоотношений осадочных пород с изверженными в ряде случаев подчас затрудняет восстановление общей картины течения указанных процессов во времени. Тем не менее имеющийся материал до некоторой степени освещает наиболее существенные моменты геологической истории горных районов Юго-Восточного Казахстана.

Наличие мощных толщ метаморфизированных пород среди докембрийских отложений дает основание считать, что в начале протерозоя земная кора имела континентальный характер.

В каледонское время территория, ныне занимаемая северными хребтами Тянь-Шаня, была вовлечена в поднятие, сопровождавшееся интенсивной складчатостью широтного направления и активным проявлением магматической деятельности, которой обусловлены гранитоидные интрузии, широко развитые в центральной и западной частях Иле Алатау.

В девоне намечается постепенное опускание суши, которое к концу его значительно расширяется и уже в раннем карбоне отмечается интенсивная вулканическая деятельность в условиях относительно глубоководных морских бассейнов. Средний карбон – период крупных горообразовательных процессов. Территория северных хребтов Тянь-Шаня вновь испытала поднятие, осложненное разрывами преобладающего широтного направления, при одновременном внедрении изверженных пород. В Северо-Жонгарской мегагеосинклинали к этому времени начинается орогенный этап с последующей консолидацией орогена в верхней перми. В мезозое и в течение палеогена, исходя из общей геологической истории Тянь-Шаня и Жетысу Алатау, эти районы испытали континентальное развитие, став ареной интенсивной деятельности денудационных процессов.

К концу палеогена значительная часть описываемой территории претерпела сильную денудацию и на обширных пространствах господствовали выравненные поверхности. Возможно, что только на локальных участках осевых зон древних поднятий продолжали существовать невысокие, сильно денудированные горные группы, явившиеся впоследствии ядрами формирования центральных, наиболее возвышенных участков альпийского рельефа.

В конце палеогена и начале неогена начинается следующая эпоха геологической истории Юго-Восточного Казахстана – эпоха новейшего складкообразования и одновременного поднятия гор, их эрозионного расчленения и аккумуляции осадков во впадинах.

Однако в формировании орографических структур Тянь-Шаня в их современном виде основное значение имели процессы, обусловившие накопление неоген-четвертичных отложений и продолжающиеся по настоящее время, т.е. новейшая тектоника.

О характере структур, созданных новейшими тектоническими движениями, позволяют судить следующие факторы: 1) признаки изгиба обширных участков – выровненного рельефа в области высокогорья в восточной части Иле Алатау; 2) ясно обнаруживающиеся наклоны отдельных участков выровненной вершинной поверхности хребта Кетпен и ее сводообразный изгиб в Жетысу Алатау; 3) наклон и изгибание древней поверхности выравнивания хребта Киргизский Алатау.

Д. Н. Казанли [2], изучавший в 1946–1948 гг. новейшие движения, пришел к выводу, что поднятия Иле Алатау только в четвертичное время (начиная от минделя) составили около 50 % их общей величины. Движения с максимальной амплитудой имели место в центральной части Иле Алатау.

В районе Талгарского горного узла интенсивность современных движений положительного знака — 100 мм/год [3, 4]. Поднятия горных районов Юго-Восточного Казахстана продолжаются, доказательством чего также служат: 1) высокая сейсмичность всего региона; 2) резко выраженные признаки молодой эрозии в горах; 3) последовательный размыв реками своих отложений в предгорных равнинах.

Новейшие орогенические движения, по мнению С. С. Шульца [5], послужили основой создания современного рельефа гор. В геоморфологическом отношении все горные области Юго-Восточного Казахстана несут яркие черты ярусного строения. Различные типы рельефа сменяют друг друга в вертикальном профиле, создавая закономерную совокупность форм. В Иле и Жетысу Алатау и ряде других хребтов для ярусного строения характерно наличие гляциального рельефа (площадь его составляет 12 % от всей площади горного поднятия).

В рельефе Илейского хребта и Кунгей Алатау, разделенных между собой двумя субширотно вытянутыми впадинами, много общего. Южные склоны хребтов короткие и крутые, северные несколько положе и отличаются гораздо большей протяженностью. В высокогорной части хребтов развит скально-ледниковый рельеф альпийского облика. Средне- и низкогорные типы рельефа Иле Алатау сочленяются с окаймляющими их предгорными равнинами. Наиболее приподнятым в этой горной системе является Шелек-Кеминский горный узел, максимальные высоты которого достигают 5000 м.

Западное окончание виргации казахстанской части Северного Тянь-Шаня представляют веерообразно расходящиеся среднегорные отроги Талас Алатау (хребты Каржантау, Огем, Коксу). К северо-западу от основной горной цепи протягивается хребет Каратау, который характеризуется относительно мягкими и сглаженными контурами рельефа и обширными фрагментами поверхности выравнивания. Рельеф Каратау преимущественно низкогорный (до 1500 м), с отдельными участками среднегорья. Кульминационные точки хребта не превышают 2200 м.

Средняя часть Северного Тянь-Шаня выражена двумя высокогорными хребтами — Таласским и Киргизским Алатау, снежно-ледниковые вершины которых соответственно поднимаются более чем на 4200 и 3800 м над уровнем моря. Между ними заложена широкая открытая в сторону Шуйской впадины Таласская депрессия. Хребет Киргизский Алатау, входящий в пределы Казахстана западной частью своего северного склона, разделяется по структуре на два отрезка. Узкая полоса северного склона в западной части характеризуется развитием крутосклонного рельефа, резко поднимающегося над предгорной равниной. Восточнее, где северный склон значительно шире, ярусность рельефа представляет более сложную картину. Верхний ярус образован расчлененным гляциальным рельефом, постепенно переходящим в выравненные поверхности высокогорья. Крутосклонный рельеф обрамляет центральные части хребта. По периферии он сменяется рельефом средне- и низкогорного облика с мягкими контурами и узкой полосой предгорий.

Отроги хребта Териской Алатау на территории Казахстана характеризуются преимущественно высокогорным и среднегорным рельефом. Южнее, на границе с Кыргызстаном и Китаем, уже в Центральном Тянь-Шане, располагается один из крупнейших узлов горного оледенения – Хан Танири, высочайшая точка которого достигает 7439 м.

Восточная виргация периферийной части Северного Тянь-Шаня на территории Казахстана заканчивается горным поднятием Кетменского хребта с его южной ветвью – Каратау. Для них характерны большая крутизна склонов северной и южной экспозиции, сравнительно глубокое расчленение, наличие широкой слабоволнистой вершинной поверхности, повышающейся на восток от 3000 до 3600 м, и отсутствие признаков современного оледенения.

Горные системы Северного Тянь-Шаня отделены от Жетысу Алатау продольной субширотной Илейской впадиной.

Основу Жетысу Алатау составляют два крупных субширотно ориентированных поднятия – северный и южный хребты, смыкающиеся в горный узел в верховьях рек Коксу, Боротала.

Рельеф Жетысу Алатау так же, как и во многих районах Северного Тянь-Шаня, отличается сложным многоярусным строением с максимальными гипсометрическими уровнями, зачастую превосходящими 4000 м.

В осевых частях основных горных сооружений на отметках свыше 3200 м широко развито современное оледенение. Ниже, до гипсометрических уровней порядка 2000 м, отчетливо фиксируются следы древних оледенений в виде многочисленных скульптурных и аккумулятивных форм.

В нисходящем порядке от скально-ледникового высокогорья последовательно развиваются высокогорный, крутосклонный и относительно пологосклонный средне- и низкогорный рельеф. Жетысу Алатау от других горных систем отличают широкое развитие во внутренних частях сглаженного, слабоволнистого рельефа, и свойственное только ему чередование ступенчато расположенных хребтов соподчиненных порядков с межгорными впадинами.

В характере проявления прямолинейности и ступенчатости самих хребтов во многих случаях устанавливается закономерная связь с новейшими тектоническими дизъюнкциями, особенно в зонах сочленения крупных положительных структур и межгорных впадин.

К северо-востоку от Жетысу Алатау располагаются горные системы Сауыр-Тарбагатай и Казахстанского Алтая. Большая часть территории их имеет гипсометрические отметки 1000–2500 м, и лишь на крайнем востоке, где наблюдаются современные ледники, максимальные высоты достигают 4500 м (г. Белуха). Высокогорный рельеф альпийского облика фиксируется, кроме того, в Южном Алтае и Сауыре на отметках выше 3000 м.

Среднегорный рельеф, широко развитый и на Алтае, и на Тарбагатае, обычно окружен массивами низкогорья, которые к северу и северо-западу плавно переходят в мелкосопочник и пологоволнистую денудационную равнину. В верхних ландшафтных поясах гор также сосредоточены большие запасы рыхлообломочного материала. Он, подготовленный, главным образом, процессами морозного выветривания, перемещается в виде камнепадов и

обвалов, транспортируется водными потоками, а в весенне-зимнее время снежными лавинами.

Интенсификации перемещения гляциальных отложений обычно способствует ряд факторов, в частности значительное промачивание рыхлообломочного материала талыми водами ледников и снежников, высокие амплитуды температурных колебаний, криогенные процессы в толщах современных, а также древних морен и, наконец, эпизодическое выпадение ливневых или дождевых осадков. На поверхности современных морен термокарстовые формы нередко представлены крупными воронками и ложбинами, которые часто служат ложем моренных озер.

Таким образом, разнообразие природных условий гор Юго-Восточного Казахстана определяет формирование селей различных генетических типов и особенности их пространственного распространения. Изучение наиболее представительных форм проявления селей, в плане закономерности их формирования, является необходимым условием, обеспечивающим управление селевыми процессами.

1.2. Концептуальная основа управления селевыми процессами

Сели причиняют огромный материальный и моральный ущерб. Масштабы борьбы с селевыми явлениями и горной эрозией почв пока не отвечают сегодняшним запросам. Во многом это объясняется тем, что в практике противоселевого строительства нет надежно апробированных экономических мер борьбы, отсутствуют научно обоснованные рекомендации по проектированию инженерных сооружений, слабо используется опыт уже осуществленных сооружений и мероприятий, а самое главное, до настоящего времени не проводились исследования по управлению селевыми процессами. Однако систематически научно-исследовательские работы ведутся более 50 лет. Опубликованные и фондовые данные позволяют выделить следующие проблемные вопросы по изучению селевых явлений:

1. Уточнение географии распространения селевых процессов (М. М. Айзенберг, С. В. Ашуров, А. И. Шеко, Н. В. Думитрашко, Б. А. Будагов, Н. Ф. Колотилин, А. С. Бочкарев, А. Р. Медеу, Т. Л. Киренская, В. Н. Вардугин, Р. В. Хонин, В. Ф. Перов, В. П. Пушкаренко, М. С. Гагошидзе, Э. Д. Церетели, А. Н. Олиферов и др.).

2. Анализ факторов формирования селевых потоков (М. С. Гагошидзе, А. И. Шеко, Т. Мустафакулов, В. Ф. Перов, В. П. Пушкаренко, С. П. Кавецкий, Н. Ф. Колотилин, А. Р. Медеу, В. П. Бочкарев, Т. Л. Киренская, Р. Г. Голубов, В. В. Голубцов, А. П. Горбунов, В. Н. Виноходов, А. Н. Олиферов, Э. Д. Церетели, А. С. Бочкарев, Б. А. Будагов, В. Н. Вардугин, А. А. Энгельс, Г. А. Токмагамбетов, П. А. Плеханов, М. Ж. Жандаев, К. А. Сулейменов и др.).

3. Исследование динамики селевых потоков (М. А. Великанов, М. С. Гагошидзе, Б. С. Степанов, В. А. Керемкулов, В. И. Тевзадзе, Г. И. Тер-Степанян, А. С. Деговец, Э. Р. Козьминых и др.).

4. Разработка зависимостей активности селевых потоков от факторов селеобразования (Г. В. Иванов, И. П. Смирнов, С. М. Флейшман, Ю. Б. Виноградов, В. П. Мочалов, В. С. Крупнодеров, Б. С. Степанов, В. А. Керемкулов, В. Ф. Перов, В. П. Пушкаренко, Н. В. Попов и др.).

5. Натурное и лабораторное исследование селевых процессов (М. А. Великанов, И. В. Егизаров, Г. В. Иванов, И. П. Смирнов, В. С. Крупнодеров, Ю. Б. Виноградов, В. П. Мочалов, Т. Х. Ахмедов, В. Н. Виноходов, Г. В. Квасов, Б. С. Степанов, А. Н. Олиферов и др.).

6. Пространственные и временные прогнозы селей (С. П. Кавецкий, В. В. Голубцов, А. П. Горбунов, Р. С. Голубов, В. Р. Рындина, А. И. Шеко, Т. Мустафакулов, Ю. Б. Виноградов, А. Н. Олиферов, А. Р. Медеу, П. П. Пушкаренко, Г. А. Токмагамбетов, П. А. Плеханов, С. М. Флейшман, А. И. Зак, Т. Л. Киренская, Е. А. Таланов и др.).

7. Разработка типовых конструкций противоселевых сооружений (М. С. Гагошидзе, И. И. Херхеулидзе, И. П. Смирнов, А. Э. Земс, Т. Х. Ахмедов, К. М. Никитина, Р. Э. Козьминых, А. С. Деговец и др.).

Исследования по селевой проблеме проводились научными учреждениями: бывшим Главным управлением гидрометслужбы СССР (КазНИГМИ, ЗакНИГМИ, УкрНИГМИ и др.), бывшим Министерством геологии (ВСЕГИНГЕО, Гидроингео, ИМП УССР), Казглавселезащитой, Министерством мелиорации и водного хозяйства (ГрузНИИГиМ, АрмНИИВПиГ и др.), проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ, академическими институтами (географии, геологических наук МОН РК).

За последние 60 лет имеются определенные успехи в изучении селевых бассейнов, селей и организации борьбы с ними.

Изучена природа селевых явлений, раскрыт механизм формирования и движения селевых потоков различного генезиса (ливневого, гляциального, смешанного) и различных структурно-реологических типов, исследованы физико-механические свойства селевой массы. Проведена большая работа по оценке селеопасности горных территорий, на основе которой различными ведомственными и научно-исследовательскими учреждениями составлены обзорная карта селевых районов СНГ, среднемасштабные и крупномасштабные карты селеопасных районов страны, а также каталоги и справочная литература по селеопасным территориям, сформулированы основные требования к составлению селевых карт, разработаны методы фонового регионального прогноза селей, установлены критерии формирования селей ливневого и гляциального генезиса, методы определения количественных характеристик селевых потоков (объем селей, скорость их движения, плотность и насыщенность селевых потоков твердым материалом и др.).

Подготовлен ряд общих методических документов по селевой проблеме (методические указания по изучению селевых потоков, указания по учету и оценке ущерба от прохождения селей и др.).

Создаются новые устройства для автоматического измерения характеристик селевых потоков в процессе их движения, а также устройства для автоматического предупреждения о движущемся селевом потоке.

Разработаны новые конструкции противоселевых сооружений, а также новые профилактические и агролесомелиоративные противоселевые мероприятия. Определены основные принципы проектирования железных и автомобильных дорог, магистральных каналов в селевых районах, установлены требования к селепропускным сооружениям. Разработаны первые проекты нормативных документов для проектирования противоселевых инженерных сооружений.

Анализ полученных результатов показывает, что они далеко не равнозначны. Наибольшие успехи достигнуты при решении вопросов, касающихся природы селевых явлений и определения их качественных характеристик. Результаты определения количественных характеристик селевых потоков значительно скромнее. До настоящего времени нет единых нормативных документов по проектированию противоселевых мероприятий. Первые попытки создания внутриведомственных нормативных указаний для противоселевого проектирования осуществлены более 30 лет назад.

Отсутствие единых научно обоснованных норм для противоселевого проектирования, четких указаний, регламентирующих строительство селезащитных сооружений и проведение различных противоселевых мероприятий, а также методик по геолого-геоморфологическому обоснованию, отразилось на состоянии противоселевого строительства.

Имеющиеся упущения в плане систематизированного представления и увязывания проблемы – селеобразующая среда и селетехнические сооружения – не способствовали выработке генеральной линии по управлению селевыми процессами. В связи с этим актуальность разработки научных основ такой проблемы вполне очевидна, если учесть, что горные экосистемы в настоящее время испытывают большую антропогенную нагрузку в результате интенсивной деградации естественных ландшафтов и усиления селевых и других опасных экзогеодинамических процессов.

Конференция ООН по окружающей среде и развитию (UNISED) 2-14 июля 1992 г. в «Повестке на XXI век» большое значение придает проблеме управления хрупкими экосистемами гор. Наибольшее значение в этой программе уделяется все более активизирующимся экзогенным процессам, которые могут иметь катастрофические последствия для населения и хозяйственных объектов, расположенных в горных долинах и предгорьях. Поэтому необходимое условие управления особо опасными экзогенными процессами включает принятие комплексной программы безопасности населения как горной части селеопасных речных бассейнов, так и предгорных территорий. Исходя из «Повестки на XXI век» в худшем варианте предлагается создать технические и организационные предпосылки для предотвращения и смягчения последствий природных бедствий, в лучшем – организовать гарантированные мероприятия от разрушительного воздействия селевых потоков через комплекс технических решений на основе всестороннего знания характера самого процесса.

Таким образом, главной, стержневой задачей управленческих воздействий на селевые и другие особо опасные экзогенные процессы, несомненно, является обеспечение безопасности жизни людей, хозяйственных и других объектов.

Что следует понимать под управлением, особенно, если это касается природных процессов? Управление – это наука. В зависимости от решаемой задачи и объекта она имеет различные аспекты.

Следует отметить, что любой процесс в природе развивается и протекает по некоторым присущим ему закономерностям. На естественный ход его развития, в силу определенных обстоятельств, осуществляется целенаправленное воздействие. В результате этого происходят различные, в большей части планируемые отклонения. Другими словами, происходит некоторое заранее определенное отклонение естественного хода процесса в желаемом направлении. Совокупность преднамеренных воздействий, называемых управленческими, в целях изменения хода процесса, соответствующего желаемому, называют управлением [6]. Иначе говоря, под управлением природными процессами понимается организация рационального взаимодействия между внешними системами и объектами [7]. При этом существенная часть управляющей системы – назначение режима использования сооружений и регулирования внешнего воздействия [8] на основе знания условий формирования и закономерностей развития того или иного процесса.

Под системой понимают объективное единство закономерно связанных друг с другом предметов и явлений в природе и обществе [9]. Управление предполагает наличие в системе обратных связей – получать, накапливать, хранить информацию о самой системе, а также среде и на этой основе влиять на поведение системы, сохраняя, а при определенных условиях повышая уровень ее организованности. От уровня информационной обеспеченности и уровня знания об объекте исследования напрямую зависит оптимальность управления, предполагающая набор таких управляющих воздействий, при которых достигается экстремальное значение некоторого критерия, характеризующего качество, стало быть, и эффективность управления. Поэтому важной в системе управления является информация об объекте управления.

В целом управление экзогеодинамическими процессами, в том числе и селевыми, – сложная задача и высшая форма инженерного искусства, выходящего за рамки компетенции геолого-географической науки. Научные методы управления стали интенсивно развиваться сравнительно недавно. Тем не менее в математике, механике, экономике уже существуют теории управления системами. Применительно к природным процессам, к каковым относятся и сели, они выражаются в следующих формах деятельности: комплексная оценка условий формирования селепроцессов, прогноз их развития, предупреждение, организация защиты территории и ликвидации последствий их проявления (принятие организационно-хозяйственных решений).

Таким образом, управление природными процессами [6], в том числе и селевыми, предполагает ряд стадий: 1) накопление исходных данных; 2) объяснение – теоретическое осмысление; 3) предвидение – тенденция развития процесса во времени и в пространстве; 4) меры по предотвращению нежелательных явлений – завершающий практически ориентированный этап исследования.

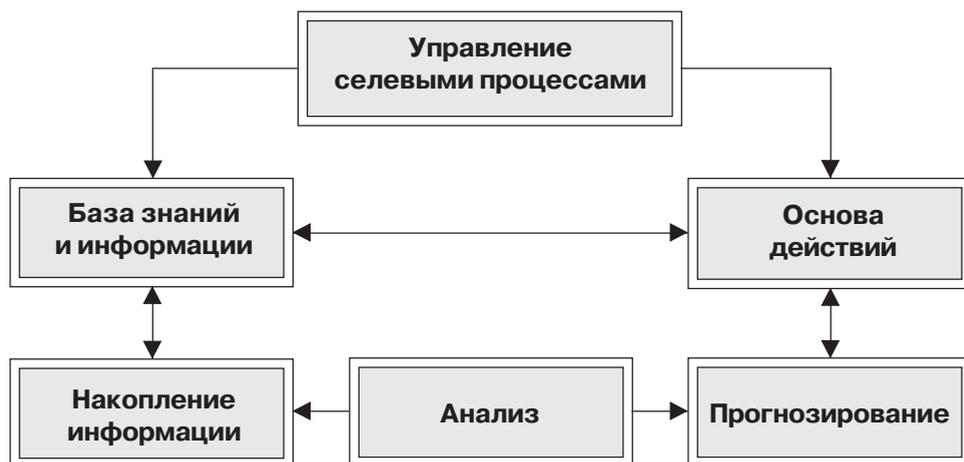


Рис. 2. Модель управления селективными процессами

В этой связи управление стремится иметь в своей структуре два научно откорректированных, взаимосвязанных элементарных блока: 1) база знаний, информации с соответствующими подблоками и 2) основа действий (рис. 2). Эти блоки являются базовыми в циклическом процессе любой управленческой деятельности.

Блок знаний и информации охватывает непосредственные результаты наблюдений, экспериментов, систему обработки, упорядочение и анализ исследований, которые в комплексе используются при решении научных и прикладных управленческих задач. Научная обоснованность управления предполагает знание об определяющих факторах, обуславливающих формирование селей, о закономерностях их развития во времени и пространстве. Информация является основой для принятия решений и их реализации.

Понимание проблемы включает определение существующего положения вещей, имеющейся ситуации и одновременно воспроизведение более широкой картины, чем очевидное и непосредственно воспринимаемое. Основными стадиями понимания проблемы являются сбор и анализ информации, интерпретация и формулировка проблемы в анализируемом контексте.

Термин «информация» (введенный в употребление в середине XX века Клодом Шенноном в узком техническом смысле применительно к теории связи и передачи кодов) в наше время широко используется в разных областях деятельности, получая различные смысловые (порой интуитивные) наполнения. Но информация как глобальное явление обладает общими свойствами и закономерностями, знание которых необходимо для ее реализации в каждой ситуации.

Согласно современной концепции информация [9] — это некая субстанция, передаваемая одним объектом другому и используемая последним для определенных действий. При этом получение этой субстанции принимающим объектом происходит без потери ее передающим.

Информация поступает к принимающему объекту (исследователю, структурному подразделению организации и т.п.) в виде информационных кодов. Возможность восприятия информации на основе получаемых кодов определяется свойствами принимающего объекта, так называемым аппаратом интерпретации информационных кодов, а также наличием обязательной целесообразности информации для принимающего объекта.

Цели — это общая направленность действий объекта, занимающегося сбором информации. Структура целей объекта зависит от его собственной структуры и может быть простой или очень сложной. Сложные структуры представляют собой иерархию, в которой достижение целей нижнего уровня ведет к достижению целей более высокого уровня, а те являются подцелями еще более высокого уровня. Цели определяют действия объекта при получении информации, интерпретируемой как наличие возможности достижения целесообразного результата. Информация принимается и реализуется объектом исходя из набора его текущих целей. Количество получаемой объектом информации определяется как мера устранения неопределенности, препятствующей достижению его целей.

Информационные коды принимаются объектом в виде данных. Данные — это функциональные значения информационных кодов для действия аппарата их интерпретации, абстрагированные от природы взаимодействий, лежащих в основе переноса этих кодов.

Информационные коды не зависят от свойств принимающего их объекта и носят объективный характер. Данные, напротив, зависят от свойств объекта и субъективны. Объект может устанавливать первичные информационные фильтры, которые работают на преобразование информационных кодов в данные. Эти фильтры выбирают из всего комплекса только то, что является информационно значимым для объекта. Информационные фильтры действуют комплексно на всех этапах обработки информации, способствующих достижению целей объекта.

Полученные из информационных кодов данные интерпретируются объектом (специалистом, проектом, программой и т.д.), при этом определяются их значимость и достаточность. Значимость данных устанавливается в результате сопоставления с комплексом целей и выделения тех из них, к которым объект может приблизиться, реализуя полученную в итоге информацию. Данные, не соответствующие никаким целям объекта, не несут для него информацию и поэтому пропадают, возвращая объект в то состояние, в каком он был до получения этих данных. Беспечное использование данных означает нарушение целесообразности функционирования объекта, и если таковы становятся значимыми, то объект фактически прекращает существование. После определения значимости данных происходят либо их запоминание (формирование памяти) для последующего использования, либо целенаправленное использование. Одновременно дается оценка достаточности совокупности данных для приближения к цели, определяются действия, направленные на получения недостающих на данном этапе данных, а также дополнительных, необходимых для достижения целей более высокого уровня.

Структура данных должна отражать состояние внешней среды, соответствовать исследуемому явлению. Связи явлений как вида «часть — целое», так и причинно-следственного вида должны отражаться связями между группами данных, соответствующими фрагментам информации, об этих явлениях. Данные могут иметь разный уровень общности. Минимальный уровень общности определяется способностью объекта различать принимаемые им информационные коды и на их основе генерировать различные данные. Максимальный уровень общности зависит от возможности передачи их и использования при генерации действий объекта. Данные о частных явлениях опосредованно связаны между собой через их связи с общим явлением. В этом случае можно использовать установление ассоциативных (не иерархических) связей между группами данных, относящихся к этим явлениям. Привязки данных к целям должны присутствовать изначально, ибо с привязки данных к целям начинается их обработка.

Неполнота, т.е. невозможность полного и всестороннего описания объекта исследования, объясняется реальными обстоятельствами:

объемы проведения полевых работ отличаются часто узкой, предметной направленностью (гидрологической, геоморфологической, инженерно-геологической и т.д.) или некондиционностью, порою некорректностью собранных материалов, необходимых для решения поставленных задач;

размеры полевых (тем более лабораторных) экспериментов на несколько порядков ниже определяющей возможности эксперимента.

Эти особенности, неполнота знания объекта накладывают существенный отпечаток на достоверность и результативность анализов, проводимых исследований. Это также напрямую отражается на достоверности информации, от которой в конечном счете зависит качество проектных работ и других организационно-хозяйственных мероприятий. Для устранения этих и других недостатков служит принцип гомогенизации всей системы информации. Важным средством гомогенизации, на наш взгляд, являются принципы обобщения и прогнозирования всей системы информации, так как позволяют систематизировать условия селеформирования, закономерности развития, пространственное распределение и прогнозирование селевых процессов. Такой подход обеспечивает также выбор защитных средств и их комплексирование с другими противоселевыми мероприятиями.

Важнейшими признаками типизации являются сведения о геологическом строении, сейсмотектонике, рельефе и экзогеодинамических процессах. Главнейшая задача — разработка количественных и полуколичественных характеристик каждого из названных компонентов.

С учетом регионального характера этой работы автор на основе комплексного подхода, необходимого при выработке научных основ управления селевыми процессами на разных этапах, приходит к решению этой задачи путем составления различных специальных карт, основанных на принципах типологизации объекта исследования. Этот принцип используется при характеристике селей катастрофического проявления, при систематизации факторов селеформирования, селевых очагов и механизмов формирования, при

прогнозировании селеопасности территории, зональной дифференциации селевых явлений, оценке степени селевого риска территории.

Примером служит серия геолого-геоморфологических, неотектонических и других специальных карт типизации, построенных по системе признаков, учитывающих особенности рельефа, сейсмотектонику, типы селеформирующих пород, динамические характеристики селей, их повторяемость и т.д.

Таким образом, управление селевыми и другими особо опасными процессами включает наличие достоверной информации об объекте, получаемой путем натуральных и экспериментальных исследований и обобщения опыта многоотраслевого освоения крупных горных и предгорных территорий. Это одна научная часть управления, другая заключается в прикладной реализации результатов первой.

Мероприятия пассивного характера – строительство гидротехнических средств защиты, рассчитанных на погашение энергии селевого потока, противозерозионных, струенаправляющих сооружений локального типа и т.д.

Среди организационно-хозяйственных и инженерно-строительных мероприятий активного характера, связанных с обеспечением эффективного управления, к перспективным мерам относится мелиорация селеопасных водоемов. Благодаря усилиям многих ученых и специалистов был создан значительный теоретический задел в области мелиорации горных озер, тем не менее такой аспект целенаправленного воздействия не исчерпан.

С учетом современного состояния теоретических представлений и уровня организационно-хозяйственной и инженерной практики на комплексной основе рассмотрены научные аспекты управления селевыми процессами на примере сейсмоактивных территорий Казахстана.

В теоретической части на основе оценки информации о типах селевых явлений и закономерностях формирования и пространственного прогнозирования селеопасности территории, составляющих блок знаний и информации, обеспечивается решение прикладных задач – научно обоснованных действий по управлению селевыми процессами.

1.3. Информация о селевых явлениях

В литературе и ведомственных обзорах по горным районам Казахстана приводится свыше 200 характеристик и различного рода описаний селей. Причем большинство из них по Иле Алатау, где зарождаются наиболее мощные по энергетическим параметрам селевые потоки. Всего Казгидрометом и ГУ «Казселезащита» учтено 788 селепроявлений по 300 селевым бассейнам. Из них более 400 в Иле, 114 в Жетысу, 142 в Таласском Алатау, 21 в Каратау, 7 в Киргизском хребте, 15 в Кунгей Алатау, 9 в Кетпене, 8 в Сауыр-Тарбагатае, 9 в Казахском Алтае, 3 в Шу-Илейских горах [10]. На наш взгляд, приведенные цифры далеко не отражают реальных масштабов селевой деятельности, если принять во внимание неравномерность и весьма слабую изученность селевых бассейнов, а в ряде случаев отсутствие по ним достаточно квалифицированных наблюдений. В монографии Т. А. Баймолдаева и В. Н. Ви-

ноходова [11] отмечается, что за последние 80–90 лет были зафиксированы 800 случаев селевых потоков различного генезиса. Эти данные более реальные, если учесть, что в последние годы был зафиксирован ряд селевых потоков в Иле Алатау и других горных районах Юго-Восточного Казахстана.

Если же кроме отмеченных учесть выборочные данные, к сожалению, пока еще немногочисленных дендрохронологических и лихенометрических наблюдений в сопоставлении их с геологическими материалами специализированных работ, то кадастры селепроявлений, безусловно, окажутся значительно полнее. Поэтому вполне оправдана необходимость постановки подобных исследований, которые существенно облегчат выявление селеопасных зон и помогут в решении ряда практических вопросов прогнозной оценки дальнейшей направленности протекающих в них селевых процессов и управления ими.

По генетическим признакам селевые явления на рассматриваемой территории в обобщенном плане распределяются в следующих соотношениях:

1. Сели ливневого и дождевого генезиса, иногда в сочетании с интенсивным снеготаянием – 70 %.
2. Гляциальные сели в различных модификациях – 20 %.
3. Сели завально-прорывного характера, связанные с временными подпрудями, в том числе сейсмогенного происхождения, – 10 %.

Для горных районов Юго-Восточного Казахстана в настоящее время единой базы данных по селевым явлениям не существует. Информация о селях разрознена и разнородна. Разрозненность сведений объясняется следующими причинами. Селевые потоки фиксируются при их прохождении, а также по оставленным ими следам. Сели при их прохождении регистрируются постами специально предназначенной для этого системы наблюдений. Однако количество селевых объектов значительно превышает число пунктов наблюдений, поэтому определенная часть селей остается вне сферы их контроля. Но они могут отмечаться жителями небольших населенных пунктов, членами научных экспедиций, находящихся в горных и предгорных зонах. Факты прохождения селей по оставленным ими следам устанавливаются при специальном обследовании горных территорий организациями, контролирующими и изучающими селевые явления. Подобная информация собирается и при обследовании территории организациями, решающими вопросы их хозяйственного освоения, защиты от разрушительного воздействия селей. Она может обнаружиться при проведении иных работ в горах и случайных столкновениях с этими природными явлениями.

Режимные наблюдения за селевыми явлениями в Республике Казахстан стали осуществляться с середины прошлого столетия. Организации, выполняющими функции контроля за селевыми явлениями в горных районах Казахстана, являются подразделения РГП «Казгидромет», с 1974 г. – ГУ «Казселезащита», а с 1995 г. – Агентства РК по чрезвычайным ситуациям (ныне Министерство по чрезвычайным ситуациям – МЧС РК). Первые две имеют сеть стационарных пунктов наблюдений на селевых объектах, а также проводят специализированные обследования территорий. В составе МЧС РК

имеются службы, контролирующие обстановку и осуществляющие мероприятия по предупреждению селевых явлений, снижению ущерба и ликвидации последствий. Поэтому здесь наиболее оперативно выявляют факты прохождения селей. В ГУ «Казселезащита», выполняющем также функции оповещения, защиты и ликвидации последствий от селей, помимо сведений с собственных постов наблюдений и от экспедиционных отрядов, подобная информация поступает и из других, перечисленных, источников. Тем не менее часть информации о селях может оказаться ими не учтенной. Данные о проходящих селях оформляются в виде материалов наблюдений, периодически подготавливаемых «Обзоров селевой деятельности» РГП «Казгидромет», технических отчетов ГУ «Казселезащита» и бюллетеней МЧС РК.

Изучением селевых явлений, а следовательно, сбором и систематизацией данных о них в различные периоды занимались подразделения ГУ «Казселезащита», РГП «Казгидромет», МОН РК (институты географии, геологических наук, гидрогеологии и гидрофизики), Минэнерго, Минэкологии, проектных организаций и вузов. Информация о селях хранится в виде научно-технических отчетов в соответствующих фондах и частично публикуется в виде научных статей и монографий.

Концентрация данных о селевых явлениях в горных районах Казахстана официально является обязанностью РГП «Казгидромет» и ГУ «Казселезащита».

Первая систематизация сведений о селях была выполнена при составлении «Каталога селеопасных рек Казахстана, Средней Азии и Восточной Сибири» [12]. Каталог содержит обобщение сведений, имевшихся в распоряжении авторов в момент его составления, с 1887 по 1964 г. Эти данные требуют дополнения за счет увеличения периода ретроспекции и включения позднее установленных фактов селевых явлений, имевших место в рассматриваемый период. Кроме того, они требуют ревизии в связи с изменением аппарата интерпретации в соответствии с изменением взглядов на природу селей, произошедшем в селевой науке после создания каталога. Последующее обобщение данных о селях должно было осуществляться в рамках Государственного водного кадастра (раздел «Сели»). Оно предполагало создание баз данных с использованием современных автоматизированных средств хранения и передачи информации. Состав данных должен был обеспечивать решение задач прогнозирования селевых явлений и проектирования противоселевых сооружений. В число значимых и достаточных для достижения поставленных целей данных входили характеристики собственно селевых потоков, а также селеформирующих факторов – селевых очагов, потенциальных селевых массивов, гидрометеорологических условий, обуславливающих возникновение селей. Однако эта работа не была завершена, исходные материалы не публиковались и практически не доступны для использования.

Таким образом, все источники информации о селевых потоках, прошедших в различное время в горных районах Казахстана, могут быть условно подразделены на несколько групп.

Первая группа – это статьи, справки и научно-технические отчеты по отдельным селевым потокам. Они появлялись, как правило, сразу после

прохождения крупного селевого потока и содержали его описание. В этот момент часто появлялись статьи, восстанавливающие картину ранее прошедших селей. К теме отдельных катастрофических селей исследователи обращаются и спустя много лет после их прохождения, снова и снова пытаются объяснить причину их возникновения и грандиозность масштабов. В таких статьях иногда приводятся сведения о некоторых селях, используемых для сравнения, или доказательства правильности точки зрения авторов. Источники этой группы не охватывают всей совокупности селей, так как содержат сведения о наиболее крупных из них.

Ко второй группе относятся статьи и монографии, посвященные теоретическим исследованиям селей, разработкам методов их расчета, прогноза и т.д. Сюда же входят и научно-технические отчеты, содержащие результаты расчетов характеристик селей при проектировании защитных сооружений и хозяйственных объектов. В них часто приводятся сводки о селевых потоках, данные по которым использовались для анализа и оценки адекватности создаваемых моделей или для обоснования проектов. Эти сводки, как правило, представляют собой подбор сведений о селях по какому-либо признаку, типу селевого процесса и т.д., т.е. далеки от полной совокупности данных.

В третью группу источников информации входят работы, содержащие обобщения сведений о селях, имевших место в течение определенного периода. Это периодически составляемые «Обзоры селевой деятельности», каталоги, специальные очерки, монографии, научно-технические отчеты. Информация о селях, содержащаяся в работах этой группы, также не является полной. Периоды, рассматриваемые в различных источниках, в совокупности не создают единого временного ряда, а являются отдельными его фрагментами. Индивидуальные очерки и монографии, как правило, не ставят задачу полного обобщения данных о селях.

Вторым обстоятельством, осложняющим сбор и анализ сведений о прошедших селях, является разнородность данных. Ее можно объяснить следующими основными причинами. Селевые потоки характеризуются большим разнообразием типов и генезисов, процессов формирования и условий возникновения. Они имеют место как в низкогорной, так и в высокогорных зонах, могут быть наносоводными, грязевыми и грязекаменными, возникать при выпадении осадков, прорывах водоемов, таянии ледников и снега при различных гидрометеорологических условиях, быть обусловленными антропогенными факторами.

Селевые потоки – это сложное многофакторное и еще недостаточно хорошо изученное явление. Единой общепризнанной теории селевых явлений до настоящего времени еще не существует, нет ГОСТов, СНиПов и других руководящих документов, регламентирующих их исследования и описание. Отдельные методические документы носят ведомственный характер. Вследствие этого зачастую информация даже об одном и том же случае селевого явления в различных источниках может быть результатом различной интерпретации в зависимости от времени ее получения (во время прохождения селей или обследования оставленных следов), места наблюдения (в зоне

формирования или отложения), приверженности авторов определенному взгляду на природу селей и их ведомственной принадлежности, также от целей ее получения и дальнейшего использования. Отсутствие общепринятой терминологии обуславливает достаточно вольное толкование явлений даже в документах сети наблюдений. В технических отчетах и статьях о прошедших селях разнообразие в описаниях возрастает. Они часто рассматриваются исключительно как производные гидрологических, метеорологических, геологических, гляциологических и иных процессов в зависимости от специализации исследователей.

В настоящее время количество организаций, изучающих селевые явления, резко сократилось. Соответственно значительно реже стали появляться статьи и монографии, посвященные селевым проблемам и содержащие анализ и обобщение данных. Ранее опубликованные материалы постепенно становятся раритетами и вовсе исчезают. Сейчас основным источником информации являются преимущественно материалы наблюдений за селями. Аналогичные данные за, казалось бы, не столь отдаленное (25–30 лет) время практически отсутствуют. Труднодоступность информации делает ее все более и более невостребованной, а невостребованность информации, в свою очередь, ускоряет процессы ее исчезновения. Создание банков данных является очень важной и актуальной задачей, но она требует привлечения большого количества специалистов, материальных и технических ресурсов. В современных условиях это должны быть автоматизированные системы, создаваемые с привлечением новейших информационных технологий и теорий. Не решив ее в течение ближайшего времени, мы можем лишиться возможности развития селеведения как науки.

В рамках этой работы для восстановления картины селевых явлений в горных и предгорных районах Юго-Восточного Казахстана, демонстрирующей очевидность проблемы угрозы безопасности, ими создаваемой, осуществлен информационный поиск по всем трем группам источников. Далее приводится их обзор в хронологическом порядке. Не ставя задачу создания всеобъемлющей базы данных, он тем не менее может явиться существенным вкладом в ее решение, хотя бы напомним о некоторых давних, забываемых или малоизвестных исследованиях. Ввиду большого количества работ здесь приводятся только те из них, в которых информация о том или ином случае селя встречается впервые. При практически одновременном появлении работ, посвященных одному и тому же селевому явлению, приводятся те, в которых даны наиболее полные сведения о нем. Работы, описывающие давно прошедшие и уже отраженные в литературе сели, включаются в обзор только в том случае, если содержат более обширную или принципиально новую информацию о них. Некоторые случаи селей рассмотрены не по первоисточникам, так как найти их не представилось возможным, а по упоминаниям в более поздних публикациях.

В Иле Алатау первыми, подробно описанными в литературе, являются селевые потоки, возникшие в результате землетрясения в 1887 г. И. В. Мушкетовым [13], обследовавшим последствия этого землетрясения, дается яркая

и достаточно полная картина образования оползней и селей во многих бассейнах рек. Следующими селевыми явлениями, отраженными в многочисленных публикациях, являются селевые потоки, прошедшие в 1921 г. по многим рекам Иле Алатау. Описания их были сделаны сразу после прохождения селей В. Д. Городецким [14], Э. М. Женжуристом [15], Н. Л. Корженевским [16], С. Ф. Машковцевым [17] и др. Исследования причин возникновения селевых потоков и оценка их характеристик осуществлялись неоднократно вплоть до настоящего времени.

Прохождение катастрофического селя вызвало активизацию селевых исследований, в результате появилось множество публикаций, посвященных выявлению других селепроявлений в Иле Алатау. Так, Э. М. Женжуристом [15] восстанавливается картина катастрофического селевого потока на р. Киши Алматы 1841 г., унесшего жизни основной массы населявших долину калмыков. В. Д. Городецким [18] описываются следы древнего селя, обнаруженные в результате археологических раскопок в районе Талгарской крепости. Эта катастрофа по заключению Государственной академии истории материальной культуры относится к раннему средневековью (XIII–XIV вв.).

В 1936 г. Д. О. Святским [19] изучался еще один древний сель, датируемый XVII веком, который по характеру скопления валунов и расположению их на значительной высоте (43 м) над урезом воды классифицируется как селевой поток огромной мощности. В. Д. Городецкий сообщает о селевом потоке 1902 г., прошедшем в бассейне Аксяя.

В 20-х годах XX века создается сеть гидрометеорологических наблюдений в Иле Алатау. Паводки и сели начинают фиксировать посты гидрометеорологической службы, сведения о некоторых селях публикуются. Так, Р. А. Филоненко [20] описывает явления, имевшие место в бассейне р. Талгар в июне 1936 г., а С. Н. Матвеев [21] — сели 1940 г. в этом же районе. Появляются и первые обобщения сведений о селях. Восстанавливаются факты селевых явлений в бассейне Киши Алматы в 1889 и 1918 гг. Постами наблюдений фиксируется грязекаменный поток в бассейне Киши Алматы в 1931 г. В научно-технических отчетах Алма-Атинской гидрологической обсерватории рассмотрены условия возникновения селей в бассейне Киши Алматы в 1944 г. [22]. В 1950 г. в бассейне У. Алматы проходит крупный селевой поток, результаты обследования которого излагаются в научно-техническом отчете КазНИГМИ [23], а затем публикуются в статьях С. П. Кавецкого. В отчете отмечается, что селевые потоки 8–9 июля 1950 г. имели место также в бассейнах Аксяя и Талгара. В 1951 г. в бассейне Киши Алматы проходит сель гляциального генезиса, первые и наиболее достоверные сведения о котором опубликованы П. А. Черкасовым [24], который непосредственно наблюдал за его формированием. В 1953 г. С. П. Кавецкий [25] обобщил сведения о селевых потоках в Иле Алатау. Помимо перечисленных, он включил случаи селей в 1927 г. на р. Бутак, в 1934, 1941 гг. — на р. К. Алматы, в 1947 г. на многих реках Иле Алатау. В 1956 г. снова крупный сель гляциального генезиса прошел в бассейне р. К. Алматы. Следы этого селя были обследованы большим числом специалистов, которые высказались о причинах его

возникновения в ряде публикаций [26]. При этом Д. А. Качалов [27], описывая сель 1956 г., сообщал о неоднократном формировании небольших селевых потоков на морене Туйыксу, не уходящих за пределы троговой долины Мынжылкы. Одновременно он упоминал о формировании здесь достаточно крупного селевого потока в 1938 г. О гляциальных селях 30.06 и 18.08.1944 г. сообщается в статье И. П. Смирнова и С. П. Кавецкого [28]. В это время проходит обследование бассейна р. Озерной в целях оценки его селеопасности, в результате появляются сведения о небольших селевых потоках ливневого генезиса, отмеченных в этом районе в 1955 и 1958 гг. В «Обзоре селевой деятельности», выполненном в 1959 г., сообщается о селях, имеющих гляциальное или смешанное происхождение, в 16.07. и 4.09.1959 г. и 1958 г. на р. Жарсай [29].

В 1963 г. катастрофический селевой поток прошел в бассейне р. Есик. Сложность механизма его формирования, многообразие причин возникновения и грандиозность масштабов обусловили пристальное внимание к нему исследователей, которое не ослабевает в течение почти 50 лет. Первыми, обследовавшими селевой поток и давшими его описание и трактовку, были специалисты КазНИГМИ («Краткая записка результатов аэровизуального обследования»), А. Ф. Литовченко [30], С. П. Кавецкий и Е. М. Калмынкина [31], В. П. Бочкарев и Н. Ф. Колотилин и др. [32]. Много позднее А. Э. Земс [33] и Б. А. Парамонов [34], Ю. Б. Виноградов [35], В. П. Мочалов и Б. С. Степанов [36] возвращались к исследованию причин возникновения этого селевого потока и определению его характеристик. Затем Н. В. Попов высказал свою версию процесса селеформирования, имевшем место в верховьях бассейна р. Есик. Во многих из перечисленных работах содержатся также описание и оценка селевого потока, сформировавшегося на Жарсайской морене в 1958 г.

В 1967 г. И. О. Раушенбахом подготовлен «Каталог селеопасных рек Казахстана, Средней Азии и Восточной Сибири» [12], в котором в разделе, посвященном Иле Алатау, указываются и даты сравнительно небольшого грязекаменного селя ливневого генезиса в 1953 г. в бассейне Кумбель, селевых паводков на р. К. Алматы в 1928, 1932, 1936, 1938, 1944 гг., а также гляциальных селей в 1960 и 1961 гг. в бассейне р. Талгара.

Во всех монографиях, выходящих в свет в этот период, в той или иной степени полноты повторяются эти данные о селевых потоках в Иле Алатау. В отдельных статьях, посвященных селевой тематике, также содержатся вариации названных дат селевых потоков. Пополняющими общий список являются только случаи селевых потоков в 1954 г. в бассейне Кимасара и в 1953 г. в бассейне Горельника, указанные В. Р. Рындиной и С. П. Кавецким.

В 70-х годах прошлого столетия под руководством А. П. Горбунова были обследованы следы прохождения селевых потоков в бассейнах К. и У. Алматы в целях определения их возраста при помощи дендрохронологического и лихенометрического метода [37]. Было установлено, что в бассейне К. Алматы селевые потоки имели место в 50-х годах XVIII века, а также в 1789, 1837, 1850 гг., в 70-х годах XIX века, в 1902, 1916 гг., в бассейне У. Алматы – в

80-х годах XVIII века, в 1804, 1816, 1841, 1879, 1902 гг. Одновременно в результате исследования ледниково-моренного комплекса в верховьях К. Алматы В. А. Голубовичем [38] были отмечены небольшие селепроявления на морене ледника Туйыксу.

Опыт определения возраста селевых отложений был использован Р. И. Белогривцевой [39] для восстановления дат селевых явлений в бассейне Шамалгана: 1746, 1804, 1850–1870, 1878, 1887, 1896 гг.

В 1973 г. прошел катастрофический селевой поток в бассейне К. Алматы. Этому селевому потоку посвящено наибольшее число публикаций, и он может считаться наиболее исследованным и получившим объективные оценки [40–42]. В ряде статей, описывающих этот поток, имеются упоминания о небольших селевых явлениях, предшествовавших ему в 1972 г. Одновременно с селевым потоком 15.07.1973 г. в бассейне К. Алматы гляциальные сели имели место в бассейнах Талгара и Узункаргалы. Они были невелики по мощности. Селевые потоки в бассейне р. Орта Талгар возникали затем еще в течение нескольких дней. Они наблюдались и были описаны В. И. Шушариным и И. Н. Марковым [43, 44], которые затем провели наблюдения и за аналогичными явлениями в этом бассейне в 1974 г. (15.07, 21.07 и 2.08).

По описаниям В. А. Голубовича [45], Т. Л. Киренской и др. [46] выявляется картина прохождения селевого потока по р. У. Алматы, сформировавшегося под ледником Молодежный в 1975 г.

В 1976 г. службой наблюдения ГУ «Казселезащита» зафиксированы селевые явления в бассейне Талгара, вызванные прорывом озера №6 под л. Туристов и оз. №5 под л. Калесника, на моренном комплексе Туйыксу.

В 1977 г. по данным ГУ «Казселезащита» селевые явления имели место в бассейне р. Озерной, а также на морене ледника Туйыксу, активизировались селевые процессы в верховьях Есика, в связи с чем там были осуществлены мелиоративные работы. Процессы селеформирования, а также работы по снижению расходных характеристик были описаны В. П. Мочаловым и Б. С. Степановым, Н. В. Поповым [36, 48]. Самым главным событием этого года явился катастрофический селевой поток в бассейне р. У. Алматы, вызванный прорывом моренного озера в верховьях р. Кумбель. Прохождение его подробно описано В. И. Лаптевым [48]. Определению причин возникновения и характеристик селя посвящены статьи Н. В. Попова, В. П. Мочалова, Б. С. Степанова, А. С. Деговца [48, 49]. Интерес к исследованию этого селевого потока вызван повышенной ролью антропогенного фактора, обусловившего его возникновение. Кроме того, в селевом очаге р. Кумбель после 1977 г. стали достаточно регулярно формироваться селевые потоки, не всегда и не однозначно связанные с гидрометеорологическими условиями, а зачастую обусловленные сохраняющейся неустойчивостью бортов селевого вреза.

В 1980 г. по р. Каскелен прошел крупный селевой поток, образовавшийся в результате прорыва моренного озера. Предшествующие условия и процессы формирования проанализированы И. Н. Марковым [44], Н. В. Поповым [50], А. А. Энгельсом [51].

В этом же году в работе Г. А. Токмагамбетова и др. [52] обобщены данные о гляциальных селевых потоках в Иле Алатау, пополняющие приведенные сведения датами 1927 г. — на К. Алматы, 1955, 1970, 1971, 1976 гг. — в Сол Талгаре, 1974, 1979 гг. — в Орта Талгаре, 1977, 1978 гг. — в бассейне У. Алматы, 1975 г. — в бассейне Узынкаргалы.

В 1981 г. прошел грязекаменный поток в бассейне р. Орта Талгар, разрушивший альплагерь «Талгар».

В 1983 г. в результате катастрофического опорожнения завального озера, расположенного в бассейне р. Кайынды (п.п.п. р. Шилик), прошел наносоводный сель, который нанес значительный ущерб хозяйственным объектам. Эти явления заставили исследователей по-новому взглянуть на проблему устойчивости плотин завальных озер. В. П. Мочаловым и В. Н. Виноходовым [53] были рассмотрены причины формирования катастрофических паводков, а также приведены характеристики прорывных паводков, данные о батиметрии озера и морфометрии его перемычки.

В 1984 г. прошел наносоводный сель в бассейне р. Кольсай (п.п.п. р. Шилик), причиной которого явился прорыв оз. Кольсай. В результате специализированных обследований [54] следов прорывного паводка на р. Кольсай получены характеристики прорывного паводка и селевого потока, возникших при прорыве нижнего оз. Кольсай.

В материалах наблюдений и обследований ГУ «Казселезащита» содержатся данные о гляциальных селевых явлениях 1983 г. в бассейнах рек У. Алматы и Турген, 1984 г. в бассейнах рек Сол Талгар и У. Алматы, 1986 г. в бассейнах рек Каскелен и К. Алматы, 1989, 1990 и 1993 гг. в бассейне р. Орта Талгар. Здесь имеются данные о селевых явлениях ливневого генезиса в 1987, 1988, 1989 гг.

В 1985 г. в работе [55] приводится подробный перечень гляциальных селевых явлений в Иле Алатау, который включает ранее не упоминающиеся даты: 1966 г. — Сол Талгар и У. Алматы, 1968 г. — Сол Талгар, 1970 г. — Сол и Орта Талгар, К. и У. Алматы, 1973 г. — Есик, 1974, 1975 гг. — У. Алматы, 1976 г. — К. Алматы и Сол Талгар, 1978, 1979 гг. — У. Алматы.

Для увеличения периода ретроспективного анализа в 1993 г. по заказу ГУ «Казселезащита» были выполнены дендрохронологические и лихенометрические определения возраста селевых отложений в бассейнах Аксая (1800–1810, 1840–1850, 1870–1875, 1880–1905, 1935–1940, 1940–1945, 1950–1955, 1960–1965 гг.), У. Алматы (1690–1710, 1770–1780, 1840–1850, 1850–1870, 1870–1875, 1880–1905, 1915–1925, 1935–1940, 1950–1956 гг.), К. Алматы (1690–1710, 1770–1780, 1840–1850, 1850–1870, 1870–1875, 1880–1905, 1915–1925, 1935–1940, 1940–1945, 1950–1956 гг.) [56].

В 1993 г. грязекаменный селевой поток гляциального генезиса прошел в бассейне р. Талгар. Он отслеживался службой мониторинга ГУ «Казселезащита», причины его формирования исследовались сотрудниками КазНИГМИ. Соответствующие данные приведены в материалах наблюдений и научно-технических отчетах.

В последующие годы селевые потоки как ливневые, так и гляциальные, грязекаменные и наносоводные различных масштабов фиксируются только постами наблюдения ГУ «Казселезащита». Дополнительные исследования их не проводились, данные по ним ограничены.

В 1999 г. грязекаменный селевой поток ливневого генезиса сформировался в бассейне р. Беделбай [57].

В 2006 г. прошел достаточно мощный сель ливневого генезиса в бассейне р. У. Алматы, который, по мнению специалистов, повторил ситуацию 1950 г. и по месту, и практически по датам возникновения, только с разницей в 56 лет [11].

Можно отметить исследования по изменению селевой активности в Иле Алатау в прошлом в соответствии с изменением климата, выполненные в КазНИИМОСКе (Б. С. Степанов, Р. К. Яфязева и др.). В результате ретроспективного анализа ими высказана гипотеза, что в период наступания ледников активность селей гляциального генезиса была близка к нулю, прекращалось формирование и ливневых селевых явлений. Резкое потепление приводило к резкой деградации оледенения и распаду ледниковых систем, благоприятствующих формированию и прорыву емкостей ледниково-моренных комплексов. Когда высотные отметки климатической снеговой линии приближались к ныне существующим, активизировались сели ливневого генезиса. Особенно бурно селевая деятельность проявлялась в межледниковье, последовавшем за Рисс-Днепровским оледенением. В этот период за непродолжительные отрезки времени из верхнего яруса накопления на конусы выноса перемещалось сотни миллионов кубометров рыхлообломочного материала. Ими же выдвинуто предположение, что крупные палеосели неоднократно формировались в результате прорыва водоема, находившегося на месте ныне существующего озера Улькен Алматы.

Для восстановления полной картины селепроявлений в Иле Алатау были собраны сведения о крупных паводках и наносоводных селях, прошедших одновременно по всем или многим рекам, в результате чего к перечисленным датам были добавлены случаи 1959, 1960, 1963, 1967, 1969, 1977, 1978, 1997, 1998, 1999 и 2002 гг.

Данные о фактах прохождения селевых потоков в Жетысу Алатау неоднородны по составу и неравномерно распределены во времени. Это объясняется как особенностями повторяемости собственно селевых явлений в различные периоды, с одной стороны, так и динамикой хозяйственного освоения территории, развитием сети гидрометеорологических наблюдений и активизацией исследований селевых процессов — с другой. Информация о конкретных случаях прохождения селей до 50-х годов прошлого века практически отсутствует, хотя исследователи природы Жетысу Алатау отмечали широкое распространение таких следов их прохождения, как конусы выноса, селевые поля в русле и т.д., свидетельствующих о весьма высокой селевой активности здесь в прошлом. В литературных источниках упоминаются прохождения селевых потоков в Жетысу Алатау в годы высокой селевой

активности, когда селевые явления крупного и катастрофического масштабов отмечались не только на юго-востоке Казахстана, но и по всей Средней Азии в 1841, 1921, 1941 гг. После прохождения селевых потоков в 1958 г. изучался ряд условий их формирования. Масштабность селевых явлений делает их предметом изучения и в последующие годы. Кроме того, в связи с интенсификацией промышленной разработки горнорудного месторождения в бассейне р. Текели создается даже специализированная служба наблюдения и оповещения о селевой опасности в этом районе. Благодаря этому с 1959 по 1985 г. имеются данные о прошедших селевых явлениях в 1959 [58, 59], 1960, 1963, 1964, 1966, 1967, 1968, 1969, 1971 гг. в различных районах Жетысу Алатау.

С середины 70-х годов XX столетия наблюдения за селевыми явлениями в Жетысу Алатау осуществлялись подразделениями ГУ «Казселезащита». Сведения о гляциальных селевых потоках на исследуемой территории, а также об условиях их возникновения еще более малочисленны. Первые данные о селевых явлениях гляциального генезиса связаны с прохождением крупного селевого потока в бассейне р. Аксу в 23–24.08. 1970 г. Возникновение селевого потока было обусловлено прорывом приледникового озера у ледника №62. Аналогичные ситуации здесь случались и в 1978 г., когда 19–20 июля по р. Аксу также прошел крупный грязекаменный селевой поток гляциального генезиса. Наиболее крупный селевой поток в Жетысу Алатау зафиксирован в бассейне р. Сарыкан 8–9 сентября 1982 г., возникший в результате прорыва озера, расположенного у ледника Тушенского. Имеются сведения о повторении ситуации здесь и в 1989 г., хотя селевые явления при этом имели значительно меньшие размеры. В 1986 г. селевые потоки гляциального генезиса зафиксированы в бассейне р. Кора, а также в бассейне р. Аксу. Данные о селях содержатся преимущественно в материалах наблюдений ГУ «Казселезащита». Достаточно подробно был исследован только селевой поток на р. Сарыкан. Анализ и обобщение других селевых явлений выполнены Н. В. Поповым [50] в рамках исследования моренных озер Жетысу Алатау.

Сбор информации о прохождении селей в Южном Казахстане был осуществлен по литературным источникам и материалам ведомственных организаций (РГП «Казгидромет», ГУ «Казселезащита», Министерство экологии и природных ресурсов). При этом наибольшее количество фактов селевых явлений на исследуемой территории с конца XIX в. до 60-х годов XX в. почерпнуто из работы [12]. В других источниках сведения о селепроявлениях этого периода в подробностях различной степени дублируют приведенные в работе [12] и практически не содержат новых данных. При разработке схем противоселевой защиты территорий Южного Казахстана данные о селевых явлениях пополняются незначительно упоминаниями о паводках и селях 70-х годов прошлого столетия. А. Х. Хайдаровым, Б. С. Степановым и Р. К. Яфязовой обследованы бассейны рек Мерке, Аспара и Аксай и выявлены общие условия формирования здесь селей, упоминается о селевом потоке 1994 г. Частичная систематизация сведений о селевых явлениях в ЮКО в 70-х и последующих годах XX века приводится М. Р. Заппаровым [60].

В результате ретроспективного анализа установлено, что на исследуемой территории в отдельные годы селевые явления возникали несколько раз в течение селеопасного периода. В то же время сели здесь могут не формироваться в течение года или даже нескольких лет подряд. За более чем 50-летний промежуток времени (по наиболее достоверной информации о селях) отмечалось несколько периодов, когда селевые явления формировались ежегодно (1958–1959, 1963–1964, 1989–1991, 1997–1999) или отсутствовали в течение нескольких лет (1953–1957, 1992–1993, 1995–1996). В среднем повторяемость селевых явлений в Южно-Казахстанской области 1 раз в 2 года. За весь период ретроспекции в 15 случаях (27 %) имело место одновременное массовое возникновение селей в ряде бассейнов, а в 41 случае (73 %) это были локальные селевые явления. Одновременное прохождение селей на значительной территории чаще всего отмечается в апреле – 6 случаев (40 %), в марте и мае они проходят с одинаковой вероятностью – по 4 случая (26,6 %). Один случай (6 %) отмечен в июле.

Селевые потоки, одновременно возникающие в ряде бассейнов, являются, как правило, и наиболее мощными по расходам и негативному воздействию. Локальные сели в большинстве характеризуются меньшими значениями расходов, хотя также способны наносить значительный ущерб.

Среди всей совокупности приводимых данных только в одном случае отмечается гляциальный генезис селевого явления, подавляющее число – наносоводные селевые потоки. В ряде случаев они могли иметь грязекаменный характер.

Сбор информации о селепроявлениях в Восточно-Казахстанском регионе был осуществлен по материалам ГУ «Казселезащита». Восточно-Казахстанским бассейновым управлением, которое было создано в 1978 г., были зафиксированы крупные дождевые паводки и селевые потоки наносоводного и грязекаменного типов, прошедших одновременно по всем или многим рекам в 1980, 1983, 1984, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1995, 1996, 2000, 2001, 2002, 2003 и 2005 гг.

Сели Иле Алатау.

Сель 8 июля 1921 г. на р. Киши Алматы (Алматинская катастрофа). Самый крупный грязекаменный селевой поток ливневого генезиса в Илейском Алатау, объем его выноса составил 4,9 млн т. Сформировался в результате выпадения очень сильного дождя (более 70 мм) ливневого характера в селевых очагах рек Шынбулак и Сарысай, Чертово ущелье, Кимасар, Куйгенсай, Бедельбай, Батарейка. Прошел по р. Киши Алматы с расходом около 1000 м³/с и, выйдя за пределы гор, через г. Алматы. Разрушил и повредил 466 объектов (рис. 3), в том числе 182 жилых и 281 нежилое строение, 2 пасеки, табачную фабрику, унес жизни 82 человек.

Сель 8 июля 1950 г. на р. Кумбель. Непосредственной причиной его возникновения является ливень, продолжавшийся в течение 1 ч, с центром дождя, охватывающим бассейны рек Кумбель, Безыменная и Аюсай. Осадков за этот дождь на озере Улькен Алматы выпало 40 мм. В центре дождя (по косвенным данным) в течение 1 ч выпало 60 мм.



Рис. 3. Улица Д. А. Кунаева после селя 1921 г. (фото из архивных материалов)

Во время прохождения селя по некоторым сведениям имелись жертвы среди населения, однако число погибших не сообщается. Ущерб, причиненный селом, был значительным: разрушены водозаборы и напорные трубопроводы 7 гидроэлектростанций Алматинского каскада ГЭС, часть поселка ГЭС-1, линии электропередач, связи, около 10 км дороги, уничтожено несколько сотен голов скота.

Сель 7 июля 1963 г. Грязекаменный селевой поток сформировался в верховьях р. Жарсай – притоке р. Есик в результате прорыва ледникового озера у ледника Жарсай. С расходом 7000 – 12 000 м³/с вошел в озеро Есик, вынеся в него 5,8 млн т грунта. Возникшие при этом волны в озере при резко возросшем объеме воды вызвали разрушение его перемычки. Более 18 млн т воды, обогащаясь твердым материалом, с расходом более 1000 м³/с наносоводного селевого паводка устремились по р. Есик, пройдя через г. Есик (рис. 4). На озере Есик была уничтожена зона отдыха, погибло много людей. Городу был нанесен значительный ущерб в виде разрушения и повреждения домов, объектов инфраструктуры.

Сель 15 июля 1973 г. Грязекаменный селевой поток возник в результате прорывов озер № 2 и 3 общим объемом 225 тыс. м³ на морене ледника Туйыксу (рис. 5). Сформировался в главном селевом врезе р. Киши Алматы, с расходом до 10 000 м³/с прошел до Медеу, где был остановлен плотиной, защитившей г. Алматы, и в селехранилище отложил 3,8 млн т селевой массы (рис. 6). Сель уничтожил габионную плотину в ур. Мынжылкы и сквозной селеуловитель в районе турбазы «Горельник», мост через р. Киши Алматы, нанес повреждения строениям турбазы. Разрушив водосбросные сооружения на плотине Медеу, создал аварийную ситуацию, связанную с угрозой переполнения селехранилища и перелива через гребень плотины. Погибли десятки людей.



Рис. 4. Сель в бассейне р. Есик 7 июля 1963 г.

Сель 23 июля 1980 г. в бассейне р. Каскелен сформировался в результате прорыва моренного озера № 16 у ледника № 25. Наполнение озера вследствие закупорки каналов стока происходило в течение месяца. Максимальный прорывной расход из озера в первоначальный момент достигал $30 \text{ м}^3/\text{с}$. Суммарный объем прорывного паводка из озера № 16 составил 220 тыс. м^3 воды. Селевой поток формировался на 2-х километровом участке древней морены на левом склоне долины р. Каскелен на высотах от 2550 до 3400 м над уровнем моря. В результате здесь образовалась серия крупных селевых врезов, а суммарный объем вынесенного рыхлообломочного материала оценен в 1,5–2,0 млн м^3 . Максимальный расход селевого потока, приуроченный к поперечному сечению русла р. Каскелен в 300 м ниже поля выноса, составил $580 \text{ м}^3/\text{с}$. По мере продвижения селевого потока по руслу реки, ввиду небольших уклонов, селевая масса отлагалась и уменьшались расходы потока. Окончательно селевая масса отложилась на широком участке долины ниже г. Каскелена (рис. 7). На всем пути следования селевой поток имел высокую плотность – $2300\text{--}2400 \text{ кг}/\text{м}^3$ [44].

Следует отметить, что своевременное обнаружение наполнения озера № 16 позволило предугадать селепроявление в этом районе и оперативно оповестить о начале формирования селевого потока.

Сель 28–29 января 1988 г. в песчаном массиве Мойынкум в нижнем течении р. Каскелен. Грязевой поток сформировался в результате прорыва отстойника сточных и канализационных вод г. Алматы, представляющего собой обширную естественную впадину на бугристой поверхности барханных песках в ур. Жаманкум (рис. 8). Долина реки Каскелен на протяжении более 25 км к Капшагайскому водохранилищу оказалась под воздействием необычайного по масштабам грязевого потока. Далее поток устремился в

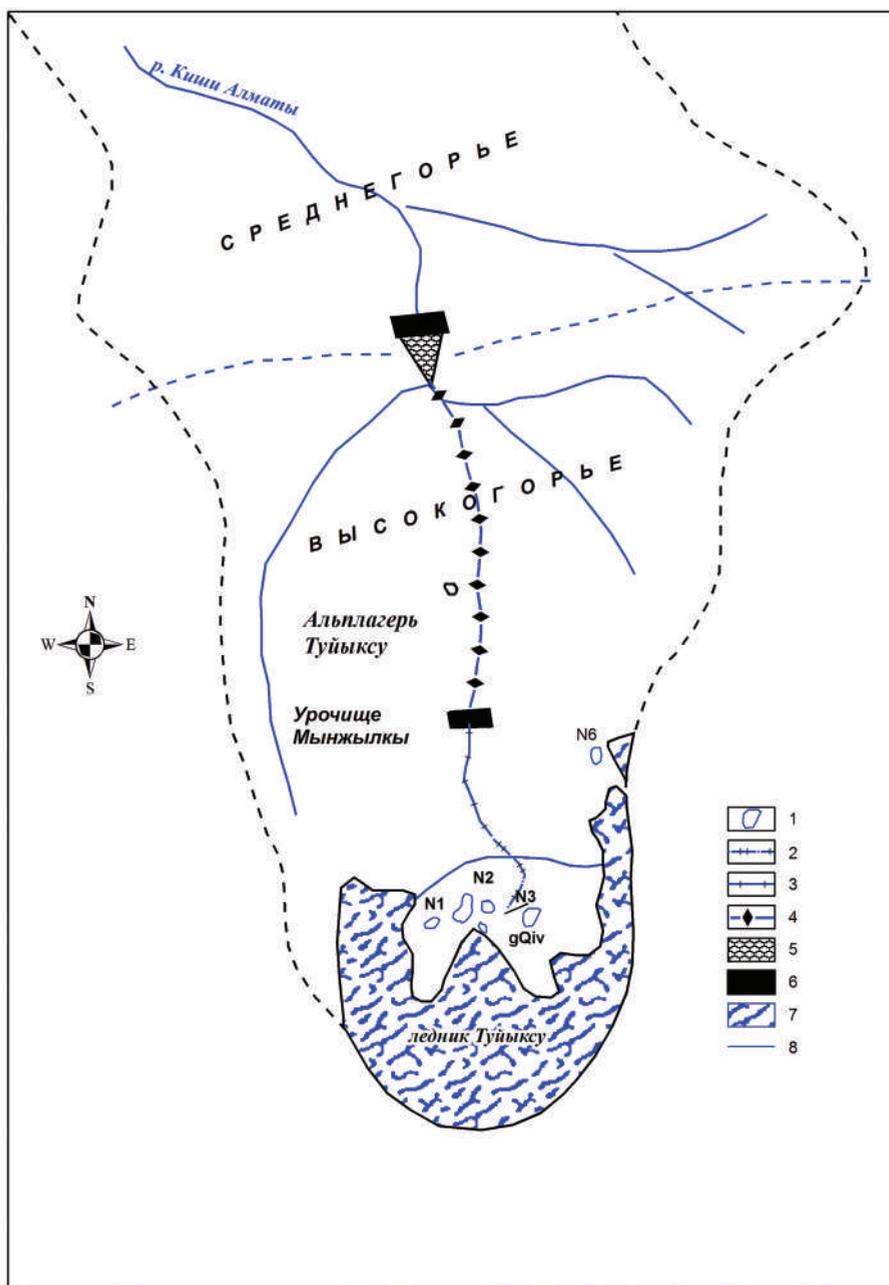


Рис. 5. Схема формирования и прохождения гляциального селя 15 июля 1973 г. на р. К. Алматы:

- 1 – озера; 2 – первичный очаг селеформирования;
- 3 – участок локальной аккумуляции селевых выносов;
- 4 – главный участок формирования селя;
- 5 – участок окончательного погашения селя и аккумуляции селевых выносов;
- 6 – плотина селеохранилища; 7 – ледник; 8 – река

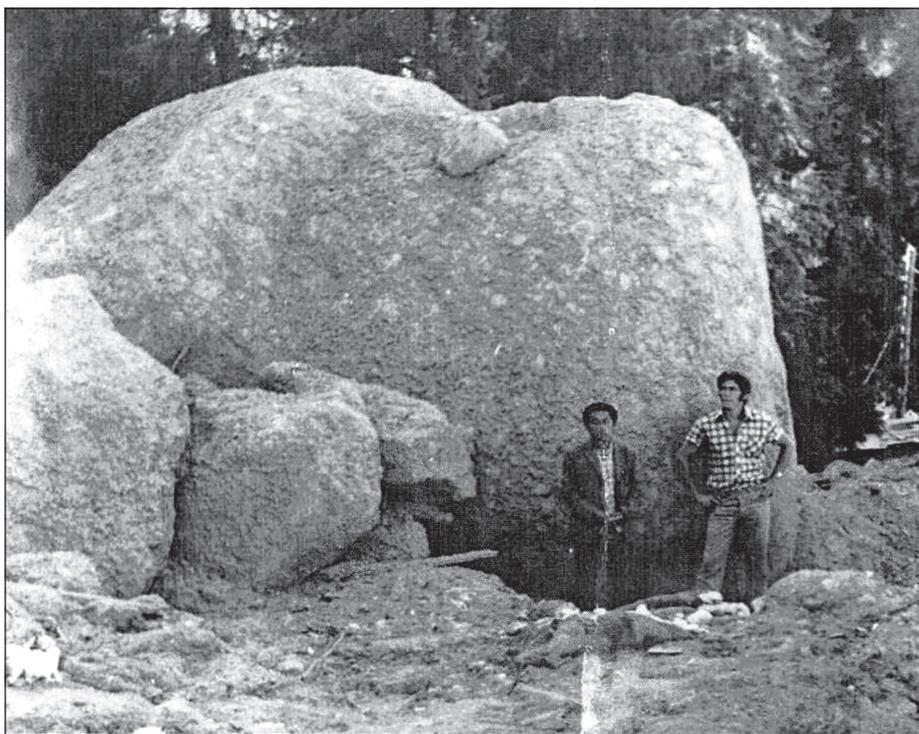


Рис. 6. Селевые выносы в районе турбазы «Горельник» в 1973 г. в бассейне р. К. Алматы (материалы ГУ «Казселезащита»)

Капшагайское водохранилище. По оценкам специалистов расход грязевых волн достигал 4–5 тыс. м³/с, объем потока превышал 50–70 млн м³. В ходе селевого процесса образовался каньон длиной 10,6 км, шириной 110–240 м, глубиной до 53 м.

В результате формирования селя, вызванного прорывом накопителя сточных вод Жаманкум, нанесен большой ущерб: погибли люди, произошло загрязнение окружающей среды, разрушены автомобильные и железнодорожные мосты, полотно дорог, примыкающих к ним, на несколько суток прервано железнодорожное и автомобильное сообщение.

Сель 6 июля 1993 г. Грязекаменный поток сформировался в результате прорыва озера (объемом 100 тыс. м³) на морене ледника Безымянный в бассейне р. Орта Талгар в ниже расположенном селевом врезе. Прошел в виде нескольких крупных и десятка мелких селевых волн по руслам рек Орта Талгар и Талгар (с максимальным расходом до 2000 м³/с) до строящейся селезадерживающей плотины, где отложил основную часть селевой массы (объемом до 2 млн т). Далее прошел через г. Талгар с максимальным расходом, не превышавшим 300 м³/с. Селем уничтожены или занесены около 3 км автодороги, трубопровод питьевого водоснабжения, повреждены обводной канал и головное сооружение Талгарской ГЭС, снесено несколько опор ЛЭП. Благодаря своевременным оповещению и эвакуации жертв не было.

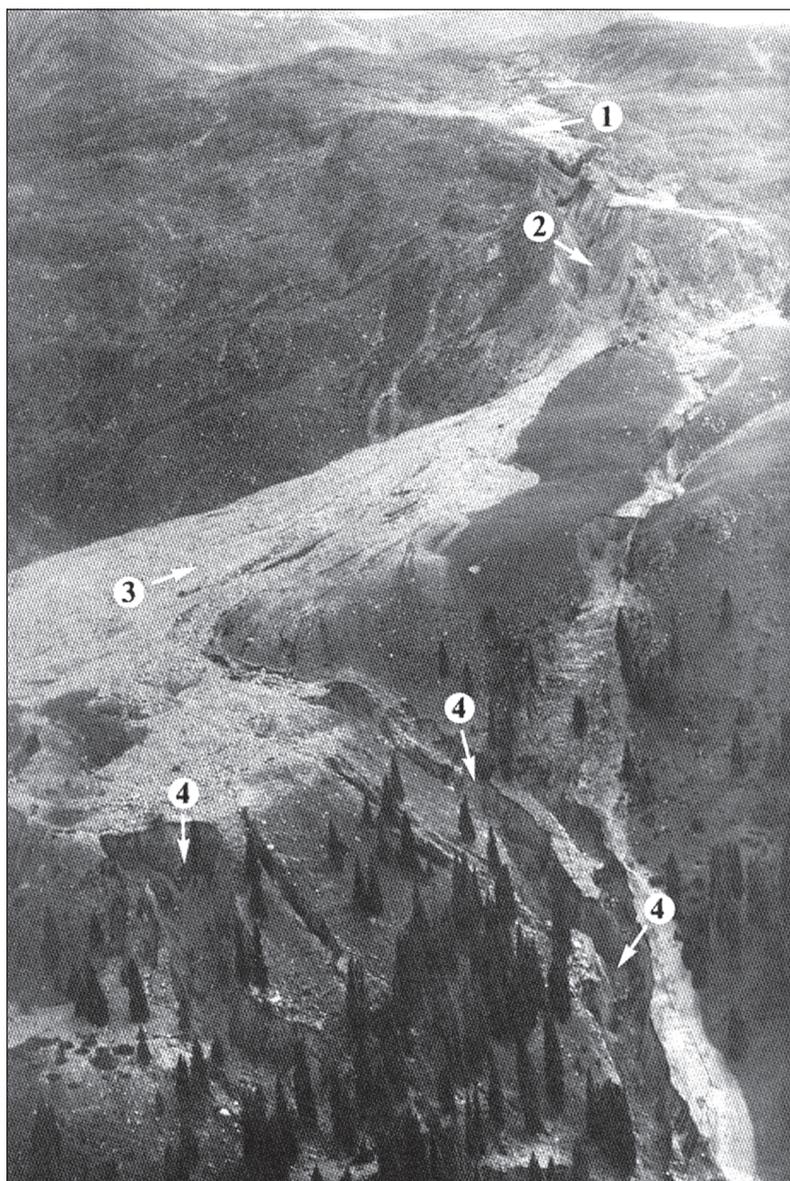


Рис. 7. Верхнечетвертичная морена в верховьях р. Каскелен.

В верхней части фотографии видны отложения крупных фракций селея, сформировавшегося на современной морене (1). Движение суспензии, излившейся из крупных фракций, по крутому уступу верхнечетвертичной морены привело к формированию вреза (2). Из-за относительно небольшой длины вреза (200–300 м) селевая смесь при выходе на пологий участок морены (3) распалась. Суспензия, продолжая движение по крутым участкам морены, образовала серию врезов (4), возникшая при этом селевая смесь имела плотность, близкую к $2350\text{--}2400\text{ кг/м}^3$.

После слияния селевой смеси с водой р. Каскелен образовавшийся поток продолжал движение. Окончательно селевая масса отложилась на широком участке долины реки ниже г. Каскелена (фото из работы [161])

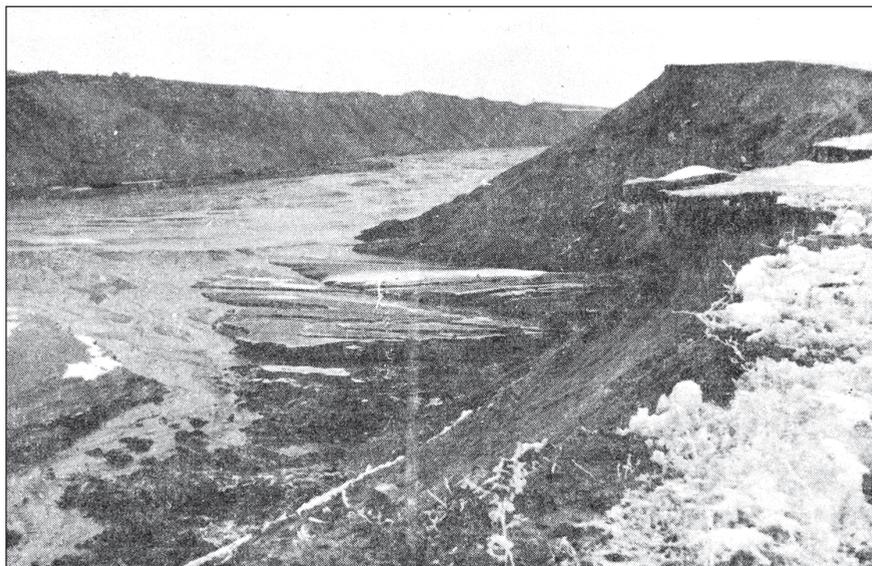


Рис. 8. Селевой очаг в створе перемычки накопителя (фото А. Х. Хайдарова)

Сель 14 июля 1999 г. на р. Бедельбай. Селевой поток сформировался в селевых очагах левобережного притока р. Киши Алматы в результате выпадения ливневых осадков слоем 106 мм на фоне повышенного предшествующего увлажнения (рис. 9). Грязекаменный поток с расходом $200 \text{ м}^3/\text{с}$ вышел в



Рис. 9. Следы прохождения селевого потока в бассейне р. Бедельбай 14 июля 1999 г.

русло р. Киши Алматы, где две сквозные селезащитные плотины задержали основную массу его твердой составляющей. Далее поток со значительно меньшим расходом ($18 \text{ м}^3/\text{с}$) прошел через сооружение «Дамба» и направился по р. Есентай, где ниже защитного сооружения «Водоотстойник» окончательно приобрел характер наносоводного. С небольшим расходом по стабилизированному руслу прошел через г. Алматы.

Селем выше города повреждены жилые и хозяйственные строения, снежены мосты, разрушены участки автодороги Алматы – Медеу, дамба-вододелитель, участки линий электропередач и связи, городского водопровода питьевой воды.

Сель 6 июля 2006 г. на р. Кумбель. Грязекаменный селевой поток сформировался в селевых очагах бассейна р. Улькен Алматы в результате выпадения ливневых осадков слоем 51 мм. Сель вышел в р. Кумбель, где значительно увеличился в расходе за счет вовлечения крупнообломочного материала, а затем в русло р. Улькен Алматы, в верхней части которой его максимальный расход достигал $800 \text{ м}^3/\text{с}$. Проходя по руслу р. Улькен Алматы, поток терял свою мощность и к селезадерживающей плотине подошел с расходом не более $30 \text{ м}^3/\text{с}$. В селехранилище в верхнем бьефе плотины был аккумулирован практически весь объем селя (рис. 10). Поток были разрушены мосты и участки авторороги Алматы – Космостанция, повреждены селенаправляющие дамбы, некоторые строения комплекса «Сарбаз». В результате своевременного оповещения, прекращения доступа в опасные зоны и эвакуации людей жертв не было.



Рис. 10. Отложения грязекаменного селевого потока, сформировавшегося в бассейне р. Кумбель 6 июля 2006 г.

В бассейне р. Бурхан селевой паводок по логу Шенгельди с расходом 140–150 м³/с разрушил сооружения сбросного тракта и тело земляной плотины. По р. Бурхан разрушены левобережные ограждающие дамбы протяженностью 300 м, мостовой переход через р. Бурхан на автодороге Жаркент – Лесновка. В бассейне р. Шыжын селевой паводок по р. Шошкалы – Сай 2 (правый приток) разрушил головное водозаборное сооружение канала Петровский и часть лоткового водовода. В результате наносоводного паводка по р. Осек переполнился верхнегородской канал г. Жаркента и его размыло. Паводком на р. Тышкан снесен автодорожный мост.

8–9 июля 1982 г. Очень крупный селевой поток возник в результате последовательного прорыва озер, расположенных на высоте 3200 м (рис. 12) в

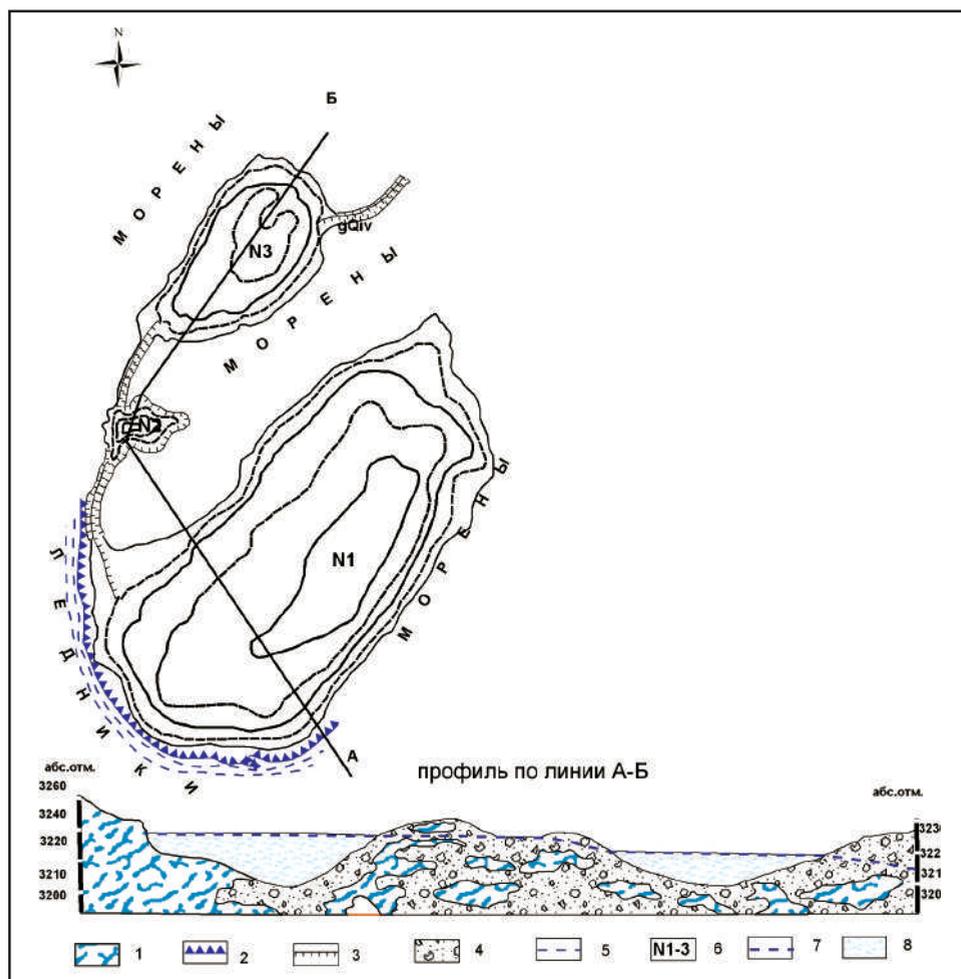


Рис. 12. Схема района моренных озер в верховьях р. Тентек (бассейн р. Сарыкан): 1 – ледники; 2 – уступы ледниковых языков; 3 – участок обрушения ледникового туннеля; 4 – толщина моренных отложений; 5 – каналы стока; 6 – моренные озера:

№ 1 – V – 1254,60 тыс. м³, № 2 – V – 4,27 тыс. м³, № 3 – V – 168,11 тыс. м³;

7 – уровень воды; 8 – вода

верховьях левого притока р. Сарыкан у ледников Тушинского, вследствие сброса воды объемом до 400 тыс. м³ с максимальным расходом 130 м³/с. Первоначально это было движение наносоводного паводка. Далее на крутом участке древней морены в результате выработки селевого вреза (максимальная глубина его превысила 40 м) сформировался грязекаменный сель, который ниже его в русле р. Карасарык достигал уже 2300 м³/с. При дальнейшем движении по р. Сарыкан мощность потока уменьшалась, в черте г. Сарканта его максимальный расход составлял около 300 м³/с. Селем были разрушены около 100 жилых домов, мосты, автодороги, гидротехнические сооружения, линии электропередач, связи и водоснабжения. Своевременно принятые меры по оповещению и эвакуации позволили избежать человеческих жертв.

12 июля 1988 г. В бассейне р. Буйен в результате ливневого дождя в блюдецобразном ур. Тесинтас (верховье притока р. Карасыз) размыло перемычку и развился процесс селеформирования с выработкой крупного селевого вresa с объемом выноса твердого материала 100 тыс. м³. Селевой поток с расходом 100 м³/с разрушил несколько мостов, повредил опоры линии передач и связи. Имелись человеческие жертвы.

4–5 августа 1997 г. В результате выпадения локального ливневого дождя в одном из сухих логов хр. Алтынемель в районе пос. Алтынемель прошел наносоводный паводок, который размыл 2-х пролетный мост на 85-м километре автодороги Сарыюзек – Коргас.

15–17 августа 2002 г. В результате выпадения дождей на р. Коргас сформировался паводок с расходом 150–200 м³/с (рис. 13). Разрушены берегоукрепительные дамбы, инженерные сооружения вдоль правого берега реки.



Рис. 13. Наносоводный паводок в районе таможни на р. Коргас Жетысу Алатау

Селевые явления хр. Кетпен.

19 июня 1987 г. В результате выпадения очень интенсивного ливня (30 мм за 15 мин) в руслах рек Жолайсай, Омекесай, Зараухасай сформировались наносоводные паводки с расходом 15–35 м³/с. За счет интенсивного поверхностного стока и водной эрозии наносоводные паводки сформировались и в бассейнах временных водотоков, которые достигли оросительного канала Бельтоган. Из р. Жолайсай и близлежащих безымянных водотоков наносоводный паводок двумя рукавами прошел через центр и восточную окраину пос. Кызылшекара. По руслу р. Омекесай направился в сторону зернотока и пограничной заставы. В поселке повреждены надворные постройки, подмыты стены домов, занесена отложениями часть территории пограничной заставы. Размыты и занесены наносами сельскохозяйственные угодья, на протяжении 5 км занесен метровым слоем оросительный канал, размыты участки автодороги, погибло 800 голов скота.

Селевые явления Шу-Илейских гор.

22 апреля 2002 г. В результате выпадения сильных осадков по р. Каракус прошел наносоводный паводок с расходом 40 м³/с. В районе с. Масанчи произошли переполнение водохранилища и перелив воды через тело плотины. Были затоплены частные земельные участки.

Селевые явления хр. Сауыр-Тарбагатай.

7 мая 1990 г. в результате выпадения осадков по рекам Кусак, Кольден, Хатынсу, Карабута, Егинсу прошли наносоводные паводки, которыми были повреждены участки автодорог, мосты, жилые и хозяйственные строения.

21–23 июля 2002 г. В Зайсанском районе в результате повсеместного выпадения сильных интенсивных осадков в бассейне р. Кендирлик сформировался грязекаменный селевой поток. Селевые явления имели место и на ряде других рек. В результате селевых явлений размыты левобережный устой моста и переходной участок через р. Кендирлик на автодороге Омск – Майкапшагай, разрушена водозаборная плотина на р. Кендирлик (рис. 14), обеспечивающая орошение 11,6 тыс. га четырех сельских округов, берегоукрепительные дамбы объемом 88 тыс. м³, дюкер под р. Кендирлик протяженностью 500 м, подающий воду на участок Торбие. По сельским округам имели место разрушения хозяйственных построек и берегоукрепительных сооружений. Полностью разрушен комплекс «Обалы» (рис. 15).

Селевые явления в Таласском, Огемском, Пскемском хребтах и Каржантау.

15–16 марта 1990 г. При выпадении ливневых осадков при интенсивном снеготаянии на фоне оттепели на многих реках прошли крупные наносоводные паводки. На реках Карашык и Баялдыр расходы возрастали до 80 и 100 м³/с. В пос. Бресек селевым паводком были повреждены постройки и 2 трубчатых моста. На р. Келес максимальный расход этого наносоводного паводка составлял 178 м³/с, отмечались размывы берегов в районе поста и кирпичного завода.



Рис. 14. Разрушение водозаборной плотины на р. Кендирлик (хр. Сауыр) селевым потоком 21–23 июля 2002 г.



Рис. 15. Повреждение построек заставы «Обалы» селевым потоком по р. Кендирлик (хр. Сауыр) 21–23 июля 2002 г.

С 18 по 24 мая 1991 г. В бассейне р. Бадам прошла серия наносоводных паводков различной мощности, в том числе и крупных, которыми в Ленгерском районе был нанесен значительный урон, пострадали 7 сельских хозяйств (рис. 16), снесены 7 мостов, размыто 4 км автодороги областного и местного значения.



Рис. 16. Последствия прохождения паводка на р. Бадам в Южно-Казахстанской области

1–4 мая 1997 г. При прохождении паводка на р. Тогыз резко увеличился уровень воды в Тогызском водохранилище (объем 5 млн м³) и в аварийной ситуации при приближении к критическим отметкам был проведен аварийный сброс воды с расходом 50–60 м³/с. В общей сложности в Толембийском районе пострадало 395 домов, 109 хозпостроек, без крова осталось 23 семьи. Разрушено 28 мостов, из них 4 – на дорогах областного и республиканского значения, повреждено 5 км автодорог, затоплено, размыто и заилено 71 га частных земельных участков и т.д.

28 мая 1997 г. При выпадении интенсивных кратковременных ливней в районе с. Георгиевка Толембийского района по двум саям (бассейн р. Сайрамсу) прошли селевые паводки, в результате были подтоплены 96 домов, заилены 25 га частных огородов. В бассейне р. Жабыгылысу пострадали 5 населенных пунктов, подтоплены 485 домов, 170 хозпостроек, 70 га приусадебных участков, 280 га сельхозугодий, критические ситуации возникали на водохранилищах (объемами по 1,8 млн м³).

26 мая 1998 г. В районе с. Казыгурт выпал очень сильный локальный дождь слоем, близким к осадкам 1% обеспеченности. В центре дождя зафиксировано 69 мм за 1 ч 18 мин; в окрестностях села сформировался кратковременный селевой паводок. Вода затопила улицы и строения села. При подпоре



Рис. 17. Разрушения, нанесенные селем в пос. Казыгурт Южно-Казахстанской области

воды строениями уровень ее поднимался до 1–2 м. Массовое разрушение саманных и ветхих построек происходило в результате размокания их при затоплении. Разрушено 130 домов (рис. 17), здание райбольницы, погибли 2 человека. 27 июля в Кентауском районе (хр. Каратау) в результате выпадения ливневых осадков (за полчаса выпало 22 мм) сформировался интенсивный склоновый сток. В г. Кентау подтоплены хозяйственные постройки, частично дома.

Селевые явления в Казахском Алтае.

28 июля 1998 г. В результате выпадения осадков селевой поток сформировался в логу Безымянный, прошел по р. Сарымсақты и влился в р. Буктырма. Объем селевого выноса составил 1000 м³. Засыпано 300 м полотна автодороги, забита водопропускная труба.

22 мая 2000 г. В результате селевого потока, прошедшего по р. Сарымсақты, частично занесен селевыми отложениями объемом 620 м³ участок автодороги Катонкарагай – Улькен Нарын.

11–23 мая 2001 г. В результате паводка, сформировавшегося на фоне сильных осадков и интенсивного снеготаяния, на р. Киши Ульби затоплено 320 домов, эвакуировано 39 человек. На р. Буктырма в пос. Зубовский затоплено 45 домов, 50 человек эвакуировано, в пос. Малеевск затоплено 12 домов, эвакуировано 29 человек и 205 голов скота. На р. Куршим затоплено 199 домов, эвакуировано 814 человек.

27 марта 2002 г. В результате паводка, сформировавшегося на фоне сильных осадков и интенсивного снеготаяния на р. Маховке, затоплен 291 дом, вода поднималась до 60 см в районе построек.

30 марта 2002 г. В Катонкарагайском районе затоплены дома, огороды, постройки: с. Печи – 8 домов, с. Белое – 15 домов, с. Коробиха – 6 домов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ

2.1. Факторы селеформирования

В комплексе природных селеформирующих факторов значительная роль принадлежит геологическим, геоморфологическим и сейсмотектоническим, совокупности гидрометеорологических факторов и почвенно-растительному покрову. Активное вторжение общества в природную среду также отражается на характере и интенсивности развития современных экзогенных процессов, включая и селевые. На формирование селей влияет и множество дополнительных условий локального характера, поэтому проблема систематизации основных факторов – весьма актуальная задача теоретического и прикладного плана.

Анализ классификаций факторов формирования селей свидетельствует о широком разбросе мнений, об отсутствии комплексного подхода к решению вопроса. Гетерогенность процесса формирования селей, разнообразная природно-климатическая обстановка гор Юго-Восточного Казахстана, сам характер распространения селевых явлений создают определенные трудности в развитии теоретических вопросов. Здесь нередко немалую роль играет и основная специальность исследователей селей, принимающих в качестве главных либо гидрометеорологические, либо геолого-геоморфологические факторы и т.д.

Наиболее строгую классификацию факторов селеобразования предложил для временного прогноза А. И. Шеко [61]. Все компоненты природной среды он подразделил на три природные группы: 1) постоянные (геологическая среда, рельеф и т.д.); 2) медленно изменяющиеся (современные тектонические движения, климат, гидрогеологические условия); 3) быстро изменяющиеся (атмосферные осадки, режим их выпадения, температура и т.д.). Несколько в ином аспекте этот вопрос рассматривал С. М. Флейшман [62]. Он выделил три условия формирования селей: 1) наличие твердого рыхлообломочного материала в руслах; 2) наличие достаточного количества воды; 3) сильно расчлененный рельеф с крутыми склонами. Подобный подход прослеживается и в работах В. Ф. Перова [63]. На примере селеопасных территорий Казахстана и Средней Азии классификации факторов рассматривались в работах Ш. З. Ходжаева [64], В. П. Пушкаренко [65], С. П. Кавецкого и др. [66], Е. Е. Дуйсенова [67], М. Ж. Жандаева [68], Н. Ф. Колотилина, А. Р. Медеуова [69], К. А. Сулейменова [70].

Приведем некоторые примеры. С. П. Кавецкий главную роль в процессе формирования селей отводит гидрометеорологическим факторам, относя другие к второстепенным. В работе Е. Е. Дуйсенова к основным факторам принадлежат только подстилающая поверхность и климатические. М. Ж. Жандаев утверждает, что формирование селей невозможно без трех равнозначных факторов: 1) водного (обильные осадки, бурное снеготаяние, большие запасы льда); 2) геологического (скопление рыхлообломочного материала, его состав и свойства); 3) геоморфологического (крутизна склонов и уклоны русел,

наличие селевых очагов). А. Р. Медеуов, Н. Ф. Колотилин [69] предложили четыре группы факторов: 1) рельеф; 2) метеорологические условия; 3) геологические особенности территории; 4) состояние почвенно-растительного покрова. В порядке развития классификации А. И. Шеко [61], применительно к Иле Алатау, К. А. Сулейменовым [70] разработана классификация факторов на основе типологического подхода к физическому времени.

Таким образом, этой проблеме посвящено значительное количество исследований, которые учитывают многокомпонентность природной среды, обуславливающей формирование селей. Но в то же время во многих разработках нет комплексности решения вопроса, не выделяются факторы, связанные с хозяйственной деятельностью. Все это свидетельствует о недостаточной разработанности этого вопроса, поскольку анализ нужно проводить с учетом не только отдельно взятых факторов селеформирования, но и в целом всего комплекса причин.

На основании изложенного предлагается классификация факторов селеобразования на основе генетического и типологического подходов применительно для сейсмо-селеактивных районов Казахстана (табл. 1). Природная среда этой территории чрезвычайно разнообразна, в соответствии с этим и

Таблица 1. Классификация факторов селеформирования

Таксон факторов	Класс	Тип	Подтип
I	Природный	Гидрометеорологический	Гидрологический (колебание уровней и расходов воды в реках, формирование поверхностного стока; прорыв воды из естественных водоемов). Метеорологический (температурный режим воздуха, атмосферные осадки, интенсивность и режим ливней)
		Почвенно-геоботанический	Почвенный (тип почв и устойчивость их к размыву). Растительный (растительная ассоциация, густота растительного покрова)
		Геологический и неотектонический	Геологический (генезис, степень литификации, возраст, мощность, состав, свойство и состояние пород). Неотектонический (основные морфоструктуры, тектонические ступени, разломы древние и обновленные). Сеймотектонический (направленность и интенсивность современных тектонических движений, вторичные сейсмодислокации)
		Геоморфологический	Мезо-, микроформы рельефа (морфогенез, морфометрия, возраст и геологический субстрат, слагающий рельеф). Экзодинамический (геоморфологическая позиция и формы проявления, геологический субстрат)
II	Антропогенный		(искусственная сейсмичность и возбужденные землетрясения, нарушение природной среды, прорыв искусственных водоемов)

воздействие факторов на формирование селевых процессов неоднозначно, поэтому возникает необходимость в их систематизации для распознавания среди них основных, предопределяющих формирование селей.

Факторы природной среды подразделены на классы, типы и подтипы (см. табл. 1). При этом все факторы объединены в два класса: природный и антропогенный, которые, в свою очередь, по генетическим признакам разделяются на типы: геолого-тектонические, геоморфологические, гидрометеорологические, почвенно-растительные и антропогенные. Типы подразделяются на подтипы, представляющие собой конкретные факторы, влияющие на образование селей. Так, геоморфологические представлены мезо- и микроформами рельефа; геолого-тектонические – геолого-литологическими, минералогическими и т.д. Дискуссионным вопросом является выделение в самостоятельные инженерно-геологических факторов. В силу этого в работе рассматриваются геологические факторы, к которым органически принадлежат и инженерно-геологические.

2.1.1. Гидрометеорологические факторы

При формировании селевых явлений в сочетании с воздействием других селеобразующих агентов существенную роль играют гидрометеорологические факторы. Исследованием этого вопроса в горных районах Юго-Восточного Казахстана в течение достаточно длительного времени занимались сотрудники КазНИИ, Института географии МОН РК, ГУ «Казселезащита» и некоторых других научно-исследовательских учреждений. Все указанные исследования, главным образом, были сосредоточены в одном из наиболее селеопасных районов гор Казахстана – хребте Иле Алатау. В меньшей степени работами была охвачена территория Жетысу Алатау. Горные территории, тяготеющие к восточным, южным и западным окраинам Казахского орогенного пояса, в этом аспекте оказались фактически не изученными.

В числе гидрометеорологических условий селеобразования в горных районах Казахстана наряду с температурным фактором, обуславливающим формирование гляциальных селей, большое значение имеют ливневые осадки.

Сели дождевого и ливневого происхождения. Выпадение селеформирующих осадков в горных районах Юго-Восточного Казахстана обычно обуславливается взаимодействием вторгающихся северо-западных холодных воздушных масс повышенной влажности с теплым (до +20 °С и более) воздухом южных районов. Этому способствует и экранирующий эффект горных сооружений, при подходе к которым воздушные потоки создают волновые возмущения. Последние, в свою очередь, обостряют синоптические ситуации, способствуют выпадению обильных осадков, иногда охватывающих значительные площади.

Анализ характеристик селеформирующих осадков в значительной степени затруднен в связи с отсутствием достаточного количества пунктов наблюдений в средне- и высокогорных поясах. Обсуждение данных, приведенных в некоторых опубликованных работах, а также применение статистических методов исследований позволили с определенной генерализацией как в регио-

нальном плане, так и в высотном разрезе проследить распределение суточных сумм жидких осадков, способствующих формированию селей ливневого происхождения, В горных районах Юго-Восточного Казахстана по величине отмеченного суточного максимума осадков первое место занимает Иле Алатау – до 100–180 мм (на высотах 1000–1700 м абс.), второе – Жетысу и Талас Алатау – до 70–80 мм (на высотах 700–1000 м абс.), третье – Казахстанский Алтай – до 30–50 мм (на высотах 800–1400 м абс.). Далее в убывающем порядке следуют Сауыр-Тарбагатай, Кетпен и Каратау с суточным максимумом осадков менее 30 мм.

Приведенные данные пространственного распространения суточных максимумов жидких осадков по горным хребтам показывают, что наибольшая ливневая деятельность, а следовательно, благоприятные условия для формирования ливневых селей в рассматриваемом регионе приходятся на Иле, Жетысу и Талас Алатау.

Осадки ливневого характера распределяются неравномерно не только в региональном плане, но и по высотным поясам. Этому способствует то, что горные хребты, простираясь с запада на восток, являются естественным барьером на пути влагонесущих воздушных масс.

Увеличение количества жидких осадков от предгорий к верхним орографическим поясам подчинено определенной закономерности. Это выражено в том, что наибольшее количество осадков (700 мм) в теплое время года приходится на низкогорно-среднегорные пояса [71]. Так, нижняя граница зон осадков 1 % обеспеченности в 75 % случаев располагается выше 1500 м и в 25 % случаев – выше 2500 м над уровнем моря. В центральной части Иле Алатау (наиболее селеопасный хребет) величина суточного слоя осадков 1 % обеспеченности на высотах от 1000 до 3000 м изменяется (в бассейне К. Алматы) от 80–90 до 70–80 мм с максимумом 106 мм на высоте 1350 м. Поэтому именно на этих высотных отметках вертикального разреза гор сосредоточены наиболее активно действующие очаги селей ливневого питания. Высота смещения максимума осадков, как правило, в теплое полугодие определяется положением 0 °С изотермы. При наиболее высоком положении ее уровня в летнее время, обусловливаемом конвективными потоками воздуха, достигающими больших высот, отмечается выпадение ливневых осадков в альпийском ландшафтном поясе [72].

Многие исследователи положение 0 °С изотермы, являющейся одним из показателей распространения осадков по высоте, используют в качестве индикатора. Так, при положении нулевой изотермы выше 4500 м максимум осадков, наблюдаемый в бассейне р. Киши Алматы, с высотой местности изменяется незначительно, что создает условия для селеобразования на большой площади.

В связи с тем, что значительное количество наиболее опасных очагов селя располагается в высокогорной и на верхней границе среднегорной зонах, немаловажным условием является выпадение осадков в жидком виде, что обеспечивается определенным температурным режимом. Исследования, проведенные КазНИИ Госкомгидромета, показали, что температура воздуха в день

выпадения осадков на высоте 3000 м должна быть не ниже 5 °С, а сумма температур за 5 сут – не менее 35 °С.

Однозначная зависимость между параметрами суточных сумм жидких осадков и селевыми проявлениями для горных районов Казахстана трудно установима, что связано со сложностью селеформирования и влиянием на него некоторых других факторов. Определение критических значений осадков и их интенсивности, при которых селеформирование более вероятно, является одной из актуальных задач прогнозирования селей.

В этой связи следует напомнить, что образование селевых потоков во многих горных районах бывшего СССР колеблется в довольно широком диапазоне суточных осадков, преимущественно до 60 мм и выше при средней интенсивности 1 мм/мин. Так, в Карпатах, как правило, сели реализуются при выпадении жидких осадков свыше 30 мм и интенсивности ливня от 1 до 3 мм/мин [73]. В Крыму суточные максимумы дождя, связанные с селеобразованием, составляют 31–62 мм на юго-западном склоне Яйлы и 48–82 мм на северном при интенсивности ливня 1,3–1,6 мм/мин [74]. На Кавказе, в ряде бассейнов рек, по данным И. В. Боголюбовой [75], они варьируют от 95 до 52 мм при средней интенсивности от 0,77 до 0,97 мм/мин. В горных районах Казахстана формирование селей ливневого питания происходит преимущественно при выпадении 40 мм и более жидких осадков [66].

Анализ характеристик селеформирующих ливневых осадков показывает, что ливневые сели в горах Казахстана возникают при интенсивных ливнях продолжительностью от 1 до 6 ч со слоем осадков от 30 до 180 мм при средней интенсивности дождя от 0,1 до 1,24 мм/мин и максимальной интенсивности за короткие интервалы от 0,43 до 3–5 мм/мин.

Такой диапазон селеформирующих осадков свидетельствует о различной степени подготовленности бассейна к селеобразованию и прежде всего об увлажненности почвогрунтов предшествующими дождями и снеготалыми водами. Так, особо катастрофические сели (1921, 1947, 1958, 1959, 1980 гг.) в горах Казахстана были обусловлены не только сильными ливневыми осадками (до 60–180 мм), но и значительным предшествующим увлажнением

Ряд исследователей [76–78] отмечает, что сели, возникающие при сильном увлажнении, наиболее мощные по энергетическим параметрам, нежели сели, формирующиеся при слабом предварительном увлажнении. Физически это объясняется тем, что при включении в поток водонасыщенных почвогрунтов водная составляющая селя сильно возрастает (до 30–40 %) за счет поровой воды грунтов [76, 77]. И. П. Смирнов [76] поэтому полагает, что максимальный селевой расход при хорошо увлажненных почвогрунтах в бассейне от предшествующих осадков или таяния снега может достигнуть катастрофических величин даже при относительно небольших осадках за данный селеформирующий дождь.

Величина селеопасности стока за конкретный дождь находится в прямой зависимости от инфильтрационной способности почвогрунтов бассейна и интенсивности ливня. Чем меньше инфильтрационная способность почвогрунтов и больше интенсивность ливня, тем значительней величина селе-

опасного стока. Величина установившейся инфильтрации для различных горных почвогрунтов, по данным [66, 76, 77], изменяется от 0,25 до 1,40 мм/мин. На сильноэродированных участках речной и овражно-балочной сети она составляет от 0,05 до 0,10 мм/мин. По активности ливневого стока в горных бассейнах выделяются три высотные зоны.

Высокогорная зона с альпийскими и субальпийскими почвами (2800—3200 м и более), которые обладают наименьшей инфильтрационной способностью и самой высокой активностью стокообразования. Здесь зарождение ливневого стока наблюдается при интенсивности дождя более 0,25—0,35 мм/мин. Среднегорная (лесная) зона (1800—2800 м) представлена в основном луговыми и подзолистыми почвами, обладает самыми высокими инфильтрационными свойствами. Здесь зарождение селеопасного стока возможно только при весьма интенсивных ливнях более 0,75—1,40 мм/мин. В низкогорно-предгорной зоне (ниже 1800 м) развиты в основном почвы, обладающие пониженными инфильтрационными свойствами. Здесь зарождение селеопасного стока может наблюдаться при интенсивных ливнях (более 0,40—0,65 мм/мин). На скальных участках, дорогах, искусственных сооружениях способность инфильтрации весьма низкая или нулевая, образование селеопасного стока наблюдается при дождях весьма малой интенсивности.

В связи с изложенным высокоинтенсивные жидкие осадки нередко локализуются на весьма ограниченных по площади участках горного рельефа внутренних бассейнов, в силу чего точные количественные параметры их далеко не всегда поддаются учету. Следует также иметь в виду, что на пространственную локализацию самих селеформирующих осадков, кроме чисто орографических факторов укрупненного плана, влияют и морфологические особенности поперечных профилей самой долины. В этом отношении наиболее показательны примеры рек К. Алматы (Иле Алатау), Шыжын и Текели (Жетысу Алатау). Так, вследствие того, что горная цепь Жетысу Алатау значительно выдвинута на запад и долины рек при их общей субширотной ориентации широко открыты навстречу влагонесущим воздушным потокам, создаются условия, стимулирующие выпадение довольно значительных осадков во всем высотном диапазоне. Эту зависимость можно хорошо проследить по характеру изменения средней величины годовых сумм осадков с высотой, где наибольшее их количество приходится на бассейны рек Шыжын, Кора (включая бассейн р. Текели). К этим же бассейнам приурочены максимальные месячные и суточные величины осадков.

На выпадение ливневых осадков высокой интенсивности значительное влияние оказывают наряду с приподнятостью горного рельефа и внутригорные впадины, где вследствие смешивания относительно прогретого воздуха с прорывающимися из северных районов холодными массами часто возникают ситуации, благоприятствующие возникновению ливнеобразующих процессов. Условия, близкие к описанным, в какой-то мере характеризуют и наиболее селеопасные северо-западный и северный склоны Жетысу Алатау, его Главного водораздельного хребта, обрамляющие с юга Айдаусайскую впадину. Выпадение ливневых осадков в летнее время в этом районе отмечается

значительно чаще по сравнению с сопряженными с ним участками горного массива. К сожалению, из-за полного отсутствия метеопостов в горной части хребта эти осадки практически не поддаются учету, в связи с чем доля их участия в образовании здесь селевых потоков и, в частности, в долине р. Коянкоз остается неясной. Известно, что, по свидетельству очевидцев, непосредственно перед прорывом древних моренных озер Коянкоз, повлекших за собой формирование достаточно крупных селей 1970 и 1978 гг., в течение 2–3 сут с незначительными перерывами шли ливневые дожди. Это, несомненно, послужило одним из стимулирующих факторов, способствующих переполнению и опорожнению этих водоемов.

В горных районах Юго-Восточного Казахстана наиболее селеопасные периоды, связанные с выпадением ливневых и обложных дождей, приурочены к концу весенне-летних месяцев. Общая продолжительность их составляет около 2–2,5 мес., чаще всего с мая по июль, иногда включая даже вторую половину апреля.

Иногда селеопасные ситуации в некоторой степени связаны и с периодами дружного схода снежного покрова, который в ряде горных районов, уплотняясь на платообразных участках междуречий, сохраняет способность удерживать длительное время воду. Активный его сход интенсифицируется с одновременным прогрессивным нарастанием температурного фона и выпадением ливневых и обложных дождей. Это приводит к концентрированному сбросу водной массы и образованию высоких паводков, которые иногда вследствие частичного срыва отмытки и интенсивного углубления руслового ложа, как правило, сопровождающихся береговыми обрушениями, трансформируются в селевой процесс. Подобная ситуация сложилась, например, в апреле 1959 г., когда во многих долинах горных рек Юго-Восточного Казахстана прошли селевые потоки, местами достигавшие значительных масштабов [58, 66]. По данным о снежном покрове, рассмотренным в связи с оценкой лавинной деятельности в ряде работ И. В. Северского, В. П. Благовещенского [79, 80] и др., следует, что 1958–1960 гг. характеризовались исключительной многоснежностью, что в значительной мере явилось стимулятором образования мощных селевых потоков ливне-снеготалого происхождения.

Сели гляциального происхождения зарождаются в верхних ландшафтных поясах высокогорья и генетически связаны с интенсивной абляцией как открытых, так и бронированных ледников, размерзанием моренных грунтов и развитием других термодинамических процессов.

Влияние гидрометеорологических факторов на формирование гляциальных селей у специалистов обычно вызывает определенную дискуссию. Это связано с недостаточной изученностью физических процессов и отсутствием в необходимом объеме исходных данных. Попытка многих исследователей найти однозначные связи отдельных гидрометеорологических факторов с конкретными селепроявлениями позволила установить слабую их коррекцию. При проверке этих связей на независимом материале установлено, что число селевых ситуаций значительно больше, чем необходимых явлений. Это вынудило изменить точку зрения на природу гляциальных селей и рассмат-

ривать их дифференцированно, с учетом большого количества факторов, неоднозначных во времени и пространстве.

Для возникновения селевого процесса необходим сосредоточенный водный поток. Причиной тому может служить прорыв водоемов в результате интенсивной абляции снега и льда в гляциальной зоне. Особый вид гляциальных селей образуется под влиянием оползания переувлажненных моренных грунтов.

Из гидрометеорологического комплекса факторов селеформирования следует выделить тепловой и увлажняющий.

Влияние температуры воздуха разнонаправлено. С одной стороны, повышенный температурный фон приводит к увеличению стока и развитию термокарстовых процессов, с другой – изменения температуры открытого и бронированного льда нарушают его физические свойства, особенно деформационные. В ледниково-моренном комплексе, испытывающем повышенное тепловое воздействие, условия для аккумуляции талого стока и прорыва водоемов создаются постепенно, длительное время. Непосредственный прорыв гляциальных водоемов может быть обусловлен как активизацией термокарстовых процессов и увеличением воды в водоеме, так и деформациями ледяной плотины и тоннеля. При этом прорыв может произойти на фоне уже сменившихся гидрометеорологических условий, что, естественно, отрицательно скажется на связи текущих их характеристик с селепроявлениями.

Гляциальные сели, наблюдаемые при аномально высоком тепловом режиме, происходят в горных районах Юго-Восточного Казахстана и на сопредельных высокогорных территориях более часто, чем аналогичные явления, обусловленные деформациями льда. Это позволило некоторым исследователям определить критические значения тепловых характеристик, при которых гляциальные сели более вероятны.

Г. А. Токмагамбетовым и др. [52] дано обоснование зависимости прорыва моренных озер от превышения суммы среднесуточных температур их среднесуточного значения Так, в Иле Алатау за 1951–1980 гг. наблюдались 23 прорыва моренных озер. Сумма среднесуточных положительных температур воздуха в год прорыва (ст. Мынжылкы) составила 290 °С. Сумма положительных среднесуточных температур за 30 дней до прорыва в 83 % случаев больше 212 °С. Во всех случаях, кроме двух (1951, 1970 гг.), превышение температурного фона над нормой было более 8 %.

Характеристики руслового стока также могут служить показателями влияния гидрологических условий прорыва гляциального водоема. Изменение гидрологического режима ледникового бассейна для прогноза гляциальных селей впервые было использовано Ю. Б. Виноградовым [81]. Им было отмечено, что аномальное уменьшение стока может свидетельствовать о перекрытии внутренних каналов, приводящем к накоплению талого стока в поверхностных водоемах или внутриледниковых полостях с последующим их прорывом.

Другим показателем повышенной опасности гляциальных селей являются жидкие осадки. Их воздействие проявляется в виде повышенного стока и активизации термокарстовых процессов. Однако это влияние менее эффективно

сказывается на формировании гляциальных селей по сравнению с тепловыми факторами.

Анализ гидрометеорологических условий возникновения гляциальных селей показал, что особо катастрофические сели сформировались в жаркие солнечные дни с устойчивой высокой температурой воздуха в высокогорье (до 15–18 °С) с максимальными расходами при прорывных паводках от 18 до 250 м³/с и суммарным сбросом воды из озер емкостью до 0,1–0,2 млн м³.

Наблюдаемая повышенная активизация гляциальных селей не случайна, а вполне закономерна и обусловлена общей деградацией современного оледенения в горах Казахстана вследствие потепления климата и загрязнения поверхности ледников под воздействием антропогенных факторов. Так, в горах Иле и Жетысу Алатау по данным наблюдений гляциологов Института географии НАН РК за 1949–1985 гг. ледники линейно отступили на 600–750 м, а по высоте – на 80–100 м. Вследствие этого в высокогорных районах Казахстана резко возросли открытые площадки морен, что привело к активизации термокарстовых процессов. Эти процессы в сочетании с усилением таяния снежников и абляции ледников послужили причиной возникновения большого количества моренных ледниковых озер. Потенциальная селеопасность водоемов связана также с их перераспределением путем разрушения либо естественных перемычек, либо термокарстовых пустот, сопровождающихся водонасыщением и обрушением лобовых частей фронтальных морен в результате временного перекрытия каналов стока.

Таким образом, одним из неперенных условий зарождения гляциальных селей катастрофического проявления является, с одной стороны, процесс формирования современных морен, а с другой – наличие моренных озер. В зависимости от динамического состояния моренно-ледникового комплекса и озерных водоемов в результате развития ситуации на некоторых из них могут появиться благоприятные условия для возникновения гляциальных селей. В связи с этим следует более подробно остановиться на вопросах формирования современных высокогорных моренно-ледниковых озер, наличие которых в сочетании с метеорологическими факторами определяет образование селей ледникового происхождения.

Моренно-ледниковые озера и их роль в формировании гляциальных селей. Понятие о моренно-ледниковых озерах. Моренные озера отмечаются в высокогорных районах, где развито современное и древнее оледенение. Им посвящены многочисленные исследования у нас в стране и за рубежом. Интерес к озерам гляциально-нивальной зоны особенно возрос в последние 30–40 лет, так как они являются источником возникновения селевых потоков с катастрофическими формами проявления и воздействия.

Образование моренных озер связано с комплексом факторов. В одних случаях это результат разного по интенсивности проявления ледовой деятельности открытой и погребенной части ледников; в других – их появление обусловлено подпруживанием канала стока ледником или моренно-ледниковыми отложениями; в третьих – они непосредственно обусловлены термокарстовыми процессами в пределах развития современных морен.

Встречаются также каровые и другие генетические типы озер. Значительное количество озер наблюдается в виде различных сочетаний.

Таким образом, во всех случаях, независимо от генезиса, как правило, формирование озер связано с современной ледниковой деятельностью и местными геолого-геоморфологическими условиями развития морено-ледникового комплекса.

Во многих публикациях отечественных и зарубежных исследователей [81–102] отмечается, что горные водоемы, образование которых связано с ледниками и современными моренами, называют ледниковыми либо приледниковыми, моренными и др. При этом в основном имеются в виду озера, находящиеся между открытой частью ледников и фронтальной мореной. Озера, которые примыкают к открытому леднику, Г. А. Токмагамбетов называет приледниковыми [52], В. А. Керимкулов – приледниково-западинными [96], В. И. Шатравин и Я. С. Ставицкий [97] такие озера предлагают называть ледниковыми на том основании, что их котловины находятся на льду. В литературе в большей степени используется термин «приледниковый», который отражает и генезис, и местоположение озер. В то же время имеются исследования, в которых предлагается вообще не подразделять озера по генетическим признакам, так как образование их во всех случаях связано с ледниками либо с моренами. Неправомерность подобных представлений обосновывается тем, что систематизация озер по определенным признакам или условиям их развития является важным аспектом в познании закономерностей развития этих водных объектов, их физического и динамического состояния, включая и прорывоопасность.

Многообразие мнений по высокогорным озерным водоемам отражает уровень познания их природы. В числе важных критериев классификации – степень их прорывоопасности в зависимости от местоположения, условий аккумуляции, наличия дренажной системы и ряда других признаков.

Классификацию моренных озер для горных территорий Средней Азии предложил А. М. Никитин. В основу его построений положены происхождение озер, местоположение, морфометрия и форма озерных ванн. В. А. Керимкулов на основе широкого анализа озер высокогорных районов Казахстана и зарубежных горных систем разработал наиболее полную классификацию озер по генезису, морфологическим и морфометрическим особенностям их развития [96]. Имеется типизация озер, где в качестве базовых условий их дифференциации приняты геолого-генетические типы моренных грунтов. Авторы [50, 93] по прорывоопасности выделяют озера стационарные и нестационарные, которые характеризуют степень их устойчивости. В начале 90-х годов прошлого столетия нами также предложена дифференциация озер посредством учета комплекса признаков и характерных черт, позволяющих оценить вероятность прорыва озер различных генетических типов.

Таким образом, по генезису моренные озера на современных моренах можно разделить на приледниково-западинные, термокарстовые, каровые, подпруженные, внутренние водоемы. При этом степень прорывоопасности их может быть неоднозначной.

Условия возникновения, оценка состояния и развития высокогорных моренно-ледниковых озер. Приледниково-западинные или приледниковые озера заполняют замкнутые понижения в моренном рельефе между открытой частью ледника и фронтальным уступом морены. Они располагаются по пути течения поверхностных водотоков. Озерная котловина напоминает западину и образована в результате неравномерного таяния открытого и забронированного ледника, а также благодаря разнице в скорости течения льда. Прилегающие к озерной котловине склоны пологие и плавно сопрягаются с общим профилем озерной чаши. Сток из озер осуществляется поверхностным или внутриморенным путем в зависимости от проницаемости озерной плотины, которая может быть сложена рыхлообломочным моренным грунтом, мерзлой брекчией или льдом.

Котловины приледниково-западинных озер формируются в результате неравномерного вытаивания открытого и погребенного льда. Закрытый чехлом моренных отложений погребенный лед вытаивает очень медленно. Моренные грунты слоем от 0,5 м и более практически предохраняют лед от термического разрушения. Поверхность открытого ледника отражает от 30 до 80 % прямой солнечной радиации. На границе открытого и погребенного льда, где слой моренных отложений составляет несколько сантиметров, с течением времени возникает небольшое углубление в теле ледника, которое иногда заполняется талой водой.

Среди моренных озер наблюдаются водоемы, котловины которых образованы по другим причинам и не приурочены к границе открытого и погребенного льда. Подпруживание поверхностных водотоков может осуществляться плотиной, образованной погребенным льдом или конечным валом. Такие явления отмечаются на участках морен, характеризующихся изменениями плано-высотного положения точек рельефа вследствие неодинаковой горизонтальной и вертикальной скорости движения отдельных частей погребенного льда. Такие озера наблюдаются в бассейнах рек Тоссор, Сарыжаз (Териской Алатау).

Кроме того, на поверхности морены прослеживаются замкнутые понижения, являющиеся результатом не только неравномерного движения льда, но и частичным проявлением термокарстовых процессов. Поверхность морены изобилует отрицательными формами рельефа, однако аккумуляция в них талого стока происходит сравнительно редко.

Приледниково-западинные озера характеризуются относительно небольшой глубиной, среднее и максимальное значения которой соответственно составляют 7,4 и 27,0 м. Приледниковые озера, заполняя отрицательные формы на поверхности морены, получают различную конфигурацию водной поверхности. Чаще всего они вытянуты по направлению путей притока и оттока воды из озера. Отношение длины и ширины в среднем составляет 3 к 4. Это же соотношение сохраняется для озер, находящихся в стадии возникновения, и свидетельствует о том, что озерная котловина развивается в направлении длины и ширины. Площадь приледниковых озер достигает 600–700 тыс. м². В этих озерах может аккумулироваться до 1–2 млн м³, а в редких случаях —

до 10 млн м³ воды (оз. Варшидз и озеро под ледником Богатырь) [101]. В связи с возможностью ослабления озерной плотины, сложенной рыхло-обломочным материалом и льдом, а также гидравлической связи озера с внутриморенной дренажной системой некоторые озера приледникового типа находятся в прорывоопасном состоянии.

Термокарстовые озера заполняют трещины, провалы, воронки, образованные в результате термокарстовых процессов и разрывных деформаций погребенного льда. Необходимым условием для существования таких озер является пересечение озерной котловины с действующими внутриморенными водотоками. Озерная котловина по форме напоминает цилиндр или усеченный конус. Прилегающие к озеру борта склонов характеризуются значительными уклонами, вплоть до отвесных. Сток из озера происходит подморенным путем. Плотиной термокарстовых озер служит обычно лед, прикрытый моренным материалом. Термокарстовые озера отличаются от приледниковых размерами и формой озерной котловины, они небольшие и относительно глубокие. Длина озера составляет в среднем 200 м при ширине 90 м, а максимальная длина и ширина могут достигать 420 и 140 м соответственно. Площадь термокарстовых озер значительно меньше, чем западинных, и составляет в среднем 30 тыс. м², а максимальная – 120 тыс. м². При этом в связи с большой средней и максимальной глубиной (7,3 и 22,0 м соответственно) в провальных озерах при одинаковой площади водного зеркала аккумулируется больший объем воды. Одним из механизмов образования озерной котловины являются просадки на погребенных льдах. А. П. Горбунов [91] полагал, что размеры просадок достигают нескольких сотен, а глубина – нескольких десятков метров. Просадки, приводящие к формированию термокарстовых озер, приурочены к ослабленным участкам поверхности морены, под которыми располагаются внутриморенные каналы, туннели, пещеры, по ним происходит дренаж талого стока. В качестве другого механизма возникновения озерной котловины следует указать на разрывные деформации погребенного льда. Скорость течения льда в погребенной части языка ледника быстро убывает в направлении фронтальной морены. В этом же направлении уменьшается и мощность погребенного льда. Напряжение, возникающее в верхней части ледника, передается вниз. На отдельных участках морены напряжения в погребенном льде превышают предел прочности, что приводит к разрывам льда. Термокарстовые озера в стадии развития так же, как и приледниковые, могут находиться в прорывоопасном состоянии. Их прорыв происходит, как правило, через внутриморенную дренажную систему.

Подпруженные мореной озера приурочены к местам пересечения морены, расположенной в основной долине, и некоторого частного водотока. Нередко подпруживание озера образуется моренами двух или нескольких ледников. Такие озера нередко встречаются в горах Памира. П. И. Беседин [92] наблюдал несколько подобных озер, подпруженных мореной ледника Гармо. Плотины часто сложены погребенным льдом. Подпруженные моренные озера обычно имеют небольшие размеры в связи с особенностями морфологии долины водотока, а также высотой и проницаемостью ледяной плотины.

Площадь подпруженного озера может составлять 120 тыс. м², а аккумулярованный объем воды — 3–4 млн м³. Отсутствие данных о режиме подпруженного моренного озера не позволяет сделать определенные выводы о механизме его опорожнения. Следы катастрофических прорывов на ниже расположенных вероятных участках стока трудно проследить. Это дает возможность выдвинуть предположение о том, что озеро опорожняется постепенно в течение длительного времени по известному на практике принципу ледяного затвора, периодически открывающего и закрывающего дренажную систему. Подпруженные озера наблюдаются на моренах больших долинных ледников, длина которых превышает 5–7 км. Здесь при опорожнении озера, возможно, происходит распластывание прорывной волны по длине дренажной системы. В качестве другого механизма разгрузки озера можно предположить рассредоточенную фильтрацию сквозь ледяной барьер. При этом в подпруженном озере создается динамическое равновесие притока и оттока воды из озера. Расширение фильтрационных каналов компенсируется сжатием, обусловленным пластическими движениями льда.

Каровые озера заполняют углубления в моренных отложениях на дне цирка, образованного в результате деятельности карового ледника. Особенностью их является подпруживающая плотина, представленная скальным ригелем и небольшим моренным валом. Озера имеют округлую форму контура водного зеркала, а их котловины напоминают по форме западину. Каровые озера по морфометрическим характеристикам сходны с приледниковыми. Одной из важных особенностей их строения являются наличие устойчивой к разрушению водным потоком озерной перемычки и отсутствие каналов стока. По этой же причине каровые озера составляют группу неопасных озер. Их жизнь зависит от величины притока воды в озеро и интенсивности засорения котловины наносами.

Таким образом, формирование высокогорных озер обусловлено комплексом факторов. При этом главными из них являются ледники и моренные отложения.

Следует отметить, что в современных моренах хорошо фиксируются озера различных размеров — от небольших до значительных. На этом основании В. А. Керемкуловым [96] установлено, что характеристики озер изменяются во времени в соответствии с различными периодами их жизни: возникновения, развития, отмирания.

Многие исследователи отмечали в тех или иных районах небольшие озера, не придавая им особого значения. Так, Я. И. Беляев [94] в 1919 г. на морене ледника Вань-Дара (ущелье № 6) наблюдал в двух местах зеленоватосиние озера, В. В. Липским [95] в 1908 г. отмечены группы небольших озер на ледниках в хребтах Александровский, Киргизский, Кунгей и Иле Алатау. Некоторые из этих водоемов развились с течением времени в значительные озера и представляют собой опасные объекты.

Наряду с моренными озерами в формировании селей неливневого генезиса большая роль принадлежит внутренним водоемам, которые могут быть в теле ледников и морен.

Внутриледниковые полости, наполненные водой, обнаруживаются в различных горных районах мира. Имеющиеся в литературе данные (в свое время серьезное обобщение было сделано Ю. Б. Виноградовым [81]) свидетельствуют о существовании в толще ледников разветвленных и обладающих значительной емкостью систем трещин, пещер, тоннелей. Размеры полостей значительно превосходят размеры протекающих через них водных потоков. Ледники, как правило, являются полыми не менее чем на 0,1 части своего объема. В крупных ледниках емкости могут быть подразделены на поверхностные, внутриледниковые и подледниковые. Подледниковые системы характеризуются наличием наносов и влиянием на них топографии глетчерного ложа.

Месторасположение внутриледниковых и подледниковых емкостей практически не имеет внешних признаков и изменчиво в пространстве.

Заполнение полостей водой носит аperiodический характер и может быть обусловлено различными причинами, связанными со сложными деформационными процессами в толще ледников. Возникающие внутренние озера могут иметь как долговременное (с длительными стадиями развития и консервативного состояния), так и кратковременное существование.

Кроме того, в высокогорных районах непосредственно с ледниками связано образование озер, расположенных на поверхности ледников; между краем ледника и бортом долины; в углах слияния двух ледников, подпруженных наступающим или отступающим боковым ледником. Первый тип фиксируется в лункообразных формах на поверхности ледников. Образование двух других типов озер связано с западинами горно-ледниковых форм рельефа, четвертый — с пульсацией, пятый — с деградацией и отступанием ледников.

Внутриморенные водоемы. Внутреннее строение морены характеризуется обилием водопроницающих систем и гротов различных размеров и конфигураций. При исследовании морен Малоалматинских ледников (В. А. Голубович, А. П. Горбунов) выявлено, что гроты в погребенных льдах формируются по линиям их разломов. Каналы стока вырабатываются непосредственно во льду, и вода находится в прямом контакте с его поверхностью. По мере таяния льда и понижения отметок канала стенки грота приобретают характерный ступенчатый профиль, что является признаком преобладающей роли талых вод в его формировании. Совместное воздействие воды и положительных температур воздуха, проникающего в грот, приводит к интенсивному увеличению его размеров. На моренах Малоалматинских ледников фиксировались гроты, которые достигали несколько сотен метров в длину, десятки метров в ширину, до 5 м в высоту; при этом мощность погребенного льда над гротом была в пределах 10 м. Закупорка каналов стока или гротов (вследствие обрушения сводов, намерзания, деформации блоков погребенного льда и т.д.) может приводить к накоплению в моренах значительных объемов воды. Месторасположение внутриморенных емкостей непостоянно и наличие их трудноопределимо. Заполнение внутриморенных полостей водой аperiodично.

При обследовании моренных озер установлено [38, 91], что в стадии возникновения озера быстро достигают некоторого устойчивого состояния, соответствующего площади (ориентировочно) для приледниково-западных

3 тыс. м² и термокарстовых 2 тыс. м^{2*}. В этот период аккумулятивная вода заполняет в основном уже готовую озерную чашу (западину, термокарстовую воронку). Небольшие изменения в строении озерной чаши происходят в следующей стадии жизни озера. В этот период котловины увеличиваются по трем направлениям за счет протавивания ледникового ложа.

Приледниково-западинные озера вначале развиваются более интенсивно по площади, а в последующем — в глубину. В среднем интенсивность роста площади водного зеркала этого типа озер составляет 1,8 тыс. м²/год, при этом: по длине — 10 м/год, а по ширине — 1,6 м/год. Значительный рост длины отмечен на озере под пиком Молодая Гвардия и под ледником ТЭУ Северный (Иле Алатау). Интенсивность роста по длине составляет 35 и 21 м/год соответственно.

В начале периода полного развития озеро № 13 под ледником Советов (Иле Алатау) за 10 лет (с 1955 по 1966 г.) увеличилось в длину с 85 до 200 м, а в ширину — с 10 до 110 м. В последующие 12 лет длина озера возросла еще на 90 м. За этот же период рост глубин происходил медленно. Озера № 10–12 под ледником Тимофеева (Иле Алатау) с 1966 по 1975 г. развивались примерно с такой же интенсивностью.

Ширина западинных озер изменяется медленнее по сравнению с длиной. Контур водной поверхности со временем несколько удлиняется в направлении оси, которой часто соответствует и направление стока.

Термокарстовые озера еще в стадии возникновения заполняют глубокие котловины с крутыми стенками, что ограничивает возможность прогрева воды за счет радиации и теплообмена. В связи этим они слабо развиваются по площади и глубине. Так, средняя интенсивность увеличения площади озера составляет всего 0,05 тыс. м²/год, а длины и ширины — 1,7 и 1,0 м.

Термокарстовые озера в наиболее развитом состоянии сохраняют округлую форму контура водной поверхности. Максимальный рост длины и ширины отмечается на озерах под ледником Пионер и пиком Чкалова (Иле Алатау), он составляет 3,0–6,6 и 2,0–4,0 м/год соответственно.

Моренные озера относятся к неглубоким водоемам, их максимальная глубина не превышает 50–70 м, а в момент возникновения глубина менее 2–5 м. За период существования котловины озер могут иногда углубляться на 50–60 м, но в подавляющем большинстве случаев максимальная глубина редко превышает 20–30 м. Интенсивность роста глубин для приледниково-западинных озер составляет 0,55 м/год, а для термокарстовых — 0,20 м/год. На фоне медленного роста глубин отмечаются аномальные явления. Так, под ледником Григорьева озеро № 10 за три года (1974–1977) углубилось с 5,9 до 15,7 м, т.е. почти на 10 м, а озеро № 12 за 7 лет (1968–1975 гг.) — с 3,1 до 18 м.

Кроме того, в жизни моренных озер нередко наблюдается период, когда видимых изменений морфометрических характеристик не происходит. Длитель-

*В силу высокой динамичности морено-ледникового комплекса и связанных с ним озер приводимые количественные показатели характеризуются весьма высокой изменчивостью.

ность его различная. Например, два озера под ледником Двухлопастной за 21 год (1956–1977) практически сохранили размеры. Такое же явление отмечается у некоторых озер под ледниками Молодая Гвардия, Тимофеева, Аршалы и др.

Котловина может развиваться в направлении ледника, берега южной экспозиции, путей стока или наиболее ослабленных и размороженных частей котловины и берега. Интенсивно разрушается береговая кромка, представленная незачехленным погребенным льдом. Примером в этом отношении является термокарстово-приледниковое селеопасное озеро №6 перед ледником Маншук Маметовой (К. Алматы, Иле Алатау). Оно возникло при отступании ледника Маншук Маметовой (№112), который в конце XIX – начале XX в. был примерно на 350 м длиннее современного. Озеро образовалось в середине 50-х годов прошлого столетия на высоте 3600 абс. м в котловине на месте исчезнувшей части языка ледника. По генезису оно относится к разновидности приледниково-термокарстовых озер. Озеро питается тальми водами ледника, в основном поверхностным путем. Отток воды из озера осуществляется по поверхностному каналу стока, фильтрационные и подземные каналы стока развиты слабо. Согласно данным топографической съемки, в 1958 г. линейные размеры озера составляли 70 и 25 м, объем озера был незначительным – около 0,5 тыс. м³. В дальнейшем за счет протаивания мерзлых пород и глетчерного льда озеро углубилось и разрослось. В 70-х годах XX века объем озера увеличился до 43,0 тыс. м³ и оно стало представлять опасность. На озере были организованы профилактические мероприятия, благодаря которым объем воды в нем удерживался в пределах указанного значения. К 1996 г. произошло резкое увеличение объема озера до 180 тыс. м³, создалась угроза его прорыва с формированием крупного селевого потока. Мероприятиями по контролируемому опорожнению объем воды в озере был уменьшен до 100 тыс. м³. Но в последующие годы озеро продолжало развиваться. По данным ГУ «Казселезащита», параметры озера при объеме 220,0 тыс. м³ составляют: длина – 199 м, ширина – 144 м, максимальная глубина – 22,4 м, длина канала стока – 120 м. Работы по сбросу воды лишь несколько сдерживали интенсивность увеличения объема воды в нем.

В момент максимального заполнения озера в начале августа 2010 г. его объем составлял 229,6 тыс. м³, максимальная глубина – 20,9 м. В теплый период года в озеро поступает около 900 тыс. м³ воды за счет таяния снега и льда (рис. 18). Суточный объем воды может достигать 13 тыс. м³. Параметры озера измерялись ГУ «Казселезащита» и Институтом географии, глубина определялась с помощью эхолота.

С 6 августа по 25 сентября 2010 г. объем воды в озере уменьшился за счет сброса воды сифонами с 229 600 до 140 800 м³. Глубина озера снизилась с 20,9 до 16,8 м. Зимой 2010/11 гг. впервые за историю наблюдений уровень воды понизился. 22 апреля 2011 г. объем воды составлял всего 11 200 м³, а глубина – 5,6 м. Таким образом, средняя скорость фильтрации воды в тело плотины была около 600 м³/сут. К 27 мая 2011 г. за счет талого снегового стока объем воды в озере повысился до 108 500 м³. В среднем в сутки в озеро поступало около 3000 м³ воды (рис. 19, табл. 2).

Институтом географии в августе 2010 г. на морене и в озере установлены датчики температуры воздуха и воды, а также датчик глубины озера. Показания датчиков были сняты в начале октября. Было отмечено резкое понижение температуры воздуха с 8 по 12 сентября. Падение уровня воды в озере продолжалось до 19 сентября, пока не прекратили действовать сифоны. Температура воды до 12 сентября повышалась от 3 до 5 °С, а затем к началу октября понизилась до 3 °С (рис. 20).

В январе 2011 г. температура воды составляла 0,8 °С, толщина льда — 46 см. 22 апреля 2011 г. температура воды была 0,0 °С, толщина льда увеличилась до 80 см. 22 апреля через лунки во льду в 8 точках была измерена глубина озера.

Величина перемещения береговой линии, например, озера № 6 под ледником М. Маметовой с 1958 по 2010 г. составила порядка 250 м, озера № 4 на морене ледника Центральный Туйыксу за 6 дней — 3,5 м, озера № 10 в бассейне р. У. Алматы за 11 лет — 55 м в направлении ледника. Период интенсивного изменения положения береговой линии небольшой и зависит от морфологии склонов, мощности и физико-механических свойств грунтов. При достижении угла естественного откоса открытые участки льда покрываются плащом моренных отложений, который значительно снижает интенсивность протаивания льда (рис. 21).

Таким образом, стадия развития моренных озер характеризуется закономерным ростом линейных размеров озерных котловин. При этом возможны явления кратковременного аномального увеличения котловины либо сохранение первоначальных размеров в течение длительного времени.

Значительная водность и повышенная температура воды способствуют развитию озерных котловин. Измерения температуры воды некоторых моренных озер (под ледниками Жарсай, Туйыксу, Тоссор и др.) показывают, что в придонном слое она составляет от 0,3 до 4,0 °С, а в поверхностном — 0,3–14,6 °С. При этом разница температур поверхностного и придонного слоя для термокарстовых озер значительно меньше — в среднем 3,4–3,8 °С. Следовательно, развитие приледниково-западных озер по площади более вероятно.

Не располагая подробными данными о режиме моренных озер, в качестве одной из вероятных причин аномального интенсивного вытаивания погребенного льда можно предположить, например, изменение условий теплообмена. При деформациях льда или термокарстовых процессах на отдельных участках котловины могут появляться трещины или происходить вскрытие дополнительных каналов фильтрации. Тогда возрастают скорости течения воды, следовательно, и теплообмен.

На основе изложенного следует, что моренные озера, непосредственно связанные с эволюцией конечно-моренных образований моренно-ледникового комплекса, проходят через стадии возникновения, становления и отмирания (рождения, зрелости и старости). Этот процесс непрерывен, и этапы развития определяются как гляциометеорологическими, гидрологическими, геолого-геоморфологическими факторами, так и криогенными явлениями. Опорожнение озер, полное или частичное, является неотъемлемой частью развития этих озер. Сам процесс опорожнения происходит поверхностным

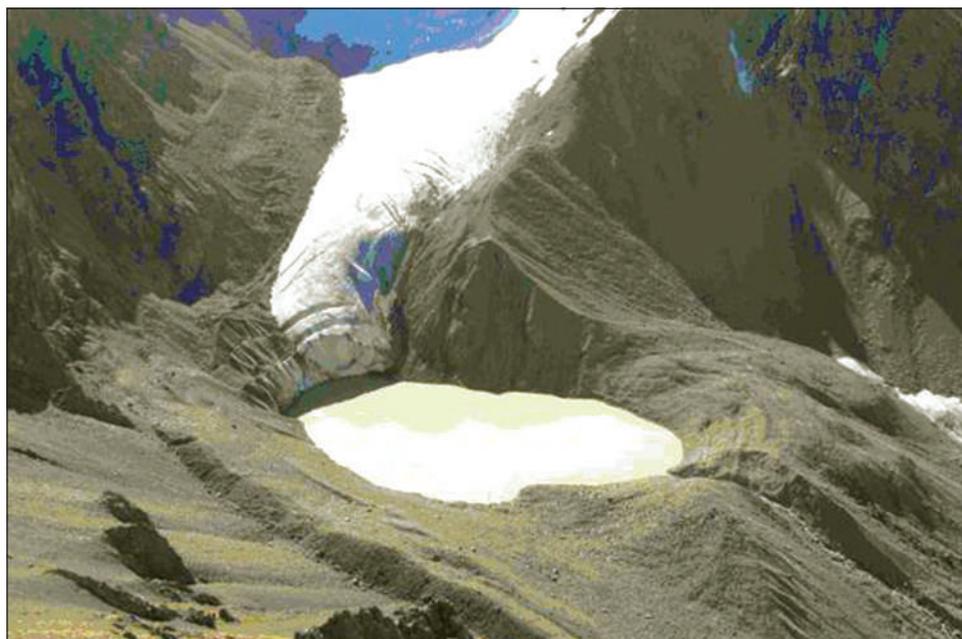


Рис. 18. Потенциальное опасное озеро Маншук Маметовой

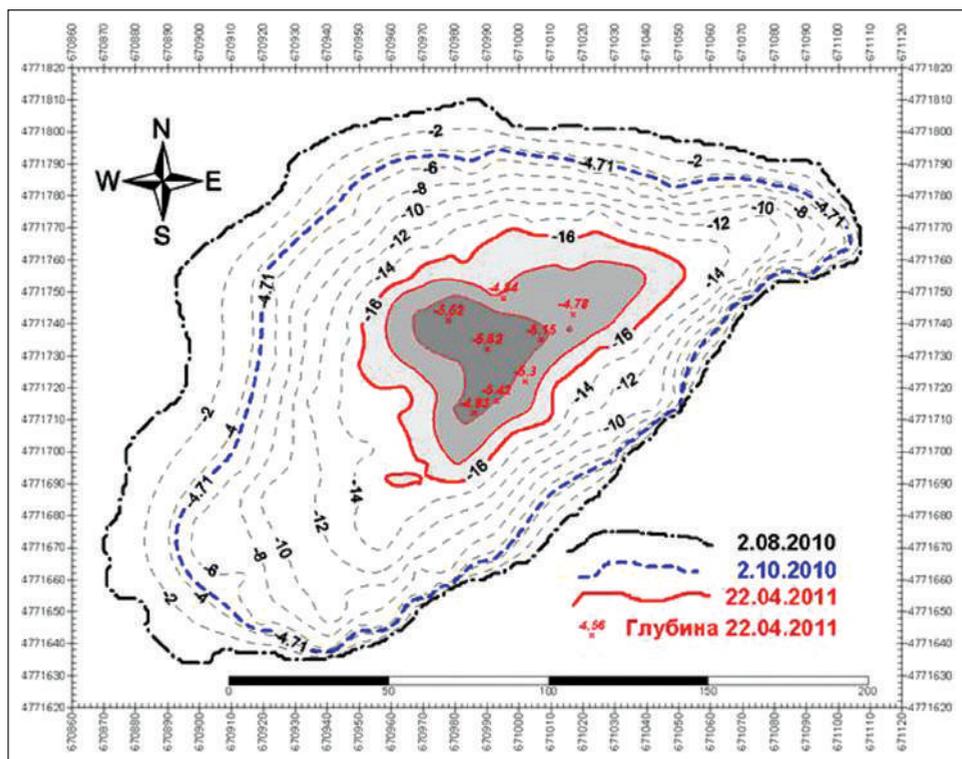


Рис. 19. Батиметрия озера Маншук Маметовой

Таблица 2. Результаты измерений размеров озера № 6

Исполнитель	Дата	Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м	Площадь, м ²	Объем, м ³
Казселезащита	15.09.2008	9,6	23,5	17 500	220 000
Институт географии	2.08.2010	9,6	21,3	25 175	241 600
Казселезащита	4-6.08.2010	9,3	20,9	24 700	229 600
Казселезащита	25.09.2010	7,4	16,8	19 000	140 800
Институт географии	22.04.2011	2,5	5,6	4500	11 200
Казселезащита	27.05.2011	6,3	13,3	17 200	108 500

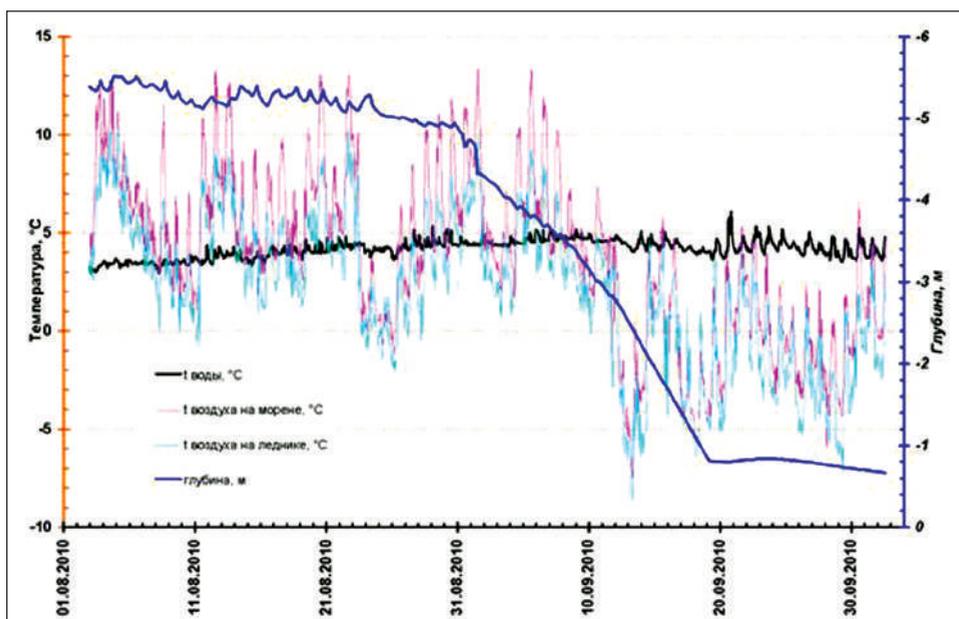


Рис. 20. Результаты измерений температуры воздуха, температуры воды и глубины озера с 03.08 по 2.10.2010 г. (данные Института географии)

либо подземным путем. Возникновение прорыва может быть обусловлено различными явлениями, вызывающими в канале стока увеличение расхода воды до величин, превышающих некоторое критическое значение, при котором наблюдается движение обломков всех размеров моренных отложений. Такими могут быть:

водные паводки или селевые потоки, сформировавшиеся в бассейне озера в результате интенсивного таяния льда и снега, выпадение большого количества жидких осадков, прорывы расположенных выше водоемов;

просадки или оползания перемычки, обусловленные криогенными процессами;

вытеснение из озерной чаши воды оползнями, обвалами горной породы или обрушения части ледника под воздействием экзогенных и сейсмогенных факторов.

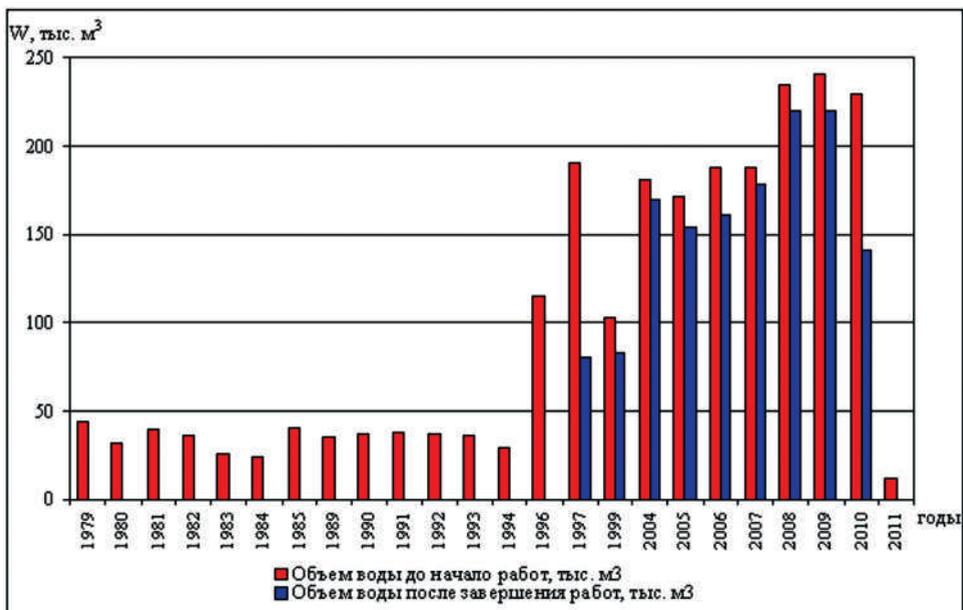
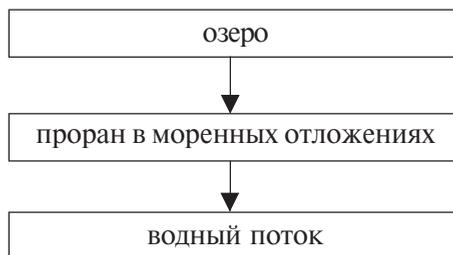


Рис. 21. Динамика изменения объема воды в озере №6 с 1958 по 2011 г.

Катастрофическое опорожнение озера через проран в теле перемычки, сложенной рыхлообломочными породами, может быть представлено шестью элементами. Три элемента, которые назовем последовательно



информируют о состоянии соответствующих объектов. Три других преобразуют эту информацию по законам, которые управляют взаимодействием



Предлагаемая схема позволяет проследить процесс катастрофического опорожнения как совокупность элементарных процессов, которые могут

исследоваться различными методами, включая математические, независимо друг от друга. Процесс взаимодействия озера и прорана приводит к формированию водного потока с тем или иным расходом в зависимости от уровня воды в озере, отметки дна прорана, его уклона, слагающих его грунтов. Взаимодействие озера и потока воды влечет за собой уменьшение уровня воды в озере в зависимости от величины расхода, площади озера и изменений объема воды за единицу времени, которое не связано с потоком воды через проран. Взаимодействие потока воды и прорана вызывает понижение отметки его дна в зависимости от величины расхода и геологических особенностей пород, слагающих проран, и его уклона. При соответствующих уклонах вовлечение в поток рыхлообломочных отложений, включая грубообломочный материал, начинается тогда, когда действующие лобовые и подъемные силы потока значительно превышают удерживающие способности грунтов.

Прорыв моренных озер приледниково-западинного и термокарстового типов *через внутреннюю дренажную систему* моренно-ледникового комплекса составляет значительную долю от общего числа прорывов. Из 35 случаев прорывов, имевших место в восточных районах Казахстана и Средней Азии начиная с 1950 г., 29 прошли через внутренние каналы стока. С 3 июля 1977 г. по 23 июля 1980 г. из четырех мощных селепроявлений в Иле Алатау вследствие прорыва моренных озер три сформировались в результате опорожнения озер через грот. Данные о прорывах моренных озер в других горных районах свидетельствуют о том, что опорожнение этих водоемов по внутренним дренажным каналам отмечается повсеместно и относительно часто [50, 96]. Несмотря на это, описание прорывов в литературе не дает достаточно полной картины опорожнения озера через грот. Исследования перемычки, спустя некоторое время после ее разрушения, нередко приводят к ошибочным представлениям о механизме опорожнения, не соответствующим фактическому развитию процесса. В. И. Шушарин и И. Н. Марков, наблюдавшие в 1973–1977 гг. серию прорывов через грот моренного озера у ледника ТЭУ Северный (Иле Алатау), отметили, что при обследовании чаши озера и перемычки после опорожнения «... можно сделать ошибочный вывод о поверхностном размыве перемычки» [43].

Исходя из описаний прорывов моренных озер в бассейнах рек Жарсай [99] и Каскелен [44, 51] (Иле Алатау), имевших место соответственно 3 июля 1977 г. и 23 июля 1980 г., а также результатов своих исследований можно сделать вывод о наличии двух фактов опорожнения озера: открытие грота, интенсивный сброс и опорожнение при малых напорах над выходным отверстием дренажного канала; процесс быстрого, возможно лавинообразного, разрушения перемычки, препятствующей проникновению воды из озерной чаши в дренажную систему моренно-ледникового комплекса.

Эта катастрофа подготавливается термокарстовыми процессами, движением ледника и морены, действием текущей воды. О полном открытии грота свидетельствует прекращение увеличения расхода сбрасываемой через него воды. Сам процесс опорожнения определяется гидравлическими, геологическими характеристиками канала стока, падением уровня воды в озере и связанным с этим уменьшением площади зеркала водной поверхности.

Важное значение для понимания процесса опорожнения имеют сведения о строении дренажной системы моренно-ледникового комплекса и данные о расходах воды во время прорывов моренных озер через грот.

Строение дренажной системы моренно-ледникового комплекса зависит от его возраста и морфологии, размеров ледника. С течением времени дренажная система становится более разветвленной, и ее относительный объем увеличивается. Морены, сформированные одним крупным ледником или несколькими ледниками, имеют сложную систему водопроводящих каналов и внутренних емкостей. Влияние климатических условий горного района на строение дренажных систем морен исследовал А. П. Горбунов [91]. Он пришел к выводу, что в моренах, подвергающихся лишь сезонному промерзанию, погребенные льды недолговечны и поэтому часто отсутствуют. В условиях континентального климата современные ледниковые морены лежат в пределах вечной мерзлоты, и в них погребенный лед может сохраняться долгое время. В таких моренах, где законсервированы значительные массы погребенного глетчерного льда, по мнению А. П. Горбунова, возможно образование крупных внутриморенных полостей, способных вместить тысячи кубических метров талых ледниковых вод. Мерзлое состояние грунтов определяет особенности дренажной системы моренно-ледникового комплекса. Она состоит из тоннелей различной конфигурации и размеров. Эти тоннели пронизывают мерзлую морену на различных уровнях и, соединяясь друг с другом, образуют сложную систему, которая подвержена постоянным изменениям, так как потоки талых ледниковых вод оказывают тепловое и механическое воздействие на стенки каналов стока.

Один из вариантов образования водопроводящих гротов в мерзлых моренах А. П. Горбунов представляет следующим образом. Поток талых ледниковых вод, текущих по поверхности морены, оказывает тепловое воздействие на мерзлый грунт, который обычно залегает в современных моренах на глубине от 1 до 2 м. В течение абляционного периода поток промывает мерзлую толщу на определенную глубину. С каждым годом он уходит все глубже и глубже, а сверху происходит многолетнее промерзание моренного рыхлообломочного материала, который скатывается и сползает с бортов эрозионного вреза. В итоге поток оказывается в тоннелях.

Дренажные каналы формируются непосредственно в теле ледника. Механизм этого явления описан Г. Н. Голубевым [100]. Размеры тоннелей могут быть значительными. В. А. Голубович обследовал грот в теле морены ледников Киши Алматы. Длина обследованной части превышала 100 м, ширина по дну достигала 12–15 м, а высота свода – 3–4 м [101]. По данным А. П. Горбунова [91], длина внутриморенного грота у ледника Богданова (Иле Алатау) достигает почти 1 км. Ч. Х. Халидей и У. Р. Андерсен [102] описывают большую тоннельную систему ледника Стивенса на юго-восточной стороне горы Рейнир. Протяженность закартированной части указанной системы – более 2 км. К главному магистральному каналу примыкают боковые тоннели диаметром от 3 до 12 м. Одна из наиболее крупных камер, длиной 75 м и шириной 25 м, имеет высоту около 8 м. Эти авторы обращают внимание на наличие

трещин и ледниковых мельниц, по которым вода с поверхности поступает в дренажную систему, а также на частые обвалы. Наряду с описанными каналами, способными пропустить большой расход прорвавшейся из моренного озера воды, дренажная система моренно-ледникового комплекса включает в себя участки с малой пропускной способностью. Они могут формироваться при возникновении дренажной системы, если этому способствует строение морены, либо в результате различных деформаций, обрушения хорошо разработанных водопропускных каналов или их промерзания в зимний период.

Прорыв воды из моренного озера в дренажную систему может произойти в результате развития подозерного талика, который со временем может соединиться с внутриморенными полостями, что приведет к обрушению свода полости. Такое развитие событий, способствующих прорыву, предполагает А. П. Горбунов [91]. Опорожнение озера, связанное с обрушением перемычки, преграждающей путь воде из озерной чаши в дренажную систему, может иметь место в случае как потенциально прорывоопасных, так и прорывоопасных озер. При этом в дренажную систему с первых минут опорожнения поступает большое количество воды.

Как известно, все внутриледниковые водоемы являются потенциально прорывоопасными. Выброс ледниковых вод из внутренних водоемов может осуществляться на поверхность ледника (в виде фонтанов), на контактах ледника и склона глетчерного ложа или из-под языка ледника. При прорывах придонных внутриледниковых полостей иногда отмечается и выброс значительного количества твердых наносов (в виде песка и мелкой гальки). Прорывной паводок, как правило, характеризуется стремительным нарастанием расходов до максимальных значений в начале опорожнения водоема и полой кривой истощения.

Вероятность прорыва внутриледниковых водоемов наиболее велика при подвижках отдельных блоков и ледника в целом (в пульсирующих ледниках). Высокая вероятность прорыва внутриледниковых водоемов имеет место при высоком температурном фоне (при условиях, критических для возникновения гляциальных селей).

Селевые явления, обусловленные прорывами внутриледниковых водоемов, зависят от характеристик прорывных паводков и морфогенетических особенностей зоны их распространения. Это могут быть как небольшие селепроявления, так и крупные грязекаменные потоки.

Прорывы внутриледниковых водоемов вполне типичны для Иле Алатау. Они достаточно часто происходят в бассейне р. Озерная, имели место в бассейнах рек Проходная и Кумбельсу. Расходы и объемы прорывных паводков преимущественно невелики.

Характеристики селевых явлений, сформировавшихся в результате прорывов внутриледниковых водоемов, обусловлены геоморфометрическим строением нижерасположенных участков бассейнов. Как правило, прорывные воды взаимодействуют с рыхлообломочным материалом рытвин на современных моренах, формируя небольшие селевые потоки, которые распластываются в пределах зандровых полей и троговых долин (3 категории). Однако с прорыв-

вами внутриледниковых емкостей (по ряду версий) связано и прохождение крупного селевого потока (1 категории) в 1956 г. в бассейне р. К. Алматы.

Внутриморенные водоемы являются потенциально прорывоопасными. Прорывы внутриморенных водоемов наиболее вероятны при высоком температурном фоне и существенной увлажненности морен, обусловленной выпадением дождей и таянием снега, погребенного льда и ледников (при условиях, критических для формирования гляциальных селей).

При взаимодействии прорывных вод с селеформирующими грунтами возникают селевые потоки, характеристики которых зависят от расходов и объемов паводков, морфометрии и состояния потенциальных селевых массивов.

В Иле Алатау прорывы внутриморенных водоемов и обусловленные ими небольшие (3 категории) селевые явления отмечались в бассейнах рек Узункаргалы и Левый Талгар. Прорыв внутриледникового водоема (по одной из существующих версий) явился причиной формирования крупного селевого потока (1 категории) в 1975 г. в бассейне р. У. Алматы.

Таким образом, на основе анализа и оценки механизмов прорыва моренно-ледниковых озер нами рассмотрена проблема систематизации озер по степени их прорывоопасности.

Классификация озер по признакам прорывоопасности. Описанные озера существенно различаются по ряду параметров. Одной из главных особенностей, несомненно, является устойчивость этих озер к прорыву и формированию гляциальных селей. По степени прорывоопасности озера подразделяются на три категории (табл. 3): 1) прорывоопасные; 2) непрорывоопасные; 3) потенциально прорывоопасные.

К категории прорывоопасных озер относятся термокарстовые и приледниково-западинные, способные при определенных условиях прорываться с формированием селевого потока высокой плотности. Селевые потоки иногда образуются в результате прорыва озер, подпруженных активным льдом.

Прорывоопасные озера характеризуются непредвиденным скоротечным процессом нарастания воды озерной котловины с последующим катастрофическим опорожнением. Каждому типу горных озер присущи характерные признаки прорывоопасности, по которым может быть составлена среднесрочная оценка гляциальной селевой опасности.

Признаками прорывоопасного состояния этих озер являются интенсивный рост размеров водоема, наличие на поверхности перемычки действующего канала стока, появление вблизи последнего просядок и трещин, сползание моренного чехла на фронтальном уступе, свидетельствующее о таянии погребенного льда и мерзлых пород. Интенсивности процессов, приводящих к прорыву находящихся в стадии развития западинных озер, способствует устойчивая жаркая погода. Западинные озера, интенсивно углубляющиеся в стадии развития, могут опорожняться и через внутренние дренажные каналы. Прорыву предшествует увеличение интенсивности стока через один или несколько гrotов, а также нарушение согласованного стока по отдельным ручьям, выходящим из-под морены. Эти явления могут рассматриваться как признаки возможности прорыва западинного озера через грот.

Таблица 3. Классификационные признаки прорывоопасности моренных озер различных типов

Степень селе-опасности	Особенности строения водоудерживающей перемычки	Условия разгрузки	Объем озера, тыс. м ³	Микрорельеф морены
Прорывоопасные	В теле морены появляется множество больших и малых пустот, гротов и простоводоковок, имеющих в плане видимые формы и, возможно, сообщение с поверхностью	По подземным каналам стока. Подземный сток довольно интенсивный и обычно преобладает над поверхностным	В начале абляции уровни воды в озере меняются незначительно. При блокировании каналов стока резко повышается уровень, объем воды увеличивается от десятков до сотен м ³	На поверхности появляются просадки, провалы и термокарстовые воронки с отчетливо выраженными водопродводящими каналами стока и гротами
Потенциально прорывоопасные	Озерная перемычка монолитна, состоит из мерзлых обломочных пород с линзами погребенного льда	Поверхностный перелив и незначительная фильтрация в чаше озера, большая часть объема срабатывается в абляционный период. Зимой замерзает	Характеризуются большими размерами от нескольких сотен до нескольких тыс. м ³	Видны следы прохождения микроселей, формируются сбросовые каналы на теле перемычки несколько метров по ширине и глубине вреза
Непрорывоопасные	Очень плотно сложены озерные берега с полным отсутствием погребенного льда, мерзлых слоев, пустот и водопродводящих каналов, подземных гротов	При полной перестройке внутриозерных каналов стока, усилившейся фильтрацией воды через водоудерживающую перемычку. Поверхностный перелив возможен при наличии глубокого берегового вреза	Устойчивый гидрологический режим, разгрузка протекает постепенно. Объемы изменяются в больших пределах. Уровень воды колеблется до десятков метров в абляционный период	Поверхность морены имеет сглаженные формы, задернована. Абсолютные отметки не превышают 3300 м над ур. м.

Термокарстовые озера в стадии развития могут прорываться через внутреннюю дренажную систему. Вероятность прорыва возрастает, с одной стороны, вследствие роста размеров озера, а с другой — в результате изменений в строении дренажной системы. Эти изменения, происходящие под толщей льда и моренного чехла, проявляются определенным образом на поверхности морены: увеличивается число водопродводящих гротов, уменьшается уклон фронтального уступа морены, на поверхности морены появляются термокарстовые воронки,

трещины и провалы, в которых могут обнажиться подморенные емкости и дренажные каналы. Косвенным *признаком* прорывоопасности озера является уклон фронтального уступа морены более 20°, расстояние между озером и выходным отверстием грота не более 500 м, изменения режима стока с морены.

К непрорывоопасным озерам относятся, как правило, каровые, реже подпрудные водоемы, которые сохраняют заполненные водой котловины в течение длительного времени. С наступлением периода отрицательных температур, когда приток воды к озерам прекращается, уровень воды снижается до определенных отметок. Зимой озера перемерзают и вскрываются в середине теплого периода следующего года. Приток к озеру и отток осуществляются через поверхностные и достаточно близко расположенные к поверхности внутриморенные каналы. Стабилизация уровня воды на определенных отметках позволяет сделать предположение об отсутствии или незначительной фильтрации через чашу озера. Непрорывоопасные озера часто характеризуются большими размерами (озеро под ледником Богатырь, озера Ривакдора, Чоктал, Тоссор и др.).

Потенциально прорывоопасные озера (приледниково-западинные, подпрудные) отличаются устойчивым гидрологическим режимом, согласно которому происходят сезонная аккумуляция и сброска озера. При этом уровень воды при сезонном опорожнении снижается, как правило, постепенно. Этот факт свидетельствует о стабильной пропускной способности дренажной системы, которая гидравлически связана с озером в самых низких ее точках. Обследование котловин таких озер показало, что их опорожнение может происходить через каналы в грот в результате сосредоточенного стока либо путем рассредоточенной фильтрации. Селеопасная ситуация в подобных озерах возникает при кардинальной перестройке внутренних каналов стока под воздействием ряда факторов.

Накопление воды и прорывоопасность внутрiledниковых и подморенных емкостей водоемов могут быть установлены путем анализа аномалий отклонений на корреляционных графиках средних суточных расходов воды двух соседних ледниковых речек.

Апериодически возникающие, кратковременно существующие моренные озера опорожняются катастрофически через внутреннюю дренажную систему. При максимальном наполнении эти озера существуют всего несколько дней. Признаком опасности прорыва аperiодически заполняющихся озер является сам факт их заполнения водой.

Подпруженные мореной озера прорываются по внутренним дренажным каналам, протяженность которых может измеряться километрами. В качестве признака прорывоопасности этих водоемов можно считать максимальное наполнение водой озерной котловитны.

Потенциально опасные озера наблюдаются в селеопасных бассейнах Иле, Жетысу и Талас Алатау. В Илейском хребте к таким озерам относится группа озер в бассейнах рек Есик, К. и У. Алматы и ряд других.

Таким образом, установлены основные четыре генетических типа моренных озер, каждый из которых характеризуется определенными признаками и степенью прорывоопасности. Наиболее прорывоопасными являются

приледниково-западинные и термокарстовые озера. Механизм опорожнения подобных озер представляется следующим образом: ранее поступающая и незаполненная водой до критического уровня котловина соединена с одним из магистральных каналов внутреннего стока. В результате обрушения свода или по другим причинам происходит блокирование канала. Это, в свою очередь, способствует быстрому наполнению озерной чаши водой. С ростом гидростатического напора либо гидравлического удара увеличивается вероятность выдавливания пробки. Возможно, что с повышением уровня воды в водоемах моренная перемычка разрушается под воздействием интенсивных эрозионных или оползневых процессов. К прорывоопасным относятся многие моренно-ледниковые озера бассейнов рек Иле (бассейны рек Талгар, Есик, К. Алматы, Каскелен), Жетысу Алатау (бассейны рек Сарыкан, Аксу и др.) и других высокогорных регионов Казахстана.

2.1.2. Почвенно-геоботанические факторы

Состояние почвенного и растительного покрова, наряду с ранее описанными факторами селеобразования, оказывает большое влияние на степень активизации или затухания селевых процессов. Противоэрозионное влияние растительности в высокогорных районах в основном выражается в закреплении почв на склонах корневой системой растений, проникающей в почвы альпийской и субальпийской зон на глубину 10–15 см. При этом образуется устойчивый слой дернины, который в значительной степени уменьшает площадную эродирующую энергию вод ливневых осадков. В то же время величина поверхностного склонового стока во многом зависит от высоты и плотности растительного покрова, регулирующего инфильтрацию.

В горных районах Юго-Восточного Казахстана встречаются различные типы почв и растительности. В результате многолетних исследований институтов почвоведения и ботаники Академии наук Республики Казахстан, лесозащитной станции МСХ РК и других организаций к настоящему времени разработаны региональные почвенные и геоботанические типизации для рассматриваемых районов с учетом их вертикальной ландшафтной зональности [103]. Вертикальной зональности подчинены особенности климата и связанное с ним пространственное размещение почв и растительности, а также почвообразующие процессы.

Ниже приводится краткая характеристика вертикальных ландшафтных зон применительно к описываемым районам.

Высокогорная нивальная зона располагается за абсолютными высотами 3600–3800 м, отвечающими среднему положению снеговой линии. Климатические условия здесь весьма суровы. Среднегодовые температуры имеют отрицательные значения. Почти полностью отсутствует почвенный покров. Растительность представлена скудными эфемерами в виде накипных лишайников и единичными петрокриофильными разновидностями высшей флоры.

Высокогорная лугово-степная зона объединяет два вертикальных пояса — альпийский и субальпийский:

А. Высокогорный лугово-степной альпийский пояс расположен на абсолютных высотах от 2600–3000 до 3600–3800 м. Климатические условия здесь менее суровы по сравнению с нивальной зоной. Среднегодовая температура воздуха несколько превышает 0 °С. Почвенный и растительный покров развит фрагментарно на относительно выравненных участках, покрытых мало-мощным почвенным субстратом и занимающих, как правило, не свыше 30 % всей площади. Почвообразующими породами являются преимущественно маломощные грубо щебенистые элювиальные и элювиально-делювиальные суглинки. Почвы в основном горные лугово-степные альпийские примитивные и реже нормально сформированные маломощные. Растительный покров образует разреженные низкотравные альпийские лугостепи. Сомкнутость колеблется от 20 до 60 %, иногда уменьшаясь до 5–15 %. Вследствие того, что значительная доля осадков выпадает в твердой фазе, а грубообломочный материал почвенного субстрата является достаточно благоприятной фильтрующей средой, эрозионные процессы в этой зоне, несмотря на относительную изреженность растительного покрова, не достигают максимальной активности. В области преобладающего развития скальных пород, на крутых склонах, главной формой эрозионной деятельности является плоскостной смыв.

Б. Высокогорный лугово-степной субальпийский пояс расположен на высоте от 2500–2600 до 3000–3100 м, выше границы хвойного леса. Его климатические условия по сравнению с предыдущим значительно более благоприятны для развития растений и формирования почв. Среднегодовые температуры воздуха характеризуются положительными значениями. Почвенный и растительный покров здесь занимает значительные площади. Характерные фитоценозы пояса представлены фломисовыми и манжетно-разнотравными лугами. Широко развит арчовник, в некоторых случаях покрывающий склоны сплошными подушками. Он хорошо известен как кустарниковая порода, предотвращающая активную эрозию. Почвы представлены торфянистыми под арчовниками и субальпийскими горно-луговыми разностями. В целом плотность растительного покрова в этом поясе приближается к 80%, благодаря чему при хорошей сохранности дернины, в особенности закрепленной типчаком, процессы склонового размыва протекают слабо. Однако при нарушениях сплошности покровов довольно быстро возникают эрозионные рытвины и узкие врезы, с течением времени превращающиеся в постоянные каналы стока. Поэтому в комплексе защитных противоселевых мероприятий вопросы охраны почв и растительности в субальпийском поясе должны занимать одно из важных мест.

Среднегорная зона охватывает высотные интервалы от 1400–1600 до 2700–2900 м в Жетысу, Иле, Терискей и Кунгей Алатау и от 1000–1200 до 2200–2400 м в Каратау, Киргизском и Огемском хребтах. Горно-лесная зона характеризуется сравнительно мягким климатом, благоприятствующим развитию травянистой растительности и древесного покрова. Противоэрозионное значение горных лесов трудно переоценить. Моховый и мертвый покров (так называемая «лесная подстилка» — опавшая хвоя, сучья и т.д.), обладая высокой влагоемкостью, способствуют резкому снижению поверхностного стока, а сомкнутые кроны высоких деревьев рассредоточивают осадки во

времени. Кроме того, ряд древесных пород хорошо закрепляется на осыпях, тем самым способствуя их стабилизации. К таким породам в условиях описываемых горных районов относятся урюк, а на склонах с глинистым субстратом – рябина тянь-шаньская. Среди хвойных пород, располагающихся в верхнем ярусе горно-лесной зоны высокогорных хребтов (Кунгей, Терискей Алатау, Кетпен, Иле и Жетысу Алатау), наиболее широко распространена ель Шренка. Ниже хвойных лесов следует ярус, представленный довольно разнообразными лиственными породами (дикая яблоня, клен, осина, урюк, боярышник и др.). В западных районах Северного Тянь-Шаня (хребет Каратау, северные склоны Киргизского и Огемского хребтов) хвойные и лиственные леса замещены ксерофильным редколесьем из древовидной арчи, боярышника, разнолистной груши и фисташкового дерева. По долинам рек встречаются рощи влаголюбивого ясеня и дикой яблони. При оценке противоэрозионных мероприятий в условиях горно-лесной зоны следует учитывать имеющийся опыт фитолесомелиоративных работ в Северном Тянь-Шане. Так, по данным горно-лесомелиоративных экспедиций ВНИАЛМИ, при плотности лесного покрова, близкой к 0,6–0,7, склоновые эрозионные процессы почти полностью затухают. В составе почвенного комплекса распространены преимущественно слабо- и скрытоподзолистые почвы на щебенистом делювии.

Низкогорная зона занимает предгорные равнины и области предгорных ступеней. В Жетысу и Иле Алатау она охватывает высотный интервал до 1500–1600 м, а в Каратау и на северных склонах Киргизского и Огемского хребтов до высот 1000–1200 м замещается пустынно-степной предгорной равниной.

Климатические условия способствуют произрастанию в естественных условиях крупных эфемероидных злаков и формированию разнотравных степей. Основными почвообразующими породами являются четвертичные лёссовидные суглинки, а местами – глинистые отложения неогена и палеогена. На предгорных равнинах наиболее широко распространены светлые сероземы. Эти почвы пригодны для пахотных угодий и используются под посевы овощных, бахчевых и злаковых культур. В травянистом покрове преобладают ковыль, тырса, типец, пустынная осока. В кустарниковом ярусе, особенно по долинам рек, распространены ива, джида, шиповник и другие древесные и кустарниковые породы. На холмистых предгорных ступенях развиты суглинистые и горно-степные почвы и слабо выщелоченные черноземы. Относительно плоские водораздельные участки покрыты разнотравьем на моногумусных черноземах, на долю которых здесь приходится до 40 % площади. При достаточной плотности растительного покрова на относительно пологих участках предгорий следов активной деятельности эрозионных процессов обычно не наблюдается. Однако при нарушении сплошности покрова активизация эрозии наступает быстро. Примером служат верховья бассейна Кыргауылды в Иле Алатау, где располагается ряд эрозионных участков. Некоторые из них возникли в результате дальнейшей препарировки рельефа, оголенного от растительности за счет антропогенных факторов или гравитационных явлений.

Таким образом, при оценке селеопасности горных территорий в целях разработки защитных мероприятий почвенно-ботанические факторы долж-

ны рассматриваться как одни из основных, так как они определяют возможность возникновения в изучаемом бассейне селеопасного поверхностного стока, а также вовлечения в каналы транзита рыхлообломочного материала, подготовленного на склонах экзогенными процессами.

2.1.3. Геологические факторы

Формирование источников пополнения твердой составляющей селевого потока находится в прямой зависимости от характера пород, слагающих тот или иной горный бассейн, их петрографического и литолого-минералогического состава, а также историко-геологических особенностей развития региона, определявших на известных этапах условия образования самого геологического субстрата и его последующий литогенез.

Петрографический и литологический состав пород предопределяет многие существенно важные аспекты селеформирующего процесса, в частности: 1) степень милонитизации образований в зонах интенсивного тектонического дробления, поставляющих твердый материал, и сопротивляемость их последующей экзогенной переработке; 2) потенциальную устойчивость пород субстрата по отношению к различным агентам денудации; 3) возможность вовлечения в поток коллоидных фракций, обусловленных наличием в породах глинообразующих алюмосиликатов; 4) минералогический состав диспергированных компонентов. Анализ материалов по селеобразующим горным территориям Казахстана и сопредельных районов показывает, что выветрелые или тектонически раздробленные скальные породы самого различного литологического состава обычно в той или иной мере принимают участие в селеобразовании. Как уже отмечалось, горные сооружения Иле, Жетысу, Кунгей Алатау и ряда других хребтов в значительной своей части представлены глубинными магматическими породами, реже вулканогенными и эффузивно-осадочными образованиями, преимущественно палеозойского возраста. Преобладают интрузии кислых пород гранитоидного ряда, наиболее часто приуроченные к зонам глубоких региональных разломов.

В верхних ландшафтных поясах гор активно протекают процессы физического и химического выветривания. Повсюду наблюдаются следы интенсивного разрушения пород. В результате последующей экзодинамической переработки образуются громадные массы рыхлообломочного материала. Последние при гравитационном или сейсмическом воздействии и деятельности склоновых потоков сползают в русло, что при соответствующей гидрометеорологической ситуации и повышенных размерах концентрированного стока приводит к формированию селей. Следует отметить, что относительно высокое содержание в исходных породах кварца, полевых шпатов, амфиболов и слюд обычно приводит в горных условиях на конечных стадиях химического выветривания к обогащению тонкодисперсной и коллоидной составляющих кремнистыми компонентами, гидрослюдами, хлоритом и в меньшей степени каолинитом.

В среднегорных поясах и в области низкогорий химические выветрелые продукты дезинтеграции содержат значительное количество органических

примесей, обычно сорбированных на поверхности гидрослюдистых частиц, что существенно повышает их гидрофильность. Но наиболее активная роль в формировании твердой составляющей селевых потоков во всех поясах горных районов принадлежит четвертичным отложениям различного возраста, генезиса и состава. К ним относятся, в первую очередь, моренные, флювиогляциальные, элювиально-делювиальные, элювиально-пролювиальные, а также эоловые, пролювиальные и гравитационные образования. Преобладающие объемы селевых выносов обычно образуются за счет моренных и аллювиально-пролювиальных накоплений.

Моренные отложения, преимущественно современные и верхнечетвертичные, широко развиты в верховьях крупных горных долин и представлены валунно-глыбовым и каменно-щебенистым материалом с дресвой, песчанно-гравийным и суглинистым заполнителем. Содержание глинистого материала невелико и обычно не превышает 2–5 %.

Грубообломочные фракции чаще всего биотит-роговообманковые, аляскитовые, обогащенные ортоклазом граниты. В меньшей степени встречаются амфиболиты и слюдистые хлоритовые сланцы. Породы в присклоновых частях, как правило, находятся в состоянии неустойчивого или предельного равновесия. Поэтому они легко приобретают гравитационную подвижность под влиянием факторов переувлажнения или сейсмического воздействия. С ними обычно связаны многочисленные гравитационные и эрозионные очаги зарождения селей, приуроченные к различным вертикальным поясам субнивальной зоны. Минералогический состав тонкодисперсной части отличается малым содержанием гидрофильного материала, в связи с чем отсутствуют благоприятные условия для формирования типичных связанных селей, что свойственно, например, некоторым горным бассейнам Большого Кавказа.

Аллювиально-пролювиальные отложения слагают речные террасы и конусы выноса боковых притоков главных артерий современной гидрографической сети. Представлены они разнообразным по гранулометрическому составу преимущественно валунно-галечниковым материалом с песчано-гравийным и супесчаным заполнителем. Местами встречаются тонкие глинистые прослои и линзы небольшой (обычно порядка десятков сантиметров) мощности. Литолого-петрографический состав отложений указанного комплекса определяется геологическим строением водосборных бассейнов и в общих чертах близок к описанному. С аллювиально-пролювиальными отложениями связаны многочисленные линейные русловые очаги формирования селей. Они же служат источником пополнения твердой составляющей за счет береговых обрушений речных террас, вызванных ударно-механическим воздействием селевых масс, проходящих по каналам транзита.

Таким образом, литолого-генетические особенности пород селеобразующего субстрата определяют ряд важных показателей, в том числе таких, как потенциальная селеопасность бассейна и возможность формирования в нем селевых потоков определенных структурно-реологических типов.

Состав и свойства селеформирующих пород в различных высотных поясах горных регионов Казахстана. Геологическое строение горных селевых бассейнов,

геоморфологические особенности их отдельных частей во многом определяют степень селевой активности (частоту прохождения, количественные характеристики селей), генетические типы селевых очагов, реологический тип преобладающих селей, динамику их движения.

В горных районах юго-востока Казахстана наиболее широко распространены породы I класса с жесткими связями (магматические, метаморфические, осадочные), среди которых преобладают интрузии кислого и среднего состава, известняки, доломиты, песчаники. Породы II класса (без жестких связей) развиты преимущественно в нижних частях бассейнов и представлены связными (суглинками, глинами) и сыпучими (щебенисто-глыбовыми, гравийно-галечными) породами мезозой-кайнозойского возраста.

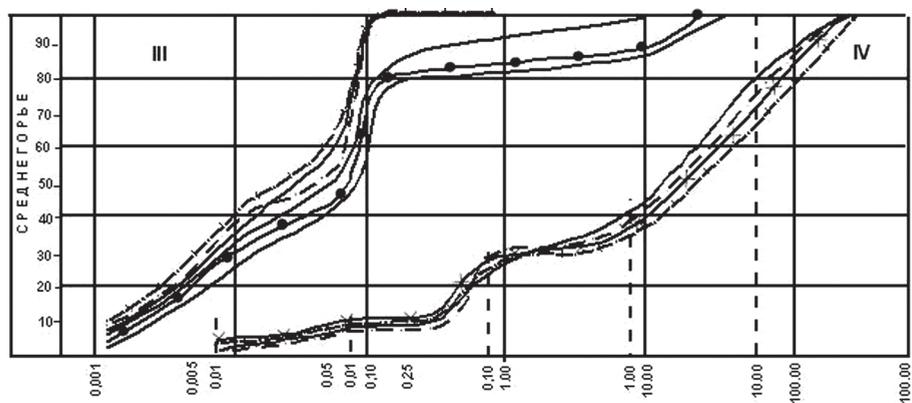
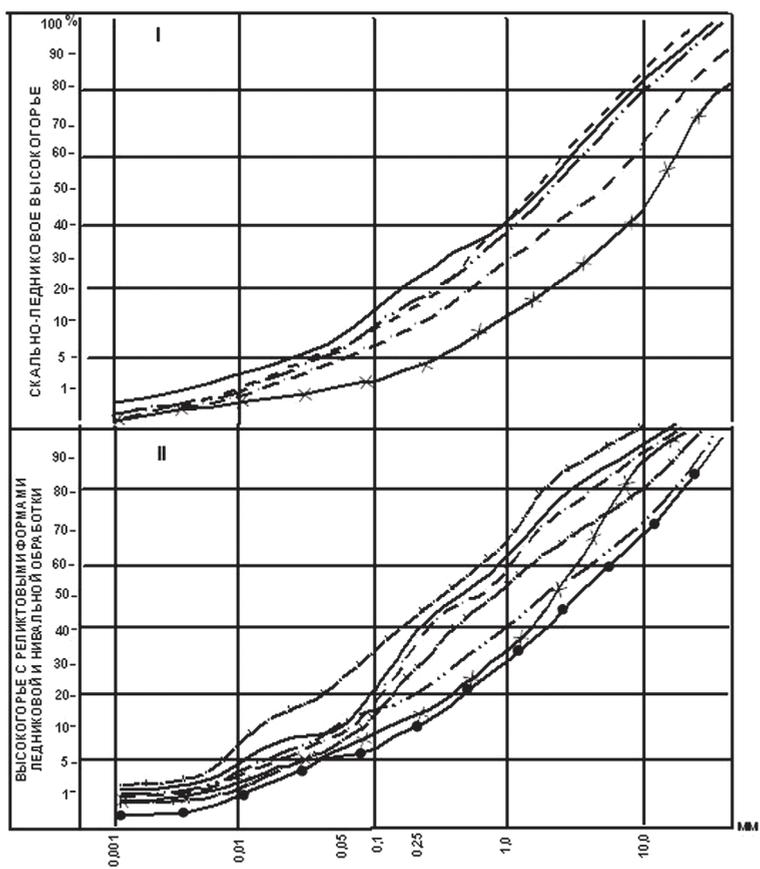
Замечено, что породы II класса могут быть вовлечены в селевой процесс без предварительного разрушения, а породы I класса могут стать составной частью селевого потока только после предварительного разрушения.

Следовательно, первостепенное значение приобретают процессы выветривания скальных пород, скорость и характер протекания которых зависят от петрографического состава пород, водно-теплового баланса, степени тектонической раздробленности, геоморфологических условий (абсолютной отметки, экспозиции склонов).

Процессы выветривания коренных пород в одной горной системе тесно взаимосвязаны с вертикальной климатической зональностью. В нивальной зоне формируются обломки различной величины, но преимущественно не мельче размеров минеральных зерен. При этом преобладает деятельность агентов физического выветривания (частый переход температур через нуль, замерзание-оттаивание воды в трещинах и т.д.). Обломочный материал накапливается на склонах ледниковых цирков и постепенно сносится вниз. Непрерывности формирования рыхлого материала способствуют широко развитые в горных районах процессы переноса продуктов выветривания под воздействием сил гравитации в различных модификациях.

Транспорту рыхлого материала в нивальной зоне горных бассейнов активно содействуют ледники и снежники. Основной особенностью ледников является способность формировать конечные морены в виде крутых выпуклых валов высотой до нескольких сотен метров. Поверхность валов изрезана многочисленными логами, бесточными котловинами, часто наполненными водой. Инфильтрации воды в днище и борта котловин препятствуют лед и многолетнемерзлые породы. Объем воды в озерах в высокогорной зоне Юго-Восточного Казахстана нередко составляет от нескольких сотен кубических метров до нескольких миллионов. К логам и ложбинам часто приурочены селевые рытвины и врезы с продольными уклонами до 30–35° (Орта Талгар, Каскелен, К. Алматы – в Иле Алатау; Сарыкан – в Жетысу Алатау).

В горных и предгорных районах Юго-Восточного Казахстана селеобразующие породы представлены различными геолого-генетическими типами, которые в зависимости от высотной поясности коренным образом отличаются между собой по составу, свойствам и состоянию. Наглядным является фракционный состав рыхлообломочных отложений (рис. 22).



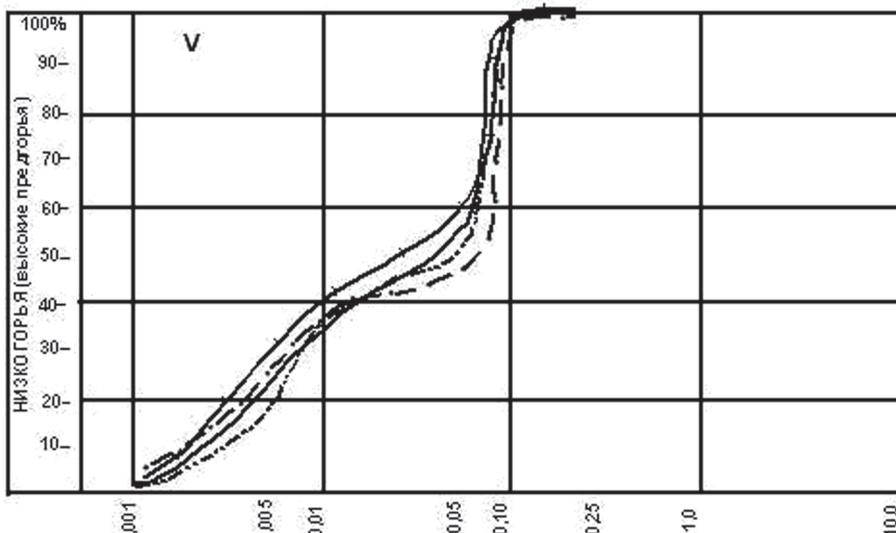


Рис. 22. Кривые гранулометрического состава геологических типов селеформирующих пород: I, II – моренных (Q_{IV-I} , $Q_{II-III-II}$); III – делювиальных ($Q_{III-IV-III}$); IV – аллювиально-пролювиальных ($Q_{II-IV-IV}$); V – эолово-пролювиальных ($Q_{II-IV-V}$); образований представительных селеопасных бассейнов гор Юго-Восточного Казахстана

Современные моренные образования (Q_{IV}) широко распространены в ледниковой зоне северных хребтов Тянь-Шаня, Тарбагатай, Жетысу Алатау и некоторой части Казахстанского Алтая. Исключение представляют горные системы Кетпен, Каратау, где в верхнем ярусе рельефа нет четких следов экзарации или характерных гляциальных аккумулятивных форм. Высотные интервалы, отвечающие положению современных морен в вертикальном профиле, в большинстве районов Юго-Восточного Казахстана лежат между отметками 3400–3600 м. Однако в Огемском хребте в глубоких ледниковых цирках-ущельях нередко отмечаются ледники на отметках 2800–2900 м. При этом практически вертикальные стенки ледниковых каньонов имеют высоту 150–100 м (верховья рек Огем и Майдантал). Как правило, современные морены выражены в рельефе несколькими фронтальными уступами, соответствующими определенным стадияльным положениям ледников в периоды их наступления. Высота таких уступов достигает 200–150 м, но чаще нескольких десятков метров.

Морены преимущественно представлены щебенисто-глыбовым материалом с преобладанием неокатанных обломков, заполнителем является крупный песок с содержанием глинисто-пылеватых фракций не менее 0,4 %. В большинстве селевых бассейнов Юго-Восточного Казахстана преобладают крупнообломочные породы, состоящие из обломков крупнее 2 мм и мелкоземистого заполнителя (фракций мельче 2 мм). При этом крупные обломки составляют жесткий грунт, а мелкозем заполняет поры этого скелета и придает грунтам в массиве при полной влагоемкости и разрушении жесткого скелета текучепластичные свойства.

Важнейшее значение в составе мелкозема имеют глинисто-пылеватые фракции (сумма фракции менее 0,05 мм), обладающие большой липкостью, связанностью, гидрофильностью и площадью поверхности. Установлено, что чем выше степень дисперсности частиц и уплотненной их форма, тем большую площадь они занимают при одинаковой массе. Следовательно, разница в площади двух соседних по размеру фракций будет увеличиваться по мере их измельчения. При содержании частиц мельче 0,06 мм в реальной породе 1 % и более площадь их поверхности значительно превосходит площадь поверхности остальных частиц. Следовательно, грязевая масса из этих частиц (менее 0,05 мм) покрывает более крупные обломки в несколько слоев и будет отличной смазкой, обеспечивающей движение всей грязекаменной массы на определенных уклонах как вязкопластичного материала по законам небигамовой жидкости.

Именно в этой части всего широкого спектра фракций современных морен состоит главное отличие их от более древних разновидностей. Вследствие особенностей нивально-ледниковой зоны здесь преобладают физические выветривание и ледниковая экзарация, приводящие к механическому измельчению скальных пород, в результате чего формируются частицы размером до 0,0001 мм и даже менее, которые, однако, являются частицами породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты, другие силикаты в изверженных породах). Эти частицы не обладают гидрофильностью, липкостью, но представлены глинистыми минералами (каолинит, гидрослюда, гидрохлориты), которые в заметном количестве присутствуют в рыхлообломочных породах более низких ландшафтно-климатических поясов.

В крупнообломочной части гранулометрического состава современных морен встречаются обломки размером от 2–3 до 4–6 м, а отдельные достигают 10 м и более. Такие обломки встречены в долинах рек Шемолган, К. Алматы, Тургень. Отсутствие их в других бассейнах указывает, скорее, на отсутствие специальных методов изучения грансостава крупнообломочных пород (метода фотографирования, накидной сетки), чем на невозможность их существования. Большая же часть грунта состоит из обломков размером 20–200 мм, количество которых составляет 40–50 % (рис. 23, табл. 4). Естественная влажность мелкозема составляет 15–18 % и, как правило, близка к влажности на пределе раскатывания, число пластичности – 3–5 %, плотность в естественном залегании – 1,3–1,5 г/см³, угол естественного откоса в сухом состоянии – 34–36°, в замоченном – 26–28°, плотность частиц – 2,65–2,70 г/см³. Плотность обломков пород составляет, как правило, 2,55–2,60 г/см³ (граниты, кислые порфиры, мраморы, известняки, песчаники, сланцы) и зависит от петрографического состава пород. Установлено повышение плотности пород по мере увеличения их основности (для изверженных пород), что обусловлено увеличением содержания темноцветных минералов (амфиболов, роговой обманки, рудных и др.). Наибольшей плотностью обладают ультраосновные породы – габброиды, пироксениты, плотность которых 2,90–3,20 г/см³. Диориты, дациты, порфириты с плотностью 2,75–2,90 г/см³ занимают промежуточное положение. Однако в Юго-Восточном Казахстане селевые очаги в средних и основных породах практически не встречаются.

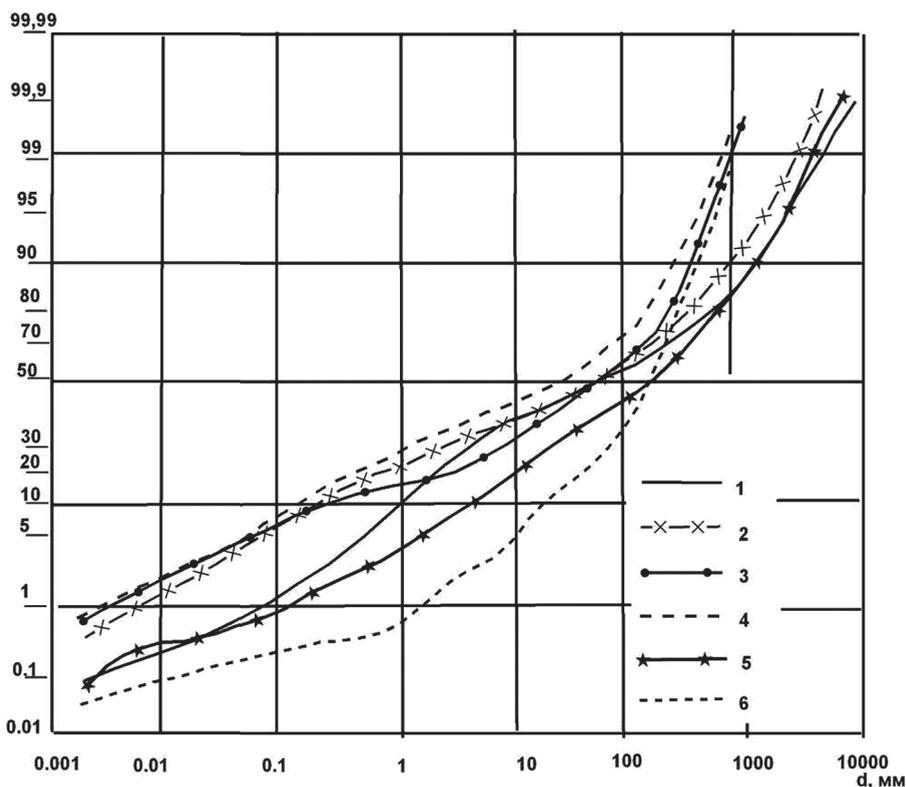


Рис. 23. Интегральные графики гранулометрического состава селеформирующих пород в селевых очагах:

1 – бассейн р. Шамалган; 2 – бассейн р. Киши Алматы; 3 – бассейн р. Шынбулак; 4 – бассейн р. Кумбель; 5 – бассейн р. Жарсай; 6 – Прямая шель (по В. Н. Вардугину)

Объемная масса крупнообломочных пород в естественном залегании и скелет породы характеризуют степень плотности (пористость) и влажность породы. Определение этих показателей связано с рядом технических трудностей, поэтому информация об этих крайне важных свойствах очень скудна. Тем не менее имеющиеся данные позволяют установить прямую зависимость объемной массы пород в массиве от весового содержания обломков (90 % и более), отмечается снижение объемной массы пород из-за нехватки мелкозема для заполнения пор между обломками. Это часто прослеживается в современных моренах Жарсая, где при нормальной объемной массе обломков ($2,65 \text{ г/см}^3$) объемная масса пород в массиве менее $2,0 \text{ кг/см}^3$ (содержание крупных обломков более 90 %). Примерно такие же значения объемной массы современных морен отмечаются в верховьях рек У. и К. Алматы ($1,9\text{--}2,1 \text{ г/см}^3$). По другим регионам результаты о плотности отсутствуют, однако данные грансостава дают основание предполагать, что все морены современного возраста имеют пониженную плотность.

Пористость современных морен колеблется от 25 до 35 % и зависит от тех же параметров, что и объемная масса, но в селеформировании практическое

Таблица 4. Грансостав мелкозема селеформирующих пород в селевых очагах Иле Алатау (по В. Н. Вардугину), %

Селевой очаг	Геологический индекс	Гранулометрические фракции, мм:									Доля мелкозема в породе	
		2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	0,002		0,5
Рытвины Туйыксу	д IV	19,0	6,5	15,3	13,0	26,6	16,2	4,4	4,1	5,5	29,2	14,1
Прямая щель	– » –	73,7	2,2	4,7	4,2	4,2	5,3	1,6	1,6	2,6	11,3	1,9
Орта Талгар	– » –	31,0	11,5	20,5	19,0	9,5	5,0	1,0	0,5	2,0	8,5	17,4
Малоалматинский врез	д III	43,1	2,2	16,2	8,9	9,0	10,8	3,2	2,2	4,4	20,6	27,3
Шынбулакский врез	– » –	18,5	4,5	13,0	Н,7	16,0	19,4	6,0	3,0	7,3	36,3	17,4
Кумбель	– » –	24,0	6,8	18,2	16,9	15,4	10,5	2,2	2,3	3,7	18,7	28,7
Кызылсай (У. Алматы)	– » –	20,3	8,5	20,6	14,3	13,1	10,4	3,5	3,1	6,2	23,2	26,4
Шамалганский врез	– » –	29,1	24,2	21,8	9,2	6,0	6,6	1,6	0,9	0,6	9,7	17,1
Жарсайский врез	– » –	68,4	0,7	9,3	5,7	6,7	4,2	V ⁷	1,7	1,6	9,2	3,2
Чертово ущелье	III-IV	63,7	0,6	7,3	4,8	4,6	10,7	3,2	2,3	2,8	19,0	16,4
Кокшоки	– » –	17,6	27,6	26,5	15,0	–	–	3,4	5,5	4,1	28,0	50,7

значение имеет не полная пористость, а эффективная, учитывающая только пористость межобломкового пространства и исключая пористость обломков. Эффективная пористость современных морен – 19–30 %, в среднем 23 %.

В тесной взаимосвязи с пористостью породы находится ее влажность, точнее, некоторые характерные показатели влажности, имеющие значение в селеведении: влажность на пределе текучести, полная влагоемкость и естественная влажность. Влажность крупнообломочной породы – величина расчетная и не может быть определена исходя из влажности ее компонентов и их процентного соотношения. Влажность крупных обломков обычно составляет 0,3–0,7 % при пористости 1,8–5,1 % и практически не изменяется в течение года. Влажность мелкозема в большинстве случаев обуславливает влажность породы в массиве и определяется прямым путем. Естественная влажность мелкозема изменяется в широких пределах и является функцией гидрометеорологической обстановки, минералогического и гранулометрического состава. В горных условиях на глубине 1 м и более влажность мелкозема, как правило, равна влажности раскатывания или максимальной молекулярной влагоемкости – 8–14 %.

Влажность мелкозема на пределе текучести зависит от содержания глинисто-пылеватых фракций и их минералогического состава (рис. 24). Для мелкозема современных морен юго-востока Казахстана характерна небольшая пластичность (3–5%), что указывает на необходимость относительно небольшого количества воды для перехода грунта из квазитвердого состояния в текучее. Однако если в реальную породу добавить расчетное количество воды, то она не приобретает текучих свойств. Для этого необходимо

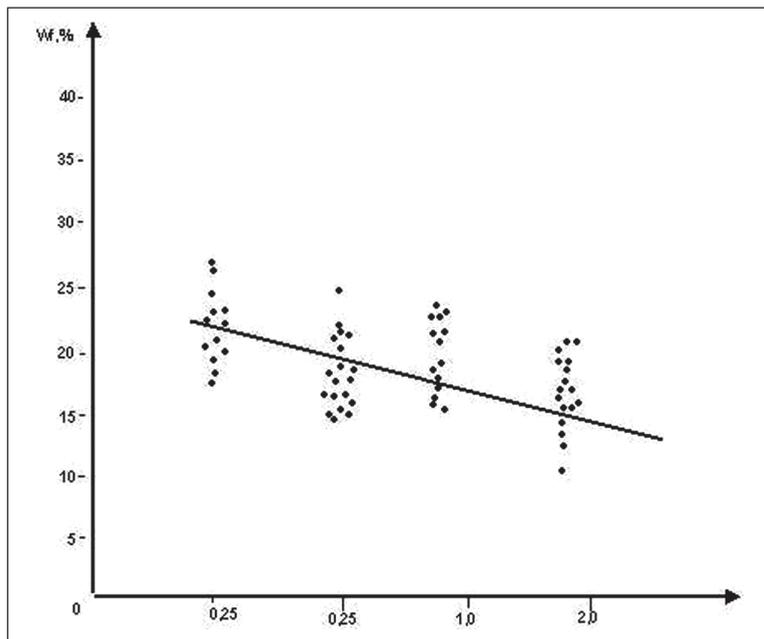


Рис. 24. Изменение влажности на пределе текучести в зависимости от количества глинисто-пылеватых фракций в грунтах Иле Алатау (по В. Н. Вардугину)

перемешать породу, разрушив скелет грунта и затратив значительную энергию. Процесс в значительной степени облегчится, если порода полностью водонасыщена, при этом некоторая часть воды из породы вытекает. Для современных морен Казахстана влажность на пределе текучести составляет 2–4 %, а полная влагоемкость – 7–12 %.

Мощность современных морен, по данным геофизических исследований, варьирует в широких пределах в зависимости от мощности ледника от 30–40 до 80–100 м, изредка достигая 250 м (р. К. Алматы). При этом до 20–30 % всей мощности составляет лед. В некоторых случаях моренные образования фиксируются в виде тонкого чехла (до 1 м) на поверхности ледниковых языков.

В нивально-ледниковом поясе широко распространены современные коллювиальные отложения (Q_{II-IV}), состоящие из неокатанных обломков различной величины и являющиеся перемещенными продуктами выветривания скальных пород.

Эти образования покрывают сплошным чехлом среднюю и нижнюю часть склонов ледниковых цирков, а мощность их изменяется от 0 до 5–10 м, в среднем 4–5 м. Эти образования участия в селеформировании, как правило, не принимают, но являются неисчерпаемым источником формирования морен. Все описанные стратиграфогенетические комплексы находятся в мерзлом состоянии, поверхность их лишена какой-либо, кроме лишайников и мха, растительности, а потому очень подвижна.

В ниже расположенном альпийском высокогорном поясе широко распространены верхнечетвертичные морены (Q_{III}). В горных долинах Кунгей, Терискей, Иле и Жетысу Алатау отмечается до 4–5 моренных уступов высотой от 40–50 до 300 м (Жарсай), отвечающих различным стадияльным положениям в период эволюции ледников и косвенно характеризующих площадь оледенения и мощность ледников. Интервал распространения верхнечетвертичных морен довольно широк, зависит от широты местности, морфологии троговой долины и составляет 2600–3400 м. Состав и строение этих морен наиболее полно изучены в бассейнах рек северного склона Иле Алатау. В бассейне р. У. Алматы ими выполнены троговые части долин Озерной, Проходной, Кумбель, Терисбута; в бассейне р. К. Алматы – по долинам основного русла и всех притоков. Исключительно широко верхнечетвертичные морены развиты в верховьях р. Шамалган, где они формируют слабо холмистое поле шириной по фронту до 3,0–3,5 км и в глубину троговых долин 2,5–3,0 км.

Несмотря на значительную высоту уступов морен, мощность их, как правило, не превышает 150–200 м (по географическим данным), так как нижняя часть уступов почти повсеместно представляет собой тектонический блок (ригель), выполненный скальными породами. Поверхность верхнечетвертичных морен имеет очень сложный рельеф, изобилующий замкнутыми котловинами глубиной до 10–20 м и объемом несколько сотен тысяч кубических метров, а также логами глубиной до 5–10 м, имеющими сложные очертания в плане и продольные уклоны 8–10°. Обычно сухие бессточные котловины при благоприятном стечении обстоятельств могут превращаться в крупные моренные озера с неустойчивыми бортами, прорыв которых обычно сопровождается формированием крупных и катастрофических селевых потоков.

В этом интервале абсолютных отметок широко распространены знаменитые альпийские луга, покрывающие поверхность морен сплошным ковром, часто встречаются куртины арчового стланика, местами переходящие в непроходимые заросли (верховья руч. Жарсай). Однако растительность не является серьезным препятствием для возникновения крупных и уникальных селевых очагов (бассейны рек Киши Алматы, Шынбулак, Жарсай, Кумбель, Шамалган, Касымбек, Сарыкан и др.).

В целом грансостав верхнечетвертичных морен практически идентичен таковому современных морен, однако имеются и существенные отличия. В верхнечетвертичных моренах заметно большее количество мелкоземистого заполнителя (15–30%), при этом максимальное количество отмечается в бассейнах рек У. и К. Алматы (см. рис. 23, табл. 4). При очень близком соотношении количества и размера обломков моренных образований всех возрастов в верхнечетвертичных моренах обломки отличаются заметной окатанностью. Наибольшая степень окатанности отмечается у крупных обломков, минимальная – у обломков размером 5–50 мм. В составе мелкоземистого заполнителя количество глинисто-пылеватых фракций составляет 9–36 %. При этом минимальное содержание отмечается в моренах рек Жарсая и Шамалгана, а максимальное – в Шынбулаке (см. табл. 4). Поэтому верхнечетвертичные морены имеют большую плотность и меньшую пористость. Плотность грунтов в естественном залегании в большинстве случаев составляет 2,0–2,3 г/см³ при той же объемной массе обломков, что и в современных моренах: объемная масса скелета грунта – 1,9–2,1 г/см³. Естественная влажность породы в массиве несколько больше, чем в современных образованиях, в основном за счет большего содержания мелкозема и равна 3–6 %, достигая иногда 10–12 % (в весеннее время), влажность на пределе текучести – 5–10 %, полная влагоемкость – 7–19 %, пористость – 25–35 %.

Часто при построении различных гипотез, расчетных схем и прогностических моделей селеобразования исследователи пытаются рассчитать необходимое количество воды для возникновения селей. При этом, как правило, не учитывается естественная влажность породы. Возникает ситуация, когда селевого потока теоретически не должно быть из-за нехватки воды при максимально благоприятных условиях, а сель тем не менее имеет место.

Прочностные характеристики верхнечетвертичных морен определялись в полевых условиях штампом. Но из-за невозможности создать необходимую вертикальную нагрузку полученные результаты нельзя считать объективными. Поэтому здесь приводятся данные, рассчитанные по методике Госстроя СССР: угол внутреннего трения – 34–38°, сцепление – 0,5–0,7 кПа (для морен Иле Алатау) [104].

Другим широко распространенным стратиграфогенетическим комплексом альпийского высокогорного пояса являются верхнечетвертично-современные делювиально-гравитационные образования (Q_{III-IV}), к которым приурочено много селевых очагов типа селевой рытвины. Эти образования почти сплошь покрывают склоны долин, скальные породы среди них обнажаются в виде отдельных массивов на склонах и в осевой части водоразделов основных

притоков. Поверхность делювиально-гравитационных образований хорошо задернована, отмечаются отдельные куртины арчовника, местами, переходящие в сплошные заросли (левый борт долины р. Шамалган, верховья р. Турген). Из наиболее крупных и известных селевых очагов, приуроченных к склоновым образованиям, можно назвать У. и К. Игузек (У. Алматы), Чертово ущелье (К. Алматы), Каскабас (Есик).

В составе отложений отмечается значительное содержание крупных обломков (65–80 %), среди которых преобладают фракции 20–200 мм (40–60 %), наиболее крупные обломки, размером 500–1000 мм, составляют 5–10 %, встречаются отдельные обломки размером 1–3 м. Количество мелкоземистого заполнителя колеблется в широких пределах и зависит от петрографии материнских пород, абсолютной отметки, экспозиции склонов (14–35 %).

Исследованиями в бассейне р. К. Алматы было установлено [104, 105]: гранулометрический состав пород, формирующихся за счет выветривания гранитов различного возраста и петрографического состава, зависит от экспозиции склона и абсолютной отметки: с увеличением абсолютной отметки и разворотом склона к северу заметно уменьшается содержание мелкозема и глинисто-пылеватых фракций;

наиболее существенное увеличение мелкозема и глинисто-пылеватых фракций отмечается в нижней части склонов, независимо от экспозиций, абсолютных отметок и материнских пород.

В составе заполнителя преобладает крупный песок, количество глинисто-пылеватых фракций составляет в среднем 16–20 % для бассейнов северного склона Иле Алатау (см. табл. 4).

Естественная влажность породы в массиве зависит от глубины и экспозиции склона, а также плотности пород и степени задернованности поверхности. Максимальная влажность отмечается в весеннее время после таяния снега на склонах северных румбов, где она до глубины 4–5 м близка к полной влагоемкости. На склонах южной экспозиции снег тает более интенсивно, и значительная часть талой воды стекает по крутым склонам. Поэтому здесь влажность на глубине более 1 м редко бывает больше предела раскатывания (максимальной молекулярной влагоемкости). Объемная масса влажного грунта – 2,1–2,35 г/см³, скелета грунта – 2,0–2,1 г/см³, плотность частиц грунта – 2,7 г/см³, пористость – 20–25 %, полная влагоемкость – 10–12 %, влажность на пределе текучести – 5–6 %, число пластичности – 2–3 %. Прочностные характеристики склоновых отложений не определялись, однако в связи с большой схожестью грансостава и плотности можно принимать значения, характерные для верхнечетвертичных морен.

Мощность образований изменяется по мере продвижения от водораздела к подошве склона, увеличиваясь от 0,0–0,5 до 7–10 м у подошвы склонов, что установлено по глубине вреза селевых очагов и многочисленным шурфам. Делювиально-гравитационные образования прослеживаются на скальных склонах от альпийского высокогорья вплоть до прилавокков. При этом невозможно четко выделить границы изменения состава и свойств образований. Можно лишь с уверенностью полагать об увеличении в грунтах мелко-

земистого заполнителя, а также глинисто-пылеватых частиц в нем по мере продвижения от верховий к прилавкам. Кроме того, уменьшается число крупных обломков (диаметром 0,5 м и более) за счет замещения их более мелкими. Однако во всех случаях породы сохраняют жесткий скелет из обломков крупнее 2 мм, т.е. их содержание не бывает меньше 65 %.

В среднегорном поясе склоны долин становятся более пологими, округлыми и мягкими за счет уменьшения площади выходов скальных пород и увеличения площади и мощности делювиально-гравитационных образований, занимающих здесь не только склоны, но и водораздельную часть. Донную часть основных долин и их притоков слагают аллювиально-пролювиальные верхнечетвертично-современные образования, сменившие верхнечетвертичные морены и сформировавшиеся в значительной мере за счет их размыва.

Это зона преимущественного транзита селевых потоков, и донные отложения селевых бассейнов есть ничто иное, как селевые отложения разных генераций. Поэтому горный аллювий не имеет четко выраженной сортировки обломков по крупности сверху вниз по долине. Например, на конусе выноса р. К. Алматы (а тем более в горном русле) по улицам Пушкина, Уалиханова на пересечении с улицей Курмангазы и ниже еще совсем недавно можно было видеть глыбы размером до 3–4 м, принесенные селом 1921 г. На конусе выноса р. Узункаргалы, в 5–6 км ниже горного устья, при строительстве жилых домов и прокладке инженерных коммуникаций из траншей и котлованов извлекались глыбы диаметром 2–3 м. В толще русловых отложений и в обрывах селевых террас часто встречаются глыбы размером от 2–3 до 5–7 и даже 11 м (р. К. Алматы). Степень окатанности крупных обломков хорошая и средняя, реже плохая, обломки 5–50 мм часто угловатые, неокатанные.

Однако характер сортировки крупнообломочного материала селевых отложений определяется особенностями формирования и движения селевого потока, его структурно-реологическим типом. Например, при экспериментах на Шамалганском полигоне получали грязекаменные несвязные селевые потоки. В нижней части селевого очага у потока формировалась «голова», представляющая собой вал высотой 2–4 м, состоящий из самых крупных обломков размером 2–4 м, далее двигалось основное тело потока из обломков различной величины с большим количеством грязевой составляющей. При остановке «голова» формировала вал высотой 2–4 м, состоящий из обломков от 0,5 до 2–4 м без заполнителя, обломки лежали в 1–2 ряда. По краям селевого потока тоже формировались гряды, реже продольные валы обломков разного размера, которые выпадали из потока при достижении им глубины менее $\frac{2}{3}$ диаметра обломка вследствие невозможности движения на данном уклоне. Следы подобной сортировки наблюдались в руслах р. К. Алматы в 1979 г., р. Есик в 1963 г. После прохождения селей 1975–1977 гг. в русле р. У. Алматы отмечались валы и террасы, состоящие из обломков различной величины и грязевой суспензии. Такие образования могут формировать только грязекаменные связные селевые потоки, селевая масса которых при остановке не распадается. Очень часто грязекаменные сели завершаются довольно мощными хвостовыми паводками, которые в значительной степени перерабаты-

вают свежие селевые отложения. Их разрушительную работу продолжают в течение длительного времени бытовая сток и весенне-летние паводки. При этом из отложений вымывается в первую очередь мелкозем. Однако мощности водных потоков не хватает для переработки отложений по всему периметру русла и тем более по всей мощности отложений. Поэтому состав и свойства русловых отложений изменяются в широких пределах как по мощности, так и по простираю. Немалое значение при этом имеют преобладающие структурно-реологические типы селевых потоков.

Во всех случаях отложения сохраняют жесткий скелет из крупных обломков, а состав заполнителя (мелкозема) может изменяться от крупного песка до супесей и даже суглинка. При крупнопесчаном заполнителе объемная масса породы составляет $1,8-2,1 \text{ г/см}^3$, при супесчаном и суглинистом может достигать $2,3-2,4 \text{ г/см}^3$ (реки У. Алматы, Текели, Сарыкан). Грансоставу заполнителя соответствуют пористость и влажность: максимальная пористость и влагоемкость будут у отложений с песчаным заполнителем – 30–40 и 17–25 % соответственно и минимальная – у отложений с песчаным и суглинистым заполнителем – 17–25 и 8–12 %. Естественная влажность в русле сохраняется на уровне максимальной влагоемкости, а более высокая отмечается у супесчаного и суглинистого заполнителя.

Описываемые образования прослеживаются на всем протяжении русла, пересекая все ландшафтно-климатические зоны, при этом состав и свойства образований практически не изменяются. Здесь не имеются в виду аллювиальные отложения, местами прослеживающиеся в виде останцов вдоль бортов некоторых долин (реки Каскелен, Талгар, Турген), хотя и их принадлежность к аллювиальным образованиям соответствующего возраста подлежит подтверждению специальными методами. Мощность отложений измеряется первыми десятками метров, составляя обычно 40–50 м. По данным бурения в районе Каменского плато в руслах У. и К. Алматы мощность отложений достигает 70–80 м. При этом местами подстилающими иногда являются не скальные породы, а неогеновые глины. В описываемом ландшафтном поясе ширина русел составляет 80–200 м, редко более. При прохождении селевого потока отложения прорезываются на глубину от 10 до 20–40 м в суженных частях русла, являясь продолжением селевого очага, а в расширениях происходят распластывание потока и частичная его остановка. Продольные уклоны русла – 8–12°, увеличиваясь иногда до 15° (р. К. Алматы).

Таким образом, в среднегорной зоне в русловой части происходят трансформация уже сформированного селевого потока, частичное увеличение или уменьшение объема и других параметров. На склонах боковых притоков формируются относительно небольшие селевые потоки преимущественно ливневого происхождения, которые редко проходят сколько-нибудь значительное расстояние по основной долине, чаще всего останавливаются на боковом конусе выноса.

В низкогорном поясе склоны становятся ниже, формы их в плане и профиле более мягкие, скальные обнажения встречаются редко. В приводораздельной части склонов порой наблюдаются террасовидные поверхности, сложенные дресвяно-щебенистыми суглинистыми делювиально-пролювиальными

образованиями средне- и верхнечетвертичного возраста. Большая же часть склонов представлена скальными породами, перекрытыми делювиально-гравитационными рыхлообломочными образованиями. Склоны в профиле имеют прямолинейную выпуклую форму, что, в свою очередь, способствует проявлению оползневых процессов, часто переходящих в грязекаменные потоки или пополняющих и стимулирующих их возникновение. Такая часть долин выполнена аллювиально-пролювиальными валунно-галечными отложениями преимущественно с грубопесчаным заполнителем. Эта зона преимущественного торможения и остановки селевых потоков, продольные уклоны русел, как правило, не превышают 4–6°, ширина русел достигает нескольких сотен метров, бытовое русло блуждает, меандрирует по всей длине. В русле растут кустарники, лиственные и хвойные деревья, сбитости на стволах которых помогают установить возраст наиболее крупных селевых генераций.

Состояние поверхности русел в этой зоне является косвенным показателем селевой активности бассейна: обнаженная поверхность, отсутствие травяной и кустарниковой растительности, наличие бревен в отложениях, содранная кора и раны на древесине стволов в прикорневой части деревьев, грязевые заплески и примазки на стволах деревьев, на бортах долины и крупных обломках указывают на недавнее прохождение грязекаменного селевого потока.

Для этой ландшафтной зоны характерны щебенисто-суглинистые средне-верхнечетвертичные делювиальные образования, мощность которых составляет 15–20 м, редко увеличиваясь до 40–50 м. На скальных породах залегают щебенисто-дресвяные образования с большим количеством суглинистого заполнителя. Судя по визуальным наблюдениям, эти образования не имеют жесткого скелета и перекрываются лёссовидными суглинками мощностью 10–12 м. Суглинки обладают четко выраженной вертикальной устойчивостью, в сухом состоянии хорошо держат вертикальные откосы, но очень быстро размокают в воде, что определяет их эрозионную размываемость, а следовательно, склонность к оврагообразованию.

Особенно четко описываемый ландшафтный пояс выражен на северном склоне Иле Алатау. Значительное количество осадков (твердых и жидких), особенности текстуры и структуры суглинков предопределяют широкое развитие оползней и оврагов в этой зоне в бассейнах рек У. и К. Алматы. Характерным для этой части бассейнов является ручей Милютинский (левый борт р. У. Алматы ниже противоселевой плотины). Практически все склоны ручья поражены оползнями, при этом часто в процесс оползания вовлекаются не только суглинки, но и щебенисто-дресвяные отложения. Объем оползней измеряется многими сотнями кубических метров при глубине захвата 10–20 м и площади развития 100–200 м². Оползни округлой формы в плане, преимущественно блокового типа, но имеются и оползни-течения, которые дают начало селевому грязекаменному потоку высокой плотности и вязкости. Сформированный селевой очаг в основной долине руч. Милютинский имеет обрывистые стенки, глубину до 15–18 м при ширине 8–10 м. Здесь часто проходят селевые потоки небольшой мощности.

Еще одной геолого-геоморфологической особенностью низкогорного ландшафтного пояса северного склона Иле Алатау является наличие благоприятных условий для накопления рыхлообломочного материала в образованиях древней коры выветривания вблизи новейших сейсмоструктур, по которым очень быстро формируется густая эрозионная сеть, состоящая из мелких борозд, рытвин (селевые очаги Кокшоки и Акжар в бассейнах рек У. Алматы и Аксай). Формированию селевых очагов подобного типа в значительной степени способствуют сейсмические подвижки и новейшие тектонические движения. В частности, формирование селевых очагов Кокшоки и Акжар произошло в результате сильного Верненского землетрясения 1887 г. [106]. Скорость накопления рыхлообломочного материала в подобных селевых очагах настолько велика, что формирование селевых потоков происходит до 4–5 раз в год. При этом основными процессами транспортирования рыхлого материала являются осыпание, оползание, делювиальный снос и микроселевые процессы. Общий объем смещенных пород в виде оползней, обвалов, грязевых и грязекаменных потоков составил в бассейне р. У. Алматы 104 млн м³, в бассейне р. К. Алматы 260 млн м³. Масштабы отдельных смещений достигали нескольких миллионов кубических метров. Вот как описывает происхождение селевого очага Кокшоки И. В. Мушкетов: «Оплывина эта ... в долине Большой Алматинки имеет до 60 м толщины; она совершенно завалила ущелье во всю ширину до 300 м и по длине около 3000 м... В состав ее входит не только бурая грязь, но и множество громадных валунов гранита и стволов деревьев. Масса ее, во всяком случае, не менее 54 млн м³» [106].

Многолетними наблюдениями установлено, что в большинстве формирующихся сели грязекаменные связные, с высокой вязкостью и плотностью селевой массы, достигающей 2,1–2,3 г/см³, при практическом отсутствии в пробах обломков крупнее 100 мм. Скорость движения селевой массы обычно не превышает 1,5–2 м/с. Содержание глинисто-пылеватых фракций в селеформирующих породах составляет 14–16 %, а в селевых отложениях – не более 16–17 %.

Подобные же, но более мелкого масштаба селевые очаги прослеживаются вдоль всего северного склона Иле Алатау от Шамалгана до Тургеня, и приурочены они к крупной сейсмоструктурной линии, к которой тяготеет эпицентр землетрясения 1887 г.

Анализ особенностей гранулометрического состава селеформирующих пород наиболее типичных и крупных селевых бассейнов Казахстана позволяет заключить:

1. Селеформирующие породы в селевых очагах представлены продуктами выветривания скальных пород, в разной степени переработанными водно-ледниковыми процессами. Поэтому грансостав пород в одном селевом бассейне практически постоянен, а его изменения в одной орографической системе определяются петрографией исходных пород и водно-тепловым балансом.

2. Крупнообломочные породы имеют жесткий скелет, состоящий из обломков крупнее 2 мм, содержание которых превышает 60–70%. В отдельных случаях крупнообломочные породы не имеют жесткого скелета либо его составляют обломки размером до 10–20 мм.

3. В большинстве селевых очагов в породах присутствуют обломки размером более 1 м. В селевых бассейнах Иле, Жетысу Алатау, Огемского и Майданталского хребтов в значительных количествах отмечаются обломки размером 5–10 м и более. Такие обломки движутся в потоке обособленно как индивидуальные объекты и могут самостоятельно решить судьбу многих инженерных сооружений при встрече с ними.

4. Количество мелкозема, особенно глинисто-пылеватых фракций, в породах определяет возможный структурно-реологический тип формирующихся селевых потоков. Содержание глинисто-пылеватых фракций 0,5–1% достаточно для формирования грязекаменного селя, а при содержании этих фракций 5 % и более возможно формирование очень вязкого связного грязекаменного потока. При содержании глинисто-пылеватых фракций менее 0,4–0,5% в полном грансоставе формирование грязекаменных селей маловероятно, в этом случае преобладают наносоводные потоки.

5. Глинисто-пылеватые частицы в большинстве селевых очагов представлены гидрослюдами, каолинитом, гидрохлоритами, гидроокислами железа. Однако присутствие глинистых минералов не является обязательным условием для формирования грязекаменных потоков. Например, в 1974 г. сформировался грязекаменный поток в верховьях Орта Талгара в современных моренах, практически не содержащий ледниковую мусть – продукты механического разрушения скальных пород. Кроме того, в селевых бассейнах Камчатки, Исландии дисперсный материал представлен только вулканическим пеплом, а катастрофические грязекаменные сели формировались неоднократно.

В низкогорном поясе выделяется полоса предгорных ступеней, особенно четко прослеживаемая в Жетысу и Иле Алатау. Основной особенностью этого региона является ступенчатое строение и широкое распространение лёссовидных суглинков большой мощности (многие десятки метров). Уступы высотой от 40–50 до 100–200 м и даже более имеют, как правило, выпуклую форму и крутизну от 20–25 до 40–45°. Поверхность уступов слабо холмистая, расчленена широкими долинами, наклонена на север под углом 8–10°. По днищам наиболее крупных долин (Бельбулак, Котырбулак – Иле Алатау, Текели – Жетысу Алатау) имеется постоянный поверхностный сток, большая же часть долин не имеет постоянного поверхностного стока. Верхняя часть суглинков до глубины 5–10 м проявляет четко выраженные просадочные свойства, что в комплексе с геоморфологическими, гидрометеорологическими и сейсмотектоническими условиями предопределяет возможность формирования оползней, овражной эрозии. Склоны долин, пресекающих эти образования, сплошь покрыты оползнями преимущественно блокового типа, встречаются и оползни-течения.

По данным Н. Ф. Колотилина [107], большая часть оползней блокового типа сформирована в результате катастрофических землетрясений 1887 и 1911 гг. Это наиболее крупные оползни, глубина захвата которых достигает 10–20 м и более, плоскости смещения их и оползневые тела хорошо задернованы и не имеют каких-либо следов современной активизации. Не отмечается также какой-либо закономерности в их пространственном распределении.

Зато оползни-течения имеют в плане изометрическую форму, сильно вытянутый опозневый язык, завершающийся крутым валом высотой от 2–3 до 5–6 м, плоскость скольжения нередко сохраняется обнаженной длительное время. Подавляющее большинство оползней-течений приурочено к выпуклым склонам крутизной 20° и более северной, северно-западной экспозиции. На противоположном борту оползни встречаются очень редко.

В такой части наиболее крупных долин четко прослеживаются боковые террасы высотой до 3–4 м, которые являются, вероятно, останцами размытых отложений грязевых селей, так как аллювиально-пролювиальным образованиям такой мощности взяться здесь просто неоткуда. В верховьях многих логов сохранились старые хорошо задернованные селевые рытвины. Видимо, соответствующая селеобразующая гидрометеорологическая обстановка реализуется достаточно редко (ливневые дожди высокой интенсивности, затяжные дожди, сложные зимы с последующей ранней и теплой весной и т.д.).

Лёссовидные суглинки в природном залегании представляют плотную породу от палево-желтого до буровато-коричневого цвета с макропористой структурой. Размеры макропор составляют 0,3–0,5 мм, редко достигая 1 мм. В сухом состоянии хорошо держат вертикальные стенки высотой до 8–10 м. Среди суглинков преобладают средние и тяжелые разновидности. Содержание пылеватых фракций составляет 20–35 %, глинистых – 17–27 %. Анализ интегральных графиков (см. рис. 22) показывает, что породы довольно однородны по составу. Естественная влажность зависит в основном от гидрометеорологической обстановки и вне зоны капиллярного насыщения колеблется от 10 до 20, чаще всего приближаясь к максимальной молекулярной влагоемкости (13–17 %). Плотность частиц породы составляет 2,69–2,79 г/см³, объемная масса – 1,40–1,77 г/см³, объемная масса скелета – 1,25–1,55 г/см³, пористость – 43–55 %, коэффициент пористости – 0,710–1,155, пределы пластичности: верхний – 26–28 %, нижний – 20–22%. Практически все изученные образцы показали просадочные свойства (рис. 25). Значения относительной просадочности варьируют от 0,02 до 0,15. Прочностные характеристики при естественной влажности: угол внутреннего трения – 10–25°, сцепление – 10–17 кПа, в водонасыщенном состоянии угол внутреннего трения – 14–25°, сцепление – 0,5–4,5 кПа (рис. 26).

Таким образом, физико-механические свойства пород и их прочностные характеристики во взаимосвязи с геоморфологическими и гидрометеорологическими условиями определяют возможность формирования оползней, которые при благоприятных условиях могут трансформироваться в грязевые потоки или пополняют твердым материалом уже сформировавшийся селевой поток. Так, массовые проявления сплывов и оползней в бассейне р. Текели в 1958–1959 гг. послужили одним из факторов возникновения крупных грязекаменных и грязевых селей [108].

Изложенное свидетельствует о первостепенном значении геологических факторов в формировании твердой составляющей селевого потока, во многом определяющей его энергетический потенциал и структурно-реологические особенности.

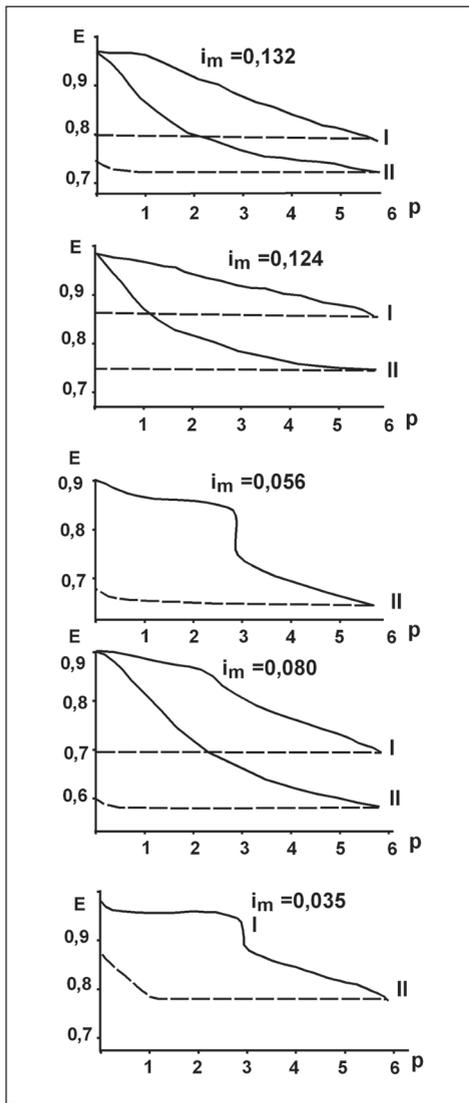


Рис. 25. Результаты комплексных испытаний лёссовидных суглинков северных предгорий Иле и Жетысу Алатау

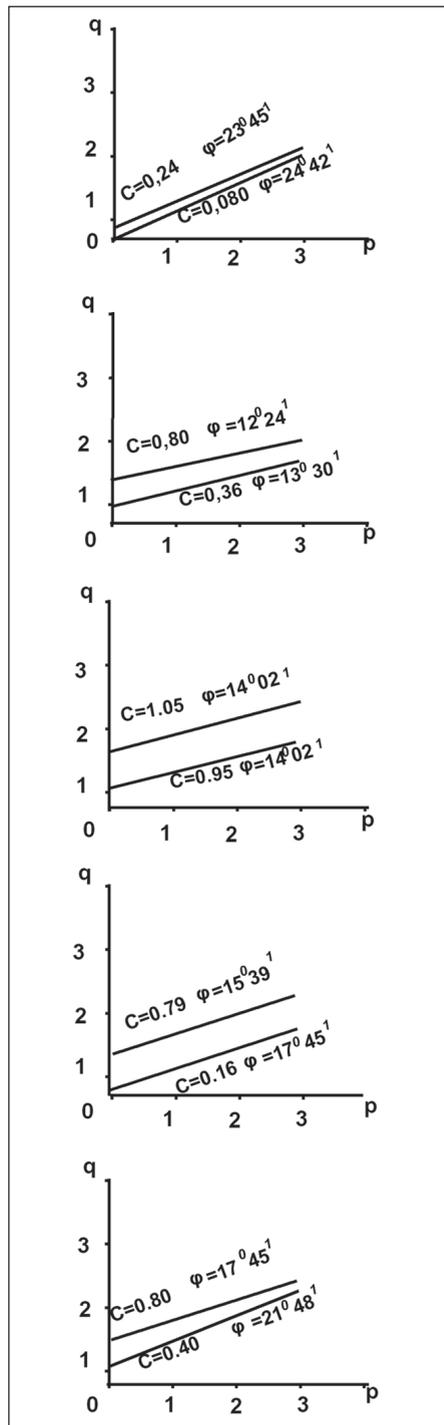


Рис. 26. Результаты сдвиговых испытаний лёссовидных суглинков северных предгорий Иле и Жетысу Алатау

Влияние минералогического состава коллоидно-дисперсной части селеформирующих пород на формирование селевых потоков. При проектировании защитных противоселевых сооружений большое значение имеет правильность определения характерного для данной зоны структурно-реологического типа селей. В одном случае запроектированные мероприятия могут оказаться недостаточно надежными, а в другом возможна непроизводительная затрата больших средств. Поэтому достаточно конкретный и обоснованный ответ на этот вопрос представляет особую важность для составителей проекта.

Селевые потоки по структурно-реологическим типам разграничиваются на связные и несвязные [109]. К потокам первой категории относятся грунтовые массы, твердая фаза которых представлена в большей части глинистыми и пылеватыми фракциями, в ряде случаев с крупными включениями, а вода ассимилирована вязкопластичной средой. Движение таких потоков рассматривается как гравитационное перемещение продуктов разрушения горных пород типа оплывин. В потоке второй категории, наоборот, главным транспортирующим агентом является вода, и перемещение наносов определяется тангенциальной составляющей поступательного движения потока и гравитационных сил.

В формировании структурно-реологического типа селевого потока важнейшая роль принадлежит твердой составляющей, т.е. геологическому субстрату. К настоящему времени в этом отношении накоплен довольно значительный объем информации по бассейнам не только Казахстана, но и Кавказа, Средней Азии, Прикарпатских районов Украины, Прибайкалья и многим другим территориям. На основе этих данных, а также материалов собственных исследований составлена табл. 5. Как видно из ее данных, одним из важных критериев, характеризующих структурно-реологический тип селевого потока, является минералогический состав его коллоидно-дисперсной части, в значительной мере определяющий способность разжиженной массы к тиксотропным превращениям. Еще в 30-е годы прошлого столетия работами советских исследователей (А. Ф. Лебедев, Ф. П. Саваренский) были установлены основные закономерности тиксотропных свойств у некоторых грунтов и их зависимость от грансостава.

Это отразилось в ряде зарубежных работ. Более поздние исследования показали (В. А. Приклонский, П. А. Рубиндер, Е. М. Сергеев), что зависимость между явлениями тиксотропии и гранулометрией рыхлых образований обусловлена не только количественными показателями, но и качественными различиями самих коллоидов, относящихся к той или иной минералогической группе. Так, один из видных советских грунтоведов Б. М. Гуменский, в результате специальных экспериментов, пришел к выводу, что «... чем больше среди глинистых частиц будет монтмориллонитовых, а не гидрослюдистых и каолининовых, тем меньше их содержание необходимо при всех прочих равных условиях для проявления тиксотропии...» [110]. Иными словами, способность породы к тиксотропным превращениям находится в прямо пропорциональной зависимости от содержания наиболее гидрофильных коллоидов.

Таблица 5. Основные критерии разграничения селевых потоков разных структурно-реологических типов [90]

Критерии	Структурно-реологическая характеристика потока	
	связного	несвязного
Геологическое строение селеобразующих очагов	Преобладают породы, легко обогащенные коллоидами в процессе экзогенной переработки (алевролиты, мергели, лёссы различного генезиса, покровные суглинки)	Распространены породы, трудно-обогащаемые коллоидами при переработке (граниты, эффузивы, моренные и флювиогляциальные отложения грубообломочного состава с мелкоземистым заполнителем)
Преобладающий минералогический состав коллоидно-дисперсной части	Монтмориллонит и гидрослюды. В меньшей степени каолинит	Гидрослюды и каолинит
Тиксотропные свойства селевой массы	Выражены достаточно хорошо	Выражены весьма слабо
Характер движения потока	Прямолинейное перемещение селевой массы вдоль русла по узлокаллизированным участкам. Хаотическое расположение тяжелых включений. Фиксированные формы поперечного профиля потока при его остановках с преимущественным сохранением первичной структуры	Распластанный тип потока с ярко выраженным турбулентным режимом. Гранулометрическая дифференциация отлагающегося материала на характерных участках транзитной зоны. Пульсационный характер движения. Активное вовлечение руслового аллювия в общий процесс формирования и движения потока
Эродирующее воздействие	Глубинные врезы незначительны. Преобладают формы боковой эрозии (подрезка берегов, конусов, осыпей)	Активно выражены глубинная эрозия и боковая в виде руслового выпаживания с образованием приграничных каменных бордюров отвального типа, подрезка берегов, конусов выноса, боковых притоков
Формы аккумуляции отложений	Узкие, террасированные конусы выноса прямолинейной ориентации, без широкого расплывания	Распластанные, веерообразные конусы выноса с широким растеканием

Сопоставление данных натурных наблюдений селевых потоков в различных бассейнах Юго-Восточного Казахстана, горном обрамлении Иссык-Кульской впадины (Кыргызстан) и обзор литературы по другим регионам бывшего Советского Союза совершенно однозначно подтверждают необходимость учета качественной характеристики тонкодисперсной части составляющей при оценке того или иного типа.

Вместе с тем твердую составляющую селевого потока необходимо рассматривать как конкретную геологическую среду с присущими ей качественными и количественными характеристиками, вытекающими, прежде всего, из его литогенетических признаков.

Превращение же ее в изотропное физическое тело, упрощенную физическую модель, как часто принимается в расчетных схемах, нередко приводит исследователя к неправильным представлениям и выводам о сущности самого явления, а также о динамике селеформирующего процесса, в какую бы стройную математическую форму эти выводы ни были облачены.

Влияние тонкодисперсной, в частности коллоидной, составляющей на формирование реологических свойств селевого потока подчеркивается и в ряде работ других авторов [111–113], хотя оценка ее роли в таких процессах этими исследователями неоднозначна.

Так, С. М. Флейшман отмечал: «... в зависимости от количественного соотношения воды и тонкодисперсных коллоидных и близких к ним глинистых и пылеватых частиц в селевом потоке, а также от минералогического состава этих частиц селевая масса может находиться в связанном или несвязанном состоянии ...» [109]. Он же путем расчета величин суммарной поверхности тонкодисперсных частиц, содержащихся в единице объема селевой массы, установил граничный предел перехода от несвязанных селей к связным, при котором селевая масса уже приобретает свойства структурированной коагуляционной среды. Это содержание, близкое к полученным нами данным, сравнительно невелико и в общем случае не превышает 8–10 % по отношению к гидрофобным (песчаным, крупнообломочным) фракциям. Соответствующие показатели вязкости при этом обычно не выходят из границ 3–4 пуаз. Следует лишь иметь в виду, что цифры, полученные С. М. Флейшманом, в основном относятся к частицам, обладающим средней степенью гидрофильности, т.е. занимающим по данной характеристике в составе коллоидно-дисперсной части промежуточное положение между минералами группы каолинита и монтмориллонита. Если же диспергированные компоненты представлены преимущественно монтмориллонитовыми разностями, то градиентный предел уменьшается примерно в полтора раза, т.е. составляет 6–7 %.

Важно учесть, что приведенный предел не является величиной абсолютно стабильной и может колебаться в некотором интервале в зависимости от крупности и содержания в составе массы гидрофобных грубодисперсных фракций, также принимающих участие в селеобразовании.

И. В. Егизаров [114], разделяя мнение Н. В. Думитрашко [115] и И. И. Херхеулидзе [116] о том, что связанные сели весьма ограниченно распространены по сравнению с несвязными, также придает большое значение качественным характеристикам дисперсной составляющей.

И. И. Херхеулидзе [116] одним из первых была предпринята попытка отразить качественный состав коллоидно-дисперсной части твердой составляющей в виде эмпирических коэффициентов, входящих в некоторые расчетные формулы, а также увязать его с характерными физическими показателями свойств породы, в частности с верхним пределом пластичности.

Однако установление такой прямой связи требует довольно осторожного подхода, так как в некоторых случаях это может привести к ошибочным результатам. Последнее объясняется тем, что при повышенной минерализации на величину верхнего предела пластичности, определяемую по действующим методикам в лабораторных условиях, большое влияние оказывает состав солевой фазы грунта, часто не являющейся непосредственным компонентом его скелетной части, а занимающей лишь определенную часть порового пространства.

Г. И. Тер-Степанян [113] одним из главных условий образования связанных селей считает также наличие в очагах большого количества «... тонкодисперсного материала, способного при обильном увлажнении дать богатую коллоидами и гидрослюдистыми частицами грязеподобную массу...». Сам механизм формирования потока рассматривается им как лавинный, причем ведущими факторами процесса, по мнению автора, являются поровое давление (на начальных стадиях) и гидродинамическое взвешивание (на последующих). С этих позиций он в дальнейшем объясняет многие реологические свойства связанных потоков, их высокую транспортирующую способность, сохранение структуры селевой массы в момент прекращения движения и ряд других особенностей.

Как видно из приведенного далеко не полного обзора существующих мнений, учеными подчеркивается необходимость и важность непосредственных определений минералогического состава дисперсной среды. При этом должны использоваться как прямые (в частности, дифрактометрия, дифференциальный термогравиметрический анализ), так и косвенные (например, электронная микроскопия) методы, дающие исходный материал для качественной, а при комплексовании данных и количественной оценки изучаемых сред.

Экспериментальное изучение селеобразующих пород. В процессе экспедиционных исследований в селеопасной зоне, охватывающей крайние северные дуги Тянь-Шаня и Жетысу Алатау, проводилось апробирование геологического субстрата применительно к характерным геолого-генетическим комплексам пород, принимающим наиболее активное участие в селеобразовании. К таким комплексам были отнесены четвертичные моренные отложения, лёссовидные породы различного генезиса, древние и современные селевые выносы, а также различные по возрасту аллювиально-пролювиальные отложения. Кроме того, был опробирован ряд отложений неогеновых глин, с которыми во многих случаях связаны оползневые процессы, нередко трансформирующиеся на конечных этапах развития в относительно маломощные грязевые сели. Выделение и анализ глинистых фракций (менее 0,005 мм) методом точных лабораторных исследований проводились в Институте геологических наук НАН РК под руководством Н. Ф. Колотилина.

Рентгеновское дифрактометрическое исследование. Как показало экспериментальное изучение, качественный минералогический состав большинства изучаемых проб оказался довольно однородным и представлен различными соотношениями хлорита и гидрослюды. Для первого характерны базальные рефлексы: 14 Å; 4,7 Å; 3,5 Å; 2,3 Å, для вторых – 10 Å и 3,3 Å.

Дифрактометрическое исследование позволяет четко выявить монтмориллонит в пробах отобранных неогеновых глин илийской свиты и ее аналогов. Монтмориллонит обнаруживают по характерному сдвигу рефлексов $0,01 \text{ \AA}$ в препаратах, насыщенных этиленгликолем, зафиксированному на дифрактограммах; при этом первый базальный рефлекс на них близок к 17 \AA .

В целом рентгеновское дифрактометрическое изучение тонкодисперсной фракции исследованных селеобразующих пород указывает на довольно ограниченное распространение среди них разностей, обладающих высокой степенью гидрофильности компонента, за исключением неогеновых глин.

Почти во всех исследованных образцах выявлены такие терригенные минералы, как кварц и полевой шпат типа ортоклаза, а в одном из образцов селя 1973 г. — кальцит.

Термический анализ. При исследовании образцов в качестве общего характерного по всем кривым нагревания было выявлено наличие низкотемпературных эндотермических эффектов, обусловленных деградацией, и в достаточной мере четко выраженных эндоэффектов в области более высоких температур ($500\text{--}700 \text{ }^\circ\text{C}$). Последнее, видимо, связано с удалением конституционной воды из кристаллической решетки (рис. 27).

Данные термовесового анализа показывают главное уменьшение весовых потерь (исключая перепады, обусловленные деградацией), отражающих процесс окисления и улетучивания органических веществ. Это также устанавливается и на термограммах в виде экзотермических пиков при температуре $300\text{--}380 \text{ }^\circ\text{C}$.

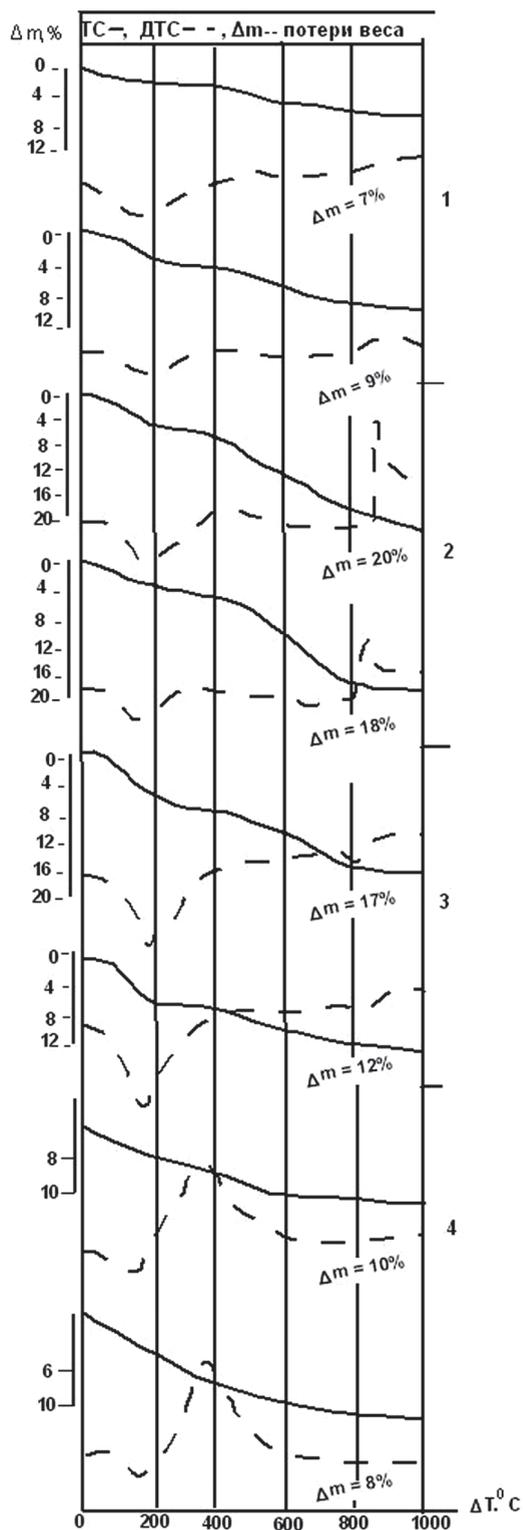
В зависимости от количества сорбированной в минералах воды все термограммы объединены в три разнородные группы.

К первой отнесен ряд проб из глинистых пород, где содержание сорбированной воды около $6\text{--}8 \%$.

Электронно-микроскопическое исследование. Электронно-микроскопические методы дают достаточно наглядное представление о вещественном составе исследуемого субстрата. На всех приведенных электронно-микроскопических фотографиях (рис. 28) хорошо видны как рыхлые агрегаты, так и уплотненные пластинчатые частицы, которые представляют гидрослюды и хлорит. Рыхлые агрегаты относятся к высокодисперсным гидрослюдам с адсорбированным количеством. Так, в заполнителе моренных образований, отобранных с селевых очагов К. Алматы (Иле Алатау), Буйен, Коянкоз (Жетысу Алатау), а также заплесков и отложений селя 1973 г. (К. Алматы) и 1978 г. (Коянкоз), хорошо виден хлорит, представленный плотными крупными частицами с изометрическими формами и фиксированными краями. Гидрослюды прослеживаются в этих пробах в незначительных количествах в виде полупрозрачных частиц с расплывчатыми краями органического вещества.

Отдельные темно-серые агрегаты могут отчасти указывать на незначительную примесь монтмориллонита, хотя другими методами изучения присутствие его в более или менее значительных количествах не установлено. В то же время по данным дифрактометрии для этой пробы характерна высокая

Рис. 27. Характерные термоаналитические кривые потери веса фракционных селеобразующих пород: 1 – морен; 2 – лёссовидных суглинков; 3 – неогеновых глин и отложений; 4 – селевых отложений 1973 г.



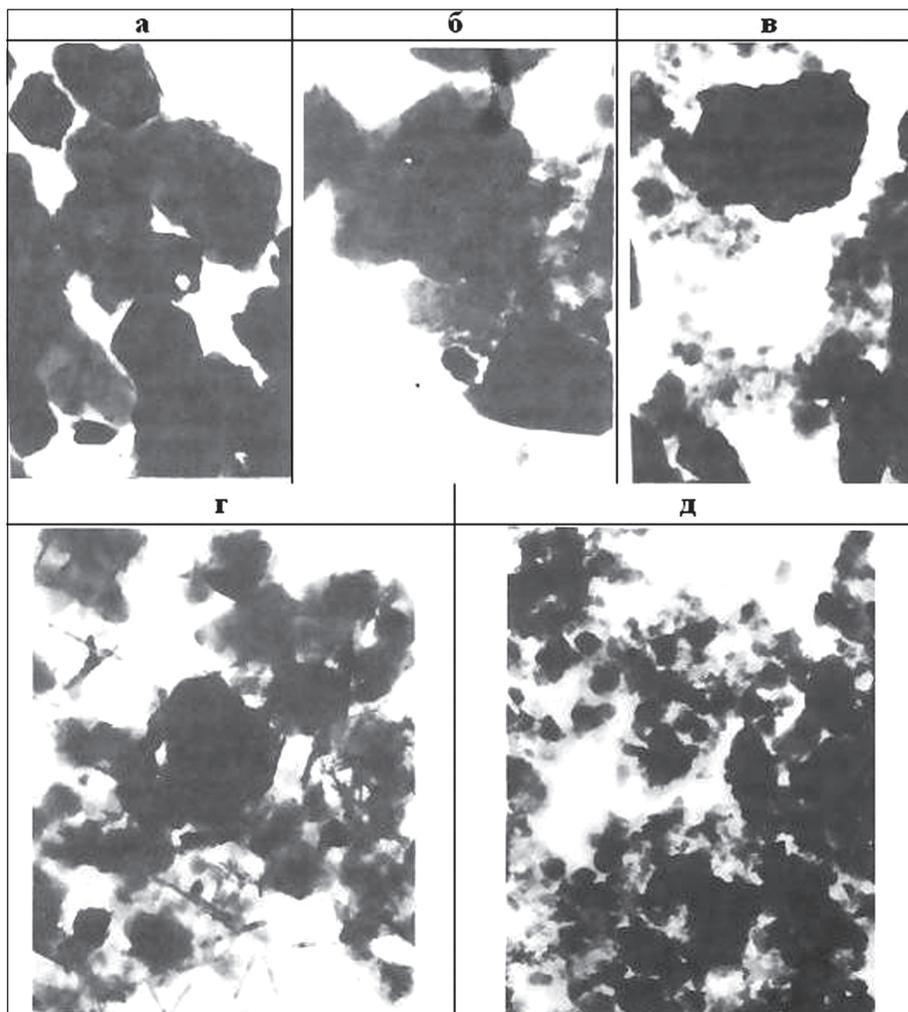


Рис. 28. Микроскопические особенности глинистого заполнителя селеобразующих пород (*а* – морены Q_{IV} , *б* – морены Q_{III} , *в* – лёссовидные суглинки, *д* – неогеновые глины) и отложений (*в* – Коянкозовского гляциального селя). Фракции менее 5 мк; *а, б, в, д* – увел. 8000, *в* – увел. 7500

интенсивность рефлексов хлорита и гидрослюды. В целом данные электронной микроскопии согласуются с результатами, полученными другими методами*.

*Эти исследования были выполнены в 70-х годах прошлого века и в последующем не проводились. Однако полученные в то время данные вновь приобретают актуальность. Это связано с интенсивным развитием нанонауки, исходящей из того, что когда одно или больше измерений твердого тела достаточно малы, его физико-химическое поведение значительно отличается от такового больших объемов. С сокращением размера появляются отличные и часто новые свойства.

Таким образом, проведенные исследования с привлечением специальных аналитических методов изучения тонкодисперсной фазы селеобразующих факторов пород свидетельствуют о следующем:

1. Сели, особенно обладающие высокоэнергетическими характеристиками, с вовлечением значительных объемов моренного и руслового материала, даже при плотности, превышающей $2,0-2,2 \text{ т/м}^3$, не могут быть отнесены к категории связанных потоков. Крайне низкая гидратационная способность их тонкодисперсных и, в частности, коллоидных компонентов стимулирует интенсивную и значительную водоотдачу в стадии прекращения движения потока.

2. Лёссовидные образования при их повышенной объемной концентрации в транспортируемых селевых выносах или сейсмических оплывинах могут образовать вязкопластичные или жидко-консистентные среды с неустойчивой или слабоустойчивой структурной связанностью.

3. Формирование связных селей возможно только за счет субстрата, представленного неогеновыми глинами, характеризующимися присутствием монтмориллонитовых минералов. Сели крупных или средних масштабов, связанные с указанными отложениями, в Юго-Восточном Казахстане не зафиксированы.

2.1.4. Геоморфологические факторы

Фактор рельефа является основным из определяющих развитие селей в горах Юго-Восточного Казахстана. Особенно хорошо это прослеживается на примере центральной, наиболее приподнятой части горной области Иле и Жетысу Алатау. Поэтому создание геоморфологической карты данной территории в масштабе 1:200 000 – задача актуальная, причем не только с позиции селеопасности, но и в целях сейсмотектонических построений (рис. 29).

При составлении карты были использованы все имеющиеся материалы геолого-геоморфологического содержания, а также материалы космических фотосъемок. По фототону и рисунку фотоизображения уточнялись контуры типов и подтипов рельефа, границы поверхностей выравнивания, контуры участков ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и конусов выноса, различные линеаменты, антецедентные участки долин и т.д. Для детального рассмотрения дешифрируемых объектов в целях уточнения степени и глубины расчленения, относительно мощности рыхлых толщ, перекрывающих палеозойские породы, установления смещений долин молодыми разломами, определения местоположения очагов развития оползней, осыпей, обвалов и селей применялись интерпретоскоп и дешифровочный стереоскоп.

В процессе разработки легенды геоморфологической карты учитывалось, что она должна содержать тесную связь рельефа с геологическим строением и новейшими тектоническими структурами района. Поэтому она содержит данные о морфометрии и морфографии рельефа, его происхождении и возрасте, а также сведения о новейших тектонических нарушениях дизъюнктивного характера.

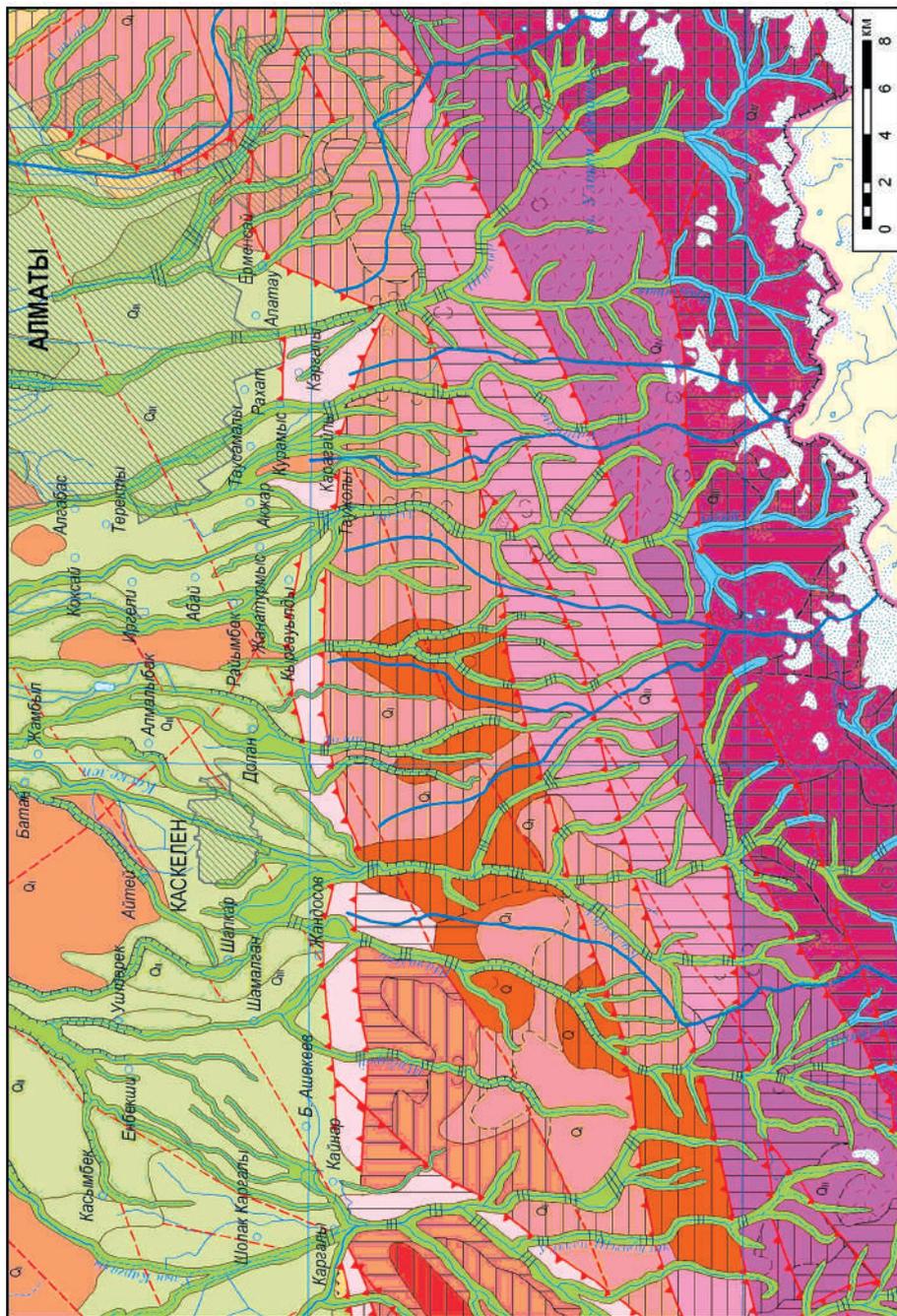


Рис. 29. Геоморфологическая карта. Фрагмент центральной части Иле Алатау (составил А. Р. Медеу)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ДЕНУДАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ

- Высотный, отн. высота > 2000 м
- 1-крутосклонный с формами ледниковой и нивальной обработки и фрагментами древнего ледника;
 - 2-скально-ледниковый с современным оледенением и фрагментами древнего ледника (альпийского облика)

- Среднегорный, отн. высота 500-2000 м
- 1-слаборасчлененный грядовый, увалистый;
 - 2-расчлененный грядовый, гривовый;
 - 3-интенсивно расчлененный, гривовый

- Низкогорный, отн. высота 200-500 м
- 1-слаборасчлененный грядовый, увалистый;
 - 2-расчлененный грядовый, гривовый

- Холмистый
- 1-низкий увалистый, грядовый, отн. выс. < 50м;
 - 2-средний гривовый, грядовый, отн. выс. 50-100м;
 - 3-высокий грядовый, гривовый, отн. выс. 100-200м

ТЕКТОНИЧЕСКИ-ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

- Адырный (прилавки)
- 1-низкий, отн. высота < 50 м
 - 2-средний, отн. высота 50-200м
- АККУМУЛЯТИВНО-ЭРОЗИОННЫЙ
- Долинно-увалистый низкий, отн. высота < 50м
 - Овражного размыта низкий, отн. высота < 50м
- ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ
- Бедленд низкий, отн. высота < 50м

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

- Пенеплен наклонный
- 1-низкохолмистый, отн. высота до 10 м
 - 2-с новейшим эрозионным расчленением (20-40 м.)
- Плоская наклонная равнина с новейшим эрозионным расчленением (10-20 м)
- Плоская наклонная равнина с новейшим эрозионным расчленением (10-20 м), откопанная из под четвертичных отложений

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

- Аллювиальная наклонная расчлененная равнина (10-20 м)
- Аллювиально-пролювиальная наклонная расчлененная равнина (10-40 м)
- Проловиальная наклонная слабо-расчлененная равнина (до 10 м)
- Деплювиально-пролювиальная наклонная и волгнутая расчлененная равнина (10-20 м)
- Болотная волгнутая нерасчлененная равнина
- РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ
- Пойма: 1- низкая, 2- высокая
- Надпойменные террасы
- 1-первая 2- высокая

- Илы, глины
- Валуново-галечники, пески, суглинки
- Суглинки, супеси, галечники, конгломераты, пески, песчаники
- Валуново-галечники, щебень, суглинки, супеси, глины
- Щебень, дресва, пески, супеси, суглинки, глины

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Антецедентные участки долин
- Ущелья
- Каньоны
- У-образные долины
- Тропи
- Участки проявления карстовых форм
- Уступы: 1- тектонический, 2- эрозионный
- Линейные, отождествляемые с зонами разломов, активных в новейшее время
- Ареалы современных ледников
- Обвалы
- Оползни
- Селевые очаги
- Кары
- Каналы гранита мощных селей
- Возраст рельефа
- Линии основных водоразделов
- КРУТИЗНА СХЛОНОВ
- < 5°
- 5 - 15°
- 15 - 30°
- 30 - 45°
- > 45°

СКОЛЬЗЯЩИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ОСАДЧНЫЕ ТОЛЩИ И ПЛЮТОНЫ ДОПАЛЕЗОЯ И ПАЛЕЗОЯ

НЕОГЕНОВЫЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ГИЛЬИ, ЛЕСОВЫЕ СУГЛИКИ, ЛЕССЫ, ЗАПЕКАЮЩИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНО ГАЛЕЧНИКИ, КОНГЛОМЕРАТЫ.

Сладчайше породы и плутониты допаалеозоя и палеозоя

Глины, пески, галечники верхнего мела, палеогена и неогена

На карте фоновой окраской показывается морфологический тип рельефа, оттенки основного цвета отражают степень расчлененности деструктивно-тектонического рельефа, а в случае аккумулятивного рельефа – возрастную последовательность накопления слагающих отложений. По цвету различаются и долины горных областей: трюги, ущелья, трапециевидные с аккумулятивными формами в днище. Отдельными знаками показаны тектонические и эрозионные уступы, зафиксированные проявления гравитационных склоновых процессов. Возраст рельефа дан общепринятыми геологическими индексами.

На геоморфологической карте также показана крутизна склонов. Известные методы составления карт уклонов местности в баллах в данном случае не были использованы из-за их излишней формализованности и трудности совмещения с основной нагрузкой. Поэтому был рассчитан оптимальный масштаб заложения и вычерчены палетки, по которым с топокарт масштаба 1:200 000 снималась преобладающая на том или ином участке крутизна склонов. Наиболее приемлемой в указанном масштабе оказалась градация: 1) до 5°; 2) 5–15°; 3) 15–30°; 4) 30–45°; 5) более 45°, в соответствии с которой и была подобрана штриховка. Способ в целом достаточно достоверный, при необходимости можно на отдельных участках дать более дробные значения крутизны склонов. Горные сооружения Юго-Восточного Казахстана относятся к возрожденным, эпиплатформенным, перестроенным сводово-блоковым новейшим движениям.

Как отмечалось, они сформировались преимущественно на консолидированных породах допалеозойских и палеозойских складчатых комплексов.

Морфоструктуры представлены, главным образом, сводово-глыбовыми хребтами и массивами, а также межгорными и крупными внутригорными депрессиями с их равнинным и адырным рельефами. К этой контрастной морфоструктурной неоднородности добавляется отчетливо выраженное ярусное строение, что на фоне довольно многочисленных морфогенетических типов рельефа придает своеобразный облик системам гор.

На откартированной территории уверенно прослеживаются четыре геоморфологических пояса в поперечном профиле в следующей последовательности:

1. Скально-ледниковое высокогорье с современным оледенением (Н – 3200–3400 м, реже более, до 5000 м).

2. Крутосклонное высокогорье с реликтовыми формами ледниковой и нивальной обработки (Н – 2800–2900, 3200–300 м).

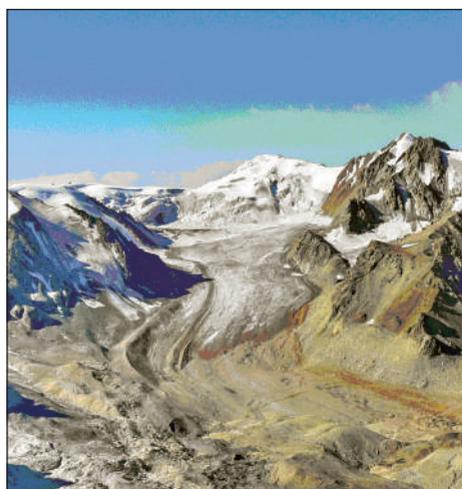
3. Интенсивно расчлененное среднегорье (Н – 1600–1700, 2800–2900 м).

4. Низкогорье с разной степенью расчленения, включая аридные формы предгорий (Н – 1000–1100, 1600–1700 м).

Высотная дифференциация рельефа [117] согласуется с данными по другим селеопасным районам СНГ, которые приводятся в работах ряда специалистов, в частности Б. А. Будагова, Н. В. Думитрашко [118, 119].

Приводимые морфологические пояса различаются не только по характеру рельефа, но и по особенностям проявления всего комплекса экзогенных процессов, включая и селевые.

Скально-ледниковое высокогорье — осевые части наиболее приподнятых хребтов Северного Тянь-Шаня, Жетысу Алатау и Казахстанского Алтая представлены скально-ледниковым высокогорьем альпинотипного облика с четко выраженными современными экзарационными морфоструктурами (рис. 30). Островершинные зубчатые гребни, лишенные всякой растительности, с многочисленными каменными материалами, образующие осыпной шлейф у подножия склонов на фоне белоснежных полей и ледников, придают своеобразный колорит высокогорному ландшафту. Многочисленные цирки и кары, фиксируемые здесь, создают условия для накопления снега за счет выпадения твердых осадков и деятельности снежных лавин. В плане они представлены в виде эрозионных вееров с уплощенным дном. Кары фиксируются преимущественно на склонах троговых долин и цирков и представлены небольшими, но достаточно отпрепарированными нишами. Размеры их варьируют от 400–800 до 800–1000 м, а иногда и более. Склоны подобных скульптурных форм крутые (70–80°), часто отвесные.



А



Б

Рис. 30. Фрагменты скально-ледникового (А) и крутосклонного (Б) высокогорья

Довольно многочисленные ледники (в количестве 2648), общая площадь которых составляет 1215,1 км², выносят громадное количество селеобразующего материала, поступившего с сильно трещиноватых выветрелых склонов, активно пополняя тем самым современные моренные отложения рыхло-обломочным материалом. Так, только ледником Туйыксу, венчающим исток р. К. Алматы, с 1957 по 1959 г. было вынесено около 1000 т рыхлообломочного материала [120]. По другому леднику Северного Тянь-Шаня — Карабаткак — интенсивность транспортирующей деятельности ледника в абсолютном выражении исчислялась весьма высокими значениями — 1,278 мм/год [121]. Эти данные дают представление не только о характере ледниковой денудации в высокогорных районах Юго-Восточного Казахстана, но характеризуют интенсивность моренообразования.

С современными моренами связана система криогенных и термокарстовых, оползневых и других очагов селеформирования. Активность их находится в прямой зависимости от степени деградации современного оледенения (по данным гляциологов ИГ МОН РК ледники ежегодно теряют 0,8 % своей площади и около 1 % объема, рис. 31), от особенностей развития криогенных форм рельефа – термокарстовых воронок, западин, террас вдоль таликов и т.д. Полые формы рельефа, как правило, служат ложем озерных водоемов, которые обрамлены обычно грядами, дугообразными ступенями и валами (Н 20–40 м). Последние иногда прорезаны V-образными эрозионными врезами. Как показывают действующие селевые очаги Иле и Жетысу Алатау (бассейны рек Талгар, К. и У. Алматы, Каскелен, Сарыкан и др.), эти участки служат зоной первичного вовлечения твердого материала прорывной волной. Преобладающая крутизна склонов составляет 30–60°, скальные выступы более крутые, местами отвесные. Вместе с тем в моренных полях фрагментов древней поверхности выравнивания уклоны не превышают 10–15°.

Крутосклонное высокогорье с реликтовыми формами ледниковой и нивальной обработки в большинстве горных сооружений Юго-Восточного Казахстана, непосредственно в области альпинотипного рельефа, прилегает к крутосклонному скально-ледниковому высокогорью.

Это обычно скалистые массивы горных хребтов, увенчанные зубчатыми гребнями и расчлененные глубокими долинами (рис. 30). Морфологический

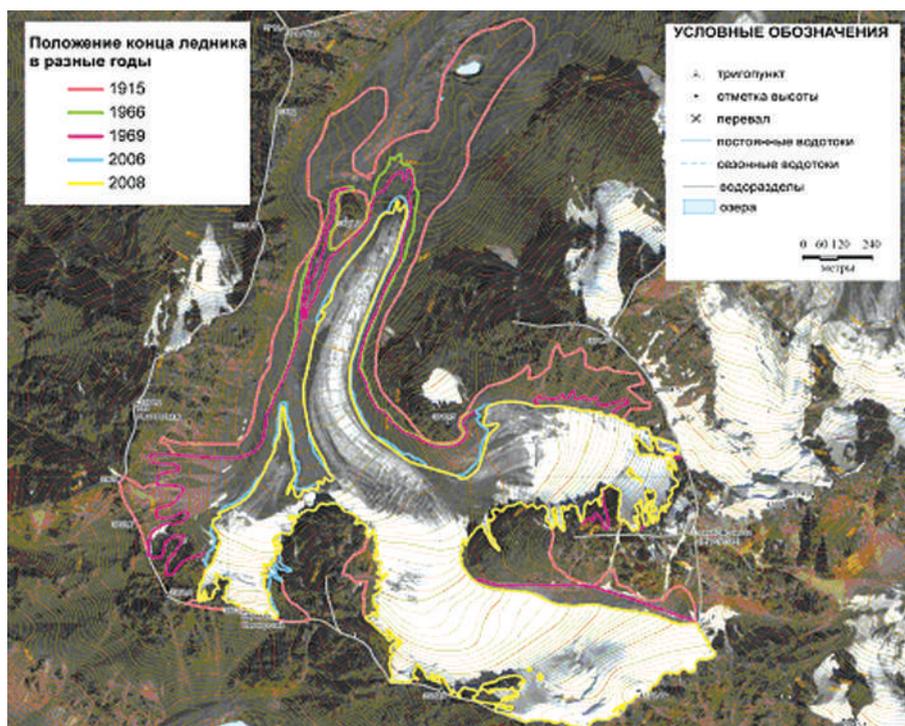


Рис. 31. Деградация ледника Богдановича, хр. Иле Алатау (по А. Кокареву)

облик их имеет некоторое сходство со скально-ледниковым высокогорьем. Глубина эрозионных врезов превышает 700–800 м. Многие речные долины в верховьях имеют форму типичных трогов, в которых широко распространен моренный рельеф и которые связаны с предшествовавшими этапами оледенения. Другими формами ледниковой скульптуры являются древние кары. Они отмечаются повсеместно в этой области, но наиболее прекрасно сохранились на Алтае. Значительная обнаженность скальных массивов (60–70°), резкая расчлененность рельефа, преобладание крутых склонов (30–60°), имеющих выпуклые очертания, способствуют интенсивному выветриванию коренных пород, активному проявлению эрозии и сносу в долины обломочного материала. Существенна здесь и деятельность обвально-осыпных процессов, они заметно изменили первоначальный облик каров и особенно в верхнечетвертичных ледниковых долинах, поэтому на склонах почти не сохранились следы ледниковой препарировки.

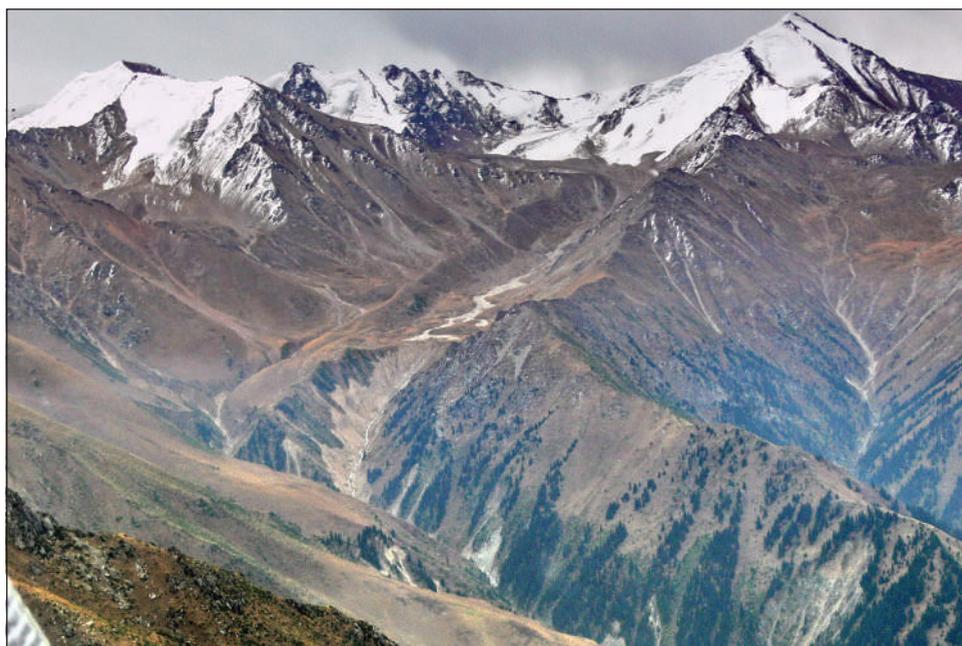
Помимо указанных морфоскульптур в этой области широко развиты реликтовые формы ледниковой аккумуляции, которые представлены сравнительно пологосклонным (5–15°) холмистым и бугристо-холмистым рельефом с многочисленными ложбинами и впадинками, нередко занятыми остаточными озерами ледникового происхождения и заболоченными участками (рис. 32). В наибольшей степени они наблюдаются в Жетысу Алатау. Здесь довольно часто и достаточно хорошо прослеживаются следы ныне уже спущенных ледниковых озер, хронологически относящиеся к периоду интенсивной деградации древнего оледенения. Некоторые из подобных остаточных водоемов в настоящее время послужили причиной или стимулировали формирование мощных селевых потоков в Жетысу Алатау – бассейн р. Аксу и Кунгей Алатау – бассейн р. Шилик. Поэтому многие из таких озер на фоне общей деградации ледников являются потенциально селеопасными. Последнее усугубляется тем, что к этой зоне в настоящее время приурочены область развития молодой регрессивной эрозии и участки основного питания селей твердым материалом. Все катастрофические селевые паводки в центральной части горных районов Юго-Восточного Казахстана (в Иле и Жетысу Алатау) трансформировались в высокоплотные грязекаменные потоки на участке резкого изменения продольного профиля канала стока с более выполаженной формы (5–10°) на крутую (20–25°). При этом обогащались селевые потоки за счет интенсивной глубинной эрозии и сопутствующих бортовых обрушений грунтовых масс.

Таким образом, совокупность геоморфологических факторов высокогорья в сочетании с геологическими и климатическими свидетельствует не только о массовом накоплении здесь огромного количества обломочного материала, но и обуславливает формирование селей с наиболее высокими параметрами энергии потоков.

Интенсивно расчлененное среднегорье. В среднегорном поясе современные процессы экзогенного рельефообразования менее выражены по сравнению с высокогорьем. Во многих горных окружениях контуры водоразделов среднегорья гораздо сложнее и имеют мягкие очертания (рис. 33). Здесь относи-



А



Б

Рис. 32. Фрагмент современного моренного рельефа (А)
и селевой врез на древней морене (Б)

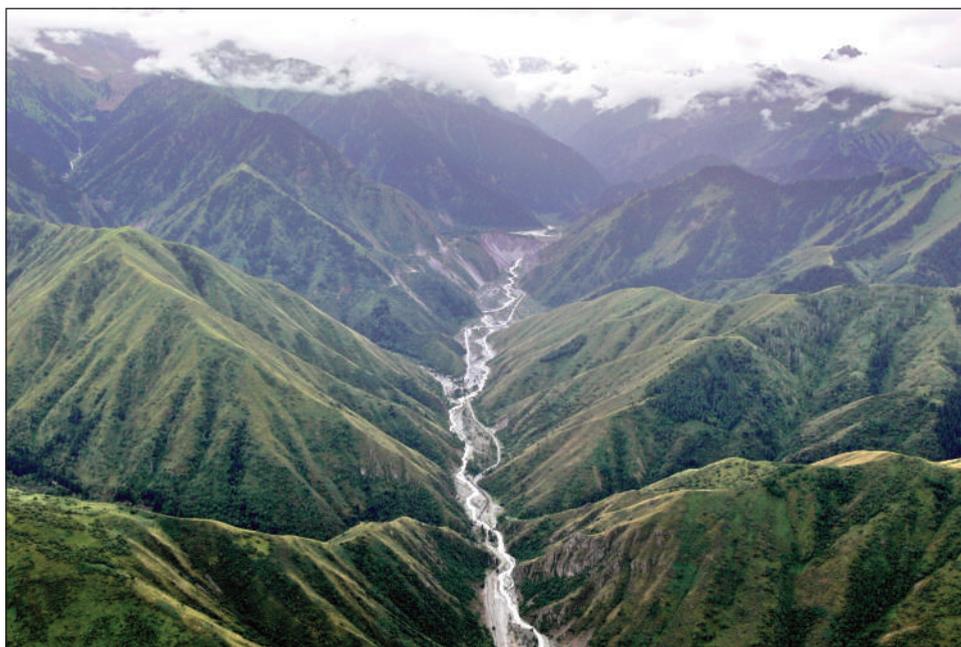


Рис. 33. Фрагмент расчлененного среднегорного рельефа

тельно узкой полосой развиты еще сохранившиеся формы поверхности выравнивания. Они свойственны хребтам Каратау, Тарбагатай и Жетысу Алатау. Рядом сходных черт характеризуются Кетпен, средневысокие горы Алтая.

Своеобразный колорит среднегорной зоне придает сеть глубоко врезанных долин и ущелий. Относительно крутые их склоны ($30\text{--}45^\circ$) во многих местах покрыты хвойными лесами, которые замедляют развитие эрозионных процессов. Интенсивность их развития определяется характером расчлененности самого рельефа. Наиболее их активные формы прослеживаются в грядово-гривистом и грядовом рельефе. Об этом свидетельствуют многочисленные линейные очаги селеформирования, представленные эрозионными рытвинами в бассейнах рек Иле (У. Алматы, Аксай, Каргалы и др.) и Жетысу Алатау (Текели, Шыжын, Буйен, Агыныкаты и др.), на Алтае (Таутекеколь, Сарымсакты и др.), менее активно развиты современные рельефообразующие процессы в пологосклонном ($10\text{--}20^\circ$) грядово-увалистом рельефе.

Селевые очаги линейного типа закладываются по тальвегам веерообразно расположенных ущелий в водосборных воронках боковых, соподчиненных долин. Они наиболее развиты ниже участка схождения веера долин, где протяженность их составляет от первых десятков до нескольких сотен метров.

Низкогорье с разной степенью расчленения. Низкогорье в рассматриваемом регионе занимает довольно обширную площадь. Оно окаймляет среднегорье и образует самостоятельные горные массивы. Для него характерны резкая степень расчленения и широкое развитие форм древнего приподнятого пенеплена. Последние вдоль крупных разрывных нарушений срезаны эрозионно-

тектоническими уступами в хребтах Каратау, Тарбагатай (западные склоны), Жетысу Алатау и в ряде других горных сооружений. Интенсивные эрозионные процессы, с которыми связаны линейные селевые очаги, в руслах постоянно текущих вод и временных водотоков соподчиненных порядков обусловлены концентрированным сбросом вод, вызванным выпадением высокоинтенсивных осадков, иногда накладывающихся на период бурного снеготаяния.

В Иле Алатау низкогорный рельеф в основном приурочен к террасовидной полосе ступенчатых предгорий (рис. 34), которые выражены в рельефе двумя разграниченными уступами. На абсолютных высотах 1100–1600 м расположена верхняя предгорная ступень, отделенная от нижней ступени уступом высотой 100–150 м. Рельеф их имеет сглаженные, плавные очертания с развитием грядовых, грядово-увалистых форм. Глубина эрозионного расчленения речных долин достигает 100–200 м.



Рис. 34. Фрагмент ступенчатых предгорий

Склоны речных долин выпуклые, их крутизна 25–30°. У основания склонов в лёссовых толщах местами образуются отвесные стенки. Нижняя предгорная ступень имеет превышение над поверхностью предгорного шлейфа 30–50 м при ширине до 0,5–2,0 км. Подобные формы рельефа прослеживаются в Киргизском и Жетысу Алатау. Грядово-увалистые, увалисто-холмистые формы рельефа во внутригорных впадинах и горных обрамлениях называют «адырами». Глубина расчленения в адырном рельефе колеблется от

20–50 (низкие адыры) до 100–200 м (средние адыры). Вершины возвышенностей плоские, склоны задернованы, реже обнаженные. Адыры сформировались главным образом на нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных, флювиогляциальных и эолово-пролювиальных лёссовидных суглинках, глинах и валунно-галечниках.

На этих территориях, особенно в Иле Алатау, селеопасны оползневые процессы на крутых склонах (до 42°) речных долин. Образование их связано с трансформацией оползневой массы в грязевые потоки под воздействием комплекса факторов. К долинам с подобным генезисом зарождения селей относятся Турген, Талгар, К. и У. Алматы, Котырбулак (в Иле Алатау), Текели (в Жетысу Алатау).

В местах наиболее интенсивного расчленения, чаще всего на глинах неогена, развит бедленд. Густая сеть больших и малых оврагов, склоны которых изрезаны частыми бороздами, создает труднопроходимый своеобразный рельеф. Характерный пример бедленда – склоны р. Шарын в долине Согеты.

Тектонически-эрозионный рельеф прилавок и адыров по мере удаления от гор и уменьшения амплитуды новейших поднятий переходит в рельеф аккумулятивно-эрозионной группы: долинно-увалистый и рельеф овражного размыва.

Долинно-увалистый рельеф сложен параллельно вытянутыми низкими увалами, разделенными логами и ложбинами. Процесс эрозии здесь относительно замедлен, ширина логов достигает 100–200 м при глубине вреза 15–25 м. Склоны увалов крутизной 15–25° обычно задернованы. По мере удаления от гор высота увалов снижается до первых метров, а склоны выстилаются до 10°. Рельеф развит на неогеновых и нижнечетвертичных отложениях. Характерные участки такого рельефа известны на междуречье Каргалы–Каскелен, в низовьях р. Шарын, в западной части хр. Кунгей Алатау.

Рельеф овражного размыва выделяется у подножия гор в междуречье Каргалы–Шамалган, Каскелен–Аксай, в бассейнах рек Шилик и Шарын. Это сочетание густой сети древовидно-разветвляющихся оврагов и логов глубиной от 50 до 10 м. С увеличением степени расчленения рельеф приобретает черты бедленда, особенно на глинистых породах.

Кроме типов предгорного рельефа значительные по площади участки межгорных и внутригорных впадин занимают структурные (пластовые) денудационные равнины на порогах неогена, палеогена, верхнего мела. Они расчленены на глубину 10–30 м эрозионными долинами, иногда откопаны из-под четвертичных отложений. Периферийные части равнин обрамлены шлейфами конусов выноса. Но господствуют во впадинах аккумулятивные равнины. Наиболее молодые приурочены к предгорной зоне шлейфов и в генетическом отношении подразделяются на аллювиальные, пролювиальные и аллювиально-пролювиальные. Понижения обычно заняты вогнутыми озерными, озерно-аллювиальными, реже болотными равнинами. Все равнины расчленяются современной гидросетью с отчетливым донным и боковым врезами.

В предгорьях выделяются наклонные аллювиальные равнины, образованные отложениями крупных рек, как, например, у селевого склона Иле Алатау.

Контурные равнин имеют фестончатые очертания за счет разновозрастных конусов выноса постоянных водотоков.

Слившиеся конусы выноса временных водотоков образуют пролювиальные равнины, которые в отличие от аллювиальных сложены неокатанным, несортированным материалом.

Наибольшую площадь занимают аллювиально-пролювиальные равнины нескольких возрастных генераций четвертичного периода. Равнины формируются и на современном этапе развития. Конусы выноса ранних генераций сложены щебенисто-галечным материалом, перекрытым лёссовидными суглинками. В разрезе их прослеживается фация селевых отложений. Молодые конусы выноса врезаются в более древние. Они сложены валунно-галечниками с супесчаным заполнителем. В разрезах этих отложений четко фиксируются селевые массы, представленные слабо окатанными хаотически разбросанными вдоль направления перемещения потоков крупными валунами и глыбами размером до 2–3 м в поперечнике (реки центральной части Иле и Киргизского Алатау, северного склона Жетысу Алатау).

Предгорная равнина представляет собой периферийную область аккумуляции селевого материала и окончательного гашения селевых процессов.

Динамические характеристики селевых потоков в значительной мере определяются конфигурацией, морфологическими показателями и другими гидравлическими параметрами выводных каналов. Так, на участках расширения и местного выполаживания, приуроченных обычно к внутренним впадинам, наблюдается аккумуляция части селевых выносов. Наглядным примером этого может служить сел 1986 г. на р. Буйен (хр. Жетысу Алатау), почти полностью распластавшийся в Курымбельской и Арасан-Капальской впадинах. На участках сужений, в изгибах долин с большими уклонами тальвегов нарастают скорости селей и поток проходит транзитом. На таких участках происходит дополнительное питание селей за счет вовлечения обвальнo-осыпных и оползневых масс. Такого рода явления прослеживаются повсеместно по каналу стока селевых потоков в долинах Жаманты, Сарыкан, Аксу, У. и К. Алматы.

Иногда громадные обвальные массы становятся причиной образования завальных озер типа Жасылколь в Жетысу Алатау, Есик в Иле Алатау. Они служат условием образования прорывных потоков катастрофического характера.

Из изложенного видно, что в высокогорном поясе активизация селевых очагов и формирование селей в основном связаны с деградацией оледенения. Сильная расчлененность рельефа с большими уклонами поверхности способствует массовым гравитационным перемещениям пород со склонов. В средне- и низкогорном поясах современные рельефообразующие процессы протекают менее активно. Селевая деятельность связана с интенсивными эрозионными процессами и обрушениями береговых склонов под воздействием паводковой и селевой волн. Наряду с этим в низкогорном рельефе и на предгорных ступенях значительную опасность в отношении селеобразования представляют оползни различных модификаций. Фиксируются они чаще на

крутых склонах речных долин, сложенных лёссовидными породами. Образование их связано с трансформацией оползневой массы в грязевые потоки под воздействием комплекса факторов. К долинам с подобным генезисом зарождения селей относятся Турген, Талгар, У. и К. Алматы, Котырбулак (в Иле Алатау), Текели (в Жетысу Алатау).

2.1.5. Роль современных склоновых геодинамических процессов в формировании селей

Значительная сложность геолого-геоморфологических условий рассматриваемой территории, предопределяющая специфику высотно-ландшафтной зональности, является одним из важных факторов формирования селевых процессов. Большую роль в формировании селей также играют различные формы денудации склонов (осыпи, обвалы, оползни и т. д.).

Многолетние исследования позволили составить карты экзогенных рельефообразующих процессов в масштабе 1:200 000 и 1:50 000 для наиболее селеопасных бассейнов Иле Алатау (рис. 35, 36). На них показан весь комплекс денудационных и аккумулятивных процессов, включая особо опасные склоновые деструкции, которые дают обобщенные представления о характере распространения (региональное и зональное) экзогенных процессов в горных районах Юго-Восточного Казахстана. В основу методики составления карт положен генетический принцип.

Согласно этому принципу вся совокупность процессов разделена в соподчиненном порядке в соответствии с причинами, обуславливающими их развитие. Группы процессов подразделены на типы. Так, гравитационные состоят из оползневых, обвальных, обвально-осыпных, осыпных и других типов. Для некоторых процессов, имеющих важное селеформирующее значение, но размеры проявления которых не представлялось возможным показать в масштабе карт, предусмотрен комплекс внemasштабных. К таким процессам относятся термокарст, обвалы и т.д.

Выветривание. Оно занимает исключительное положение в подготовке рыхлообломочного материала – источника твердой составляющей селя. В условиях внутриконтинентальных горных районов аридной зоны, к которым относится и рассматриваемый регион, основными агентами дезинтеграции горных пород, по С. С. Воскресенскому и др. [122], являются:

1. Динамичность термических условий окружающей среды (суточные и годовые колебания температур).

2. Морозное выветривание.

3. Нестабильность увлажнения горных пород водой и степень их химической активности.

4. Воздействие биогенных факторов.

Выветривание скальных пород на склонах расчлененного горного рельефа характеризуется высокой динамичностью. Это обуславливается одновременно с десквамацией коренных пород разрушением их в процессе перемещения из области питания в область сноса. При этом процесс десквамации

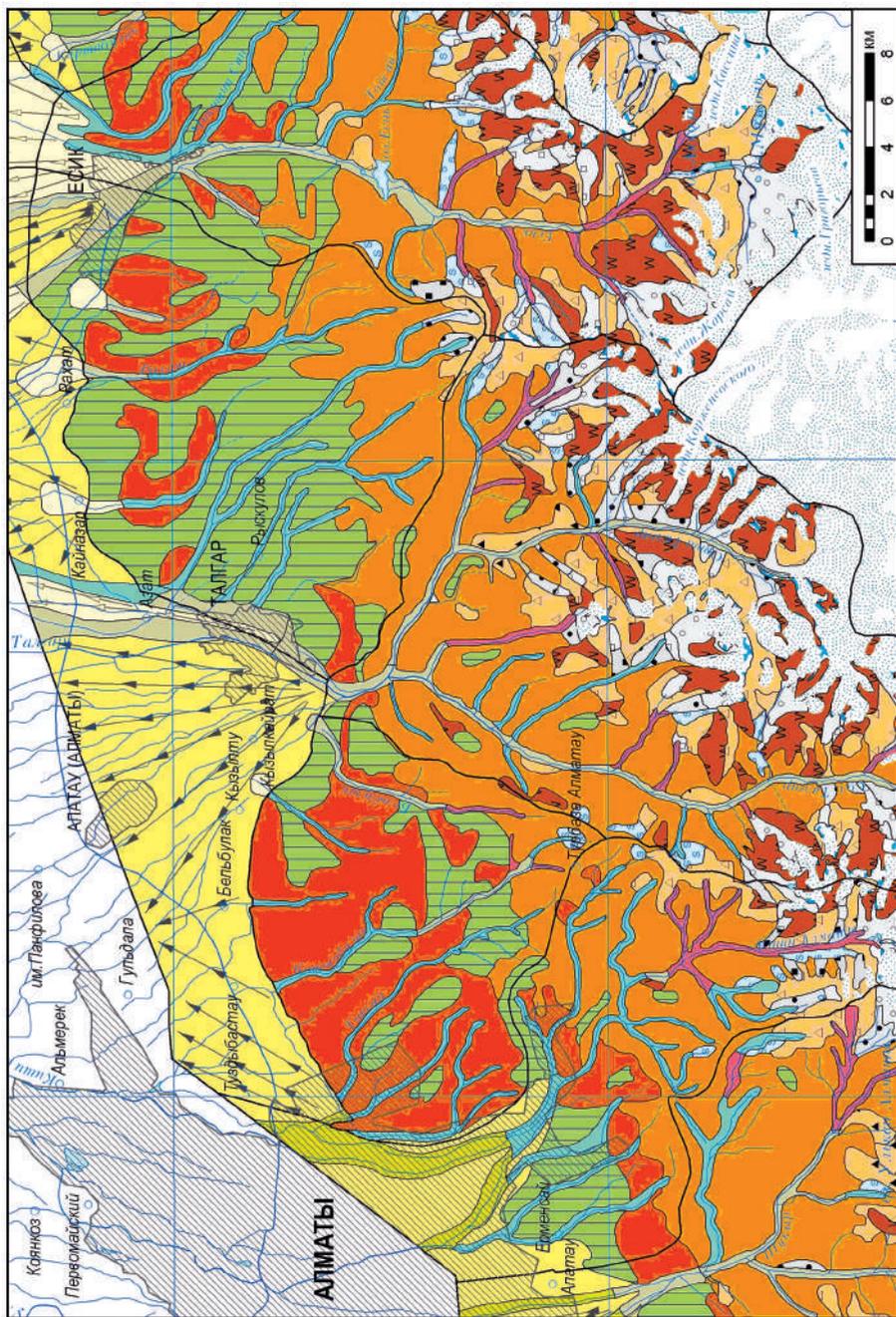


Рис. 35. Карта экзогенных рельефообразующих процессов. Фрагмент центральной части Иле Алагау (составил А. Р. Мелеу)

Условные знаки	ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ	
	доминирующие	второстепенные, сопутствующие
I	II	III
1. Гляциально-ивальный		
<i>Ледниковая аккумуляция</i>		
	Ранняя	Обвалы, осыпи, термокарст, термоэрозия
	Поздняя	Термокарст, термоабразия, термоэрозия, экзарация, нивация
2. Криогенный		
	Термокарст	Опльвины, осыпи
	Солифлюкция	Сплывы, плоскостной сыв
<i>Каменный глетчер</i>		
	Древний	Опльвины, осыпи, термокарст
	Современный	Термокарст, термоэрозия
3. Комплексного выветривания		
	Выветривания	Опльвины, осыпи, лавины
4. Флювиальный		
<i>А: Денудационный</i>		
	Русловой	Оползни (оползни скольжения, оползни обрушения)
	Боковой	Линейная эрозия, оползни
	Селевой	Оползни обрушения, линейная эрозия
	Плоскостной и мелкоструйчатый	Линейная эрозия, спыв
	Овражный	Оползни, просадки
<i>Б: Аккумулятивный</i>		
	Аллювиальный	Селевой, пролювиальный
	Пролювиальный	Плоскостной сыв, овражная эрозия
	Селевой	Русловой, боковой
<i>Аллювиально-пролювиальный</i>		
	Ранний	Плоскостной сыв
	Поздний	
5. Гравитационный		
	Дефлюкционный	Осыпной, обвально-осыпной, оползневый, лавины
	Оползневый	Селевой, плоскостной сыв, овражная эрозия, обвальный
	Обвальный	Осыпной, дефлюкционный
	Существующий завал	
	Прорванный завал	Селевой
	Осыпной	Обвальный
	Обвально-осыпной	Дефлюкция, плоскостной сыв

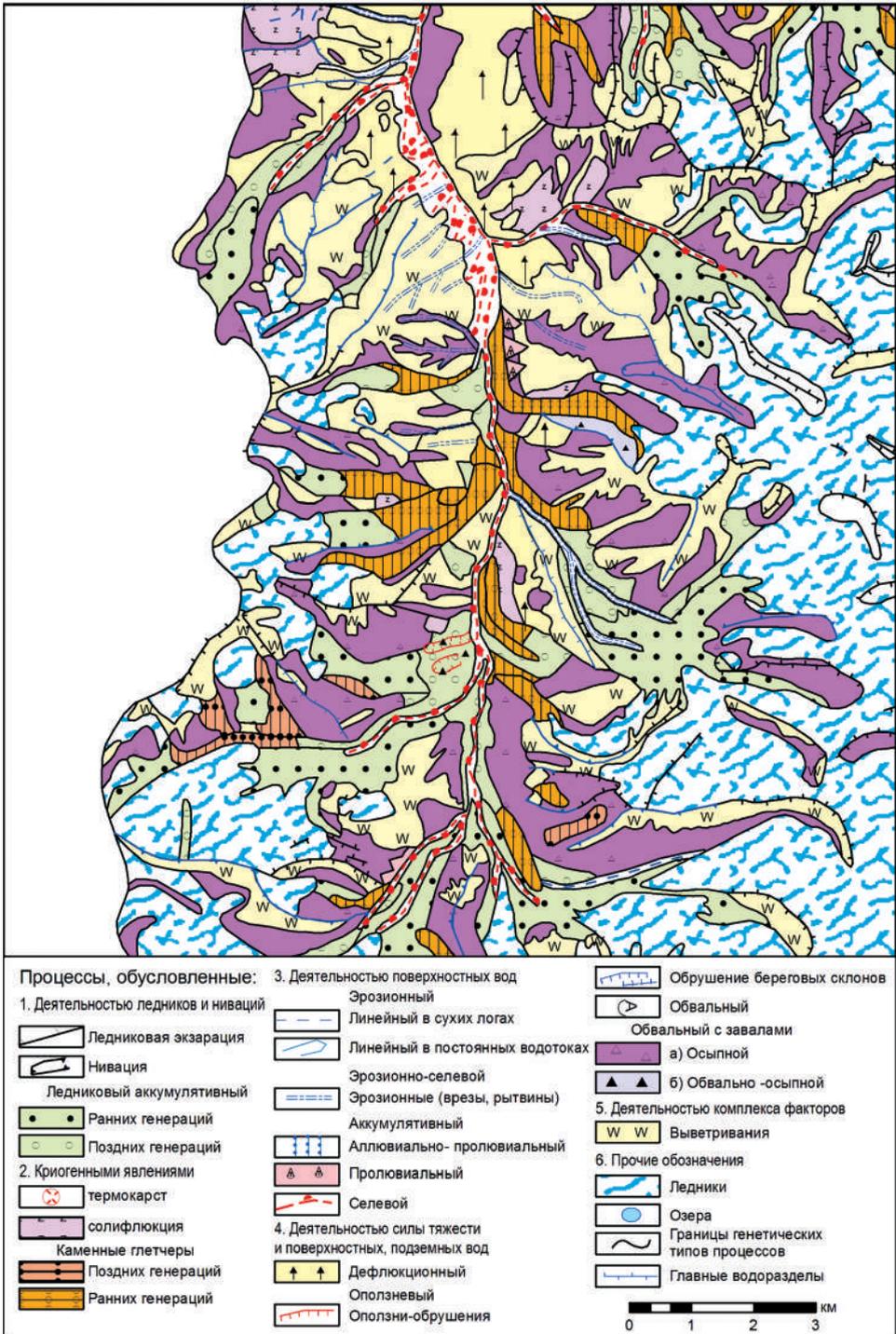


Рис. 36. Карта экзогенных рельефообразующих процессов. Фрагмент бассейна р. Сол Талгар (составил А. Р. Медеу)

значительно возрастает под действием водного фактора. На выветривание с изменением параметров высотно-ландшафтной зональности по мере удаления в глубь горной территории значительное влияние оказывают и геолого-структурные особенности самого субрегиона, в значительной мере предопределяющие прочностные свойства пород в условиях катаклазированных и других ослабленных зон.

В высокогорно-ледниковой зоне процессы выветривания активно воздействуют на формирование селеобразующих комплексов, исходным субстратом которых служит в основном обломочный материал, поставляемый интрузивными породами.

Обломочный материал при последующей дезинтеграции превращается в мелкие обломки, дресву и песок, состоящие, главным образом, из зерен кварца и полевого шпата с примесью биотита. Анализ глинистых минералов с применением точных аналитических методов свидетельствует о преобладании в них гидрослюдистых компонентов.

В зоне развития осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов в зависимости от литолого-петрографических особенностей слагающего субстрата этот процесс не всегда идентичен рассмотренному выше. Породы указанной формации, в большинстве являясь относительно устойчивыми к выветриванию, служат в то же время достаточно активной средой для пополнения селевых очагов тонкодисперсным мелкозернистым материалом.

В среднегорье, где встречаются опасные очаги селеобразования, мощность элювиальных горизонтов нередко достигает 5–6 м и более. Самое интенсивное разрушение горных пород при этом наблюдается на участках крутых склонов, где в совокупности с факторами внешнего воздействия оказывает влияние и гравитационная составляющая, что в конечном итоге приводит к образованию местами довольно мощных делювиальных накоплений.

Катаклазиты пород коренной основы в значительной мере развиты в зонах разрывных нарушений, где они отличаются слабой сопротивляемостью агентам выветривания. Глубина проникновения химической дезинтеграции пород на таких участках иногда достигает нескольких сотен метров. Наиболее характерными являются зоны Алматинского, Мыншукыр-Арасанского, Тастауского и других региональных разломов. К катаклазированным участкам разрывных нарушений приурочены участки развития линейных кор выветривания шириной несколько десятков метров, нередко более. В ряде случаев они контролируют развитие склоновых геодинамических процессов (Иле Алатау, Кунгей, Тастау и др.) и очаги линейного селеформирования в бассейнах рек Улькен Алматы, Аксай в Иле Алатау; Сарыкан, Лепси в Жетысу Алатау и др.

Процессы естественного выветривания играют огромную роль в создании селеобразующего субстрата. Интенсивность их развития находится в прямой зависимости от высотно-ландшафтной зональности и геолого-структурных особенностей орогена. Наиболее активные участки деградации нередко контролируют развитие многих экзогенных геодинамических процессов склонового ряда и линейные очаги формирования селей.

Осыпи. Как свидетельствуют многочисленные данные натурных наблюдений, такая форма проявления склоновых процессов, как гравитационное перемещение склонового материала с последующим вовлечением его в действующую русловую сеть во время паводков, нередко обуславливает зарождение селей, хотя гораздо чаще это рассматривается лишь в качестве стимулирующего фактора питания самих потоков или селеформирующих очагов. Судя по литературным данным и материалам региональных исследований, подобного рода механизмы селеформирования свойственны многим бассейнам горных районов Средней Азии, Юго-Восточного Казахстана и Кавказа. Известны случаи локального проявления сравнительно небольших селей такого типа в Жетысу Алатау и некоторых других горных регионах Юго-Восточного Казахстана. На горной территории Юго-Восточного Казахстана осыпи почти повсеместно распространены. В наибольшей степени они развиты в высокогорной области, где особенно интенсивно протекают процессы физического, в частности морозного, выветривания и в меньшей степени фиксируются в нижележащих диапазонах орографического профиля, к которым относятся средне- и низкогорная зоны.

Основными необходимыми условиями формирования осыпей являются определенная крутизна склонов (обычно свыше $35-40^\circ$), значительная степень обнаженности и трещиноватости скальных пород и др. Все перечисленные факторы, как правило, наиболее четко выражены в высокогорной зоне, где процесс дезинтеграции монолитных пород протекает весьма интенсивно. Результаты исследований М. И. Ивероновой [123] в Тянь-Шане (хр. Терискей Алатау) подтверждают, что процессы активизации движения осыпей, главным образом, приурочиваются к весенне-летним периодам года, что в равной мере можно отнести и к горным территориям Юго-Восточного Казахстана.

Натурные обследования автора в течение нескольких лет в селевых бассейнах Юго-Восточного Казахстана позволили дифференцировать осыпи по динамическим условиям их развития с выделением высокоомобильных, среднеомобильных и слабоомобильных (табл. 6) [124]. Наиболее активно участвуют в формировании твердого стока высокоомобильные осыпи. Они распространены, главным образом, в области развития высокогорного скального рельефа альпинотипного облика, на крутых (свыше 30°) склонах троговых долин (реки Талгар, Есик, У. и К. Алматы, Аксай, Каскелен, Лепси, Баскан, Сарыкан, Аксу, Буйен, Кора и др.), каров и цирков. Склоны их почти повсеместно обнажены. Здесь в результате выветривания нередко в скальных породах образуются параллельные выводные желоба для каменных потоков. Это обуславливает образование склоновых грив, состоящих из переплетения различных форм: пирамид, коллонад, столбов, башен и др. Вершины осыпей перемещаются вверх к выводным каналам, часто образуя при слиянии в зоне аккумуляции сплошной стелющийся шлейф. В поперечном и продольном профилях осыпи имеют, как правило, выпуклые формы, в плане же — треугольные и лучевые. По характеру нагромождения обломочного материала и залегания они обычно прислонены к склонам под крутым углом ($35-40^\circ$) и частично выполняют зону тыльного шва днища долины. В механическом

составе их прослеживается достаточно четко выраженная дифференциация обломков от вершины к основанию (от 5–10 до 60–100 см в поперечнике) с концентрацией более крупных фракций в нижней части и по краям осыпных тел. При этом обломочный материал размером 5–10 см составляет 10 %, 10–60 см – 55–75 % и свыше 60 см – 10–20 %. Осыпи в этой зоне непосредственного участия в формировании селей не принимают, а служат, главным образом, источником интенсивного подпитывания материалом криогенных очагов селеформирования. Источником формирования осыпных тел, как правило, являются дезинтегрированные в результате выветривания обломки пород интрузивных комплексов.

Подобного типа осыпи локально выражены и в среднегорной зоне (рис. 37). Нередко они встречаются на крутых (свыше 50°) склонах, в том числе на склонах antecedentных долин. Площади выходов скальных пород достигают при этом 40–50 %. Иногда осыпи в виде своеобразных шлейфов спускаются к руслам рек, резко сужая ложе водотоков и создавая в русловой части пережимы.

Морфологические параметры локальных осыпей варьируют в довольно широких пределах: уклон поверхности – 20–40° и более, длина – 50–300 м, ширина по основанию – 40–250 м и более, мощность – 5–12 м, иногда более. Нередко зоны развития осыпей прослеживаются по протяжению склонов, особенно в катаклазированных зонах на расстоянии 1–2 км.

Они широко развиты почти на всех склонах речных долин гор Юго-Восточного Казахстана, но наиболее распространены по долинам рек бассейнов Талгар, Есик, Лепси (выше нижнего оз. Жасылколь), Баскан, Сарыкан, Аксу (Иле, Кунгей, Жетысу Алатау). Довольно частые явления здесь – подмыв или подрезка основания склонов паводковыми водами или уже сформировавшимися селевыми потоками, что, в свою очередь, может в дальнейшем служить стимулирующим фактором развития селевых процессов.

В качестве одного из примеров можно привести случай возникновения селя в 1966 г. в бассейне р. Жаманты (восточный фланг Жетысу Алатау), когда паводковой волной была подмыта каменная осыпь на коренном склоне.

Значительное количество осыпей было также подрезано в долинах рек Жарсай, Талгар, Аксу, Сарыкан селевыми потоками, прошедшими в 1963, 1970, 1982 гг. Подпрудив на некоторое время русло реки, они после прорыва затора значительно усилили динамическое воздействие паводка. В результате водокаменным потоком была уничтожена почти вся растительность в прирусловой части долины, размывы отложения и в значительной степени эродированы нижние присклоновые участки, непосредственно вовлеченные в зону коррозионной обработки террасовых комплексов. Следы эрозионной деятельности этого потока прослеживаются до самого оз. Алаколь.

Таким образом, наиболее подвижными являются осыпи крутых склонов со значительными наклонами поверхности (свыше 35°), основания которых опускаются к днищам долин и подмываются рекой. Скорость движения таких осыпей в слое до 1 м наиболее неустойчивой верхней части составляет 3–8 см в год. Эти данные были получены М. И. Ивероновой [125] при

Таблица 6. Динамическая типизация осыпей селеопасных бассейнов гор по геоморфологической позиции Юго-Восточного Казахстана

№ п/п	Градации осыпи по степени мобильности	Геоморфологические районы	Источник питания (геологический) субстрат	Рельеф	Крутизна склонов, град	Скорость перемещения	Растительный покров	Общая характеристика осыпей	Участие в селевом процессе
1	Высокомобильные	Высокогорный	В верхних ортографических поясах породы глубоинных магматических формаций (граниты, гранодиориты и др.), моренные образования	Склоны ширков, каров и троговых долин, осыпи спускаются к днищам	45	3–8 см в год и более, иногда перемещения носят характер лавинного выброса	Отсутствует или разрежен	Развиты повсеместно на крутых склонах ледниковых форм рельефа, частично выполняют днища горных долин. Форма треугольная, лучевидная. У подножий образуют непрерывный шлейф. Обломки угловаты, диаметром от 0,1–1,0 м и более в основании шлейфа	Потенциальный источник частичного пополнения селевых потоков
		Среднегорный	По периферии – породы вулкано-осадочных комплексов	Склоны ущелий и V-образных долин, подножия осыпей омываются водным потоком	Свыше 50		Проектное покрытие более 50 %, осыпи не закреплены	Развиты на крутых склонах речных долин. Характеризуются высокой подвижностью. Форма треугольная, лучевидная. От вершины к основанию до русел рек четко выражена линейная дифференциация обломков от щебня средних размеров до грубого каменного материала	Активное поступление типично при подмыве или подрезке оснований осыпей паводковыми водами или селевыми потоками

2	Средне-мобильные	Преимущественно среднегорный (нижние гипсометрические пояса)	Комплексы преимущественно осадочных и вулканогенно-осадочных пород	Склоны преимущественно V-образных долин. Осыпи редко спускаются к линии подножия долин	40–45	0,5–1,5 см в год	Растительный покров хорошо развит, осыпи полу-закреплены	Основные ареалы приурочены к склонам речных долин. Регламентируется пространственным положением области питания. Полузакрепленные осыпи обычно не достигают днщ речных долин. Средний размер обломков до 0,2-0,3 м	Роль в развитии общей денудации склонов значительна. Участие в питании селей ограничено
3	Слабо-мобильные	Преимущественно низкогорный	То же	Склоны долин V-образного профиля. Развиты на склонах в виде фрагментарных пятен	25	Соизмерима с общим решением делювиальных почвогрунтов или их немного превышает	Закреплен, проективное покрытие выше 50%	Встречаются фрагментарно во всех высотных диапазонах. Обычно закреплены растительностью. Обломочный материал дифференцирован слабо. Средний размер 0,10–0,15 м	Характерна высокая степень стабилизации материала. Участие в формировании селевого процесса почти исключено



А



Б

Рис. 37. Фрагменты высококомобильных (А), низкокомобильных (Б) осыпей

стационарных исследованиях на аналогичных типах осыпей по сопредельному району – хр. Терискей Алатау со сходными во многом природными условиями. Поэтому эти величины вполне приемлемы и для рассматриваемого региона. Тем более в таких же пределах (2–10 см в год) с незначительными отклонениями установлено движение осыпей и на Восточном Саяне [126]. Следует особо отметить, что иногда скорости движения осыпей в форме смещения значительных участков в виде лавинных выбросов исчисляются десятками метров.

Подобного рода смещения обусловлены прохождением внеусловных паводков повышенной мощности и селевых потоков с высокими энергиями перемещения, а также сотрясениями склонов под воздействием сейсмических эффектов и других факторов.

Степень возможной мобильности обломочного материала на склонах в основном предопределяется особенностями возникновения напряжений в самих телах смещения, с одной стороны, и характером подстилающей поверхности сдвига – с другой. Указанные факторы, в свою очередь, регламентированы степенью расчленения рельефа, крутизной его склонов, наличием катаклазированных зон, характером обводненности и т.д. В определенных условиях, кроме перечисленных факторов, импульсом-стимулятором, вызвавшим последующее движение осыпного материала, может послужить вообще совокупность явлений, выражающих поступательное развитие любого склона. Это эффект сейсмического воздействия, подрезка их подошвы селевыми потоками или паводковыми водами, перемещение обломков под воздействием ряда чисто гравитационных факторов и т.п. По М. И. Ивероновой [123], последние часто доминируют в периоды активного воздействия атмосферных осадков.

Осыпи средне- и низкомобильные существенного значения в селевом процессе не имеют. Осыпи средней степени мобильности на такой территории в основном развиты в нижних поясах среднегорной зоны на склонах крутизной свыше 40°, ниже очагов осыпеобразования и редко опускаются до подножия. Средние углы наклона их к горизонту 25–30°. Небольшие значения углов, как и преимущественно выгнутый продольный их профиль, свидетельствуют о слабой подвижности осыпи, исчисляемой ориентировочно 0,5–1,5 см/год*.

Поэтому осыпи средней степени мобильности преимущественно полужакрепленные, слаборазвитые. В плане они имеют сочетания различных форм, но чаще трапециевидные, треугольные и лучевидные. Более активно участвуют в питании селей твердым материалом осыпи, развитые по кулуарам. Концентрированный снеготалый сток по ним иногда способствует вовлечению обломочного материала осыпей к перемещению.

* Данные исследования динамики подобного рода осыпей практически отсутствуют. Указанные количественные параметры скорости движения приводятся на основании сопоставления материалов стационарного исследования осыпи в Терискей Алатау [125, 127] и Восточной Сибири [126] и некоторых других с данными натурных исследований автора в горных районах Юго-Восточного Казахстана.

Такого рода явления хорошо прослеживаются особенно в бассейнах рек западного фланга Жетысу Алатау, характеризующегося повышенной селевой активностью.

Осыпи низкой степени мобильности встречаются фрагментарно на склонах крутизной, как правило, не превышающей $25\text{--}30^\circ$ в низкогорной зоне в виде отдельных пятен (рис. 37). Область аккумуляции их контролируется областью питания. Они, как правило, закреплены. Подвижность подобного типа осыпей соизмерима с общим перемещением делювиальных почвогрунтов на склонах или немного их превышает.

Таким образом, осыпи на северном склоне Жетысу Алатау, как и на остальной территории хребта, почти повсеместно распространены. Характер развития их при этом подчинен факторам высотно-ландшафтной зональности. Эта особенность в значительной мере определяет и степень мобильности материала осыпей, являющейся одним из существенных критериев оценки их участия в возникновении селевого процесса. Для стабилизации осыпных тел необходимо наряду с применением адаптирующих инженерных мероприятий проведение облесения осыпного склона.

Обвалы. В общем комплексе экзогенных процессов обвалам на территории рассматриваемого региона, как и в ряде других горно-складчатых областей, принадлежит весьма существенная роль, особенно как одному из определяющих факторов денудации склонов.

На исследованной территории обвалы можно подразделить по характеру геологического субстрата на две группы, приуроченные к: 1) скальным палеозойским породам в сейсмотектонических зонах, дислоцированных древними и новейшими тектоническими движениями; 2) четвертичным образованиям с низкой прочностью пород.

По морфологии обвальной массы к обеим группам относятся обвалы: подпруживающие русла рек, прислоненные к склону разрушения, с размывными обвальными массами.

Обвалы первой группы зарождаются преимущественно в скальных породах. Наибольшего развития они достигают там, где дезинтеграции гранулярного состава пород в немалой степени способствуют активно протекающие процессы физического и, в частности, морозного выветривания. Нередко реализация последнего ускоряется при наличии в породах массива катаклазированных зон или трещин бортового отпора. В дальнейшем развитии обвалов участвуют уже гравитационные силы. В подобных случаях в процесс обрушения часто вовлекаются монолитные блоки пород суммарным объемом до нескольких десятков или сотен тыс. м³. Они в основном развиты на высотах 2600–3000 м. Обваливающиеся массы часто значительных объемов скапливаются у подножия склонов или заваливают днище долины. Они при определенных условиях в дальнейшем могут быть вовлечены в селевой процесс. В некоторых случаях за счет подобных обрушений образуются подпрудные озера с площадью зеркала воды от 40–50 м² до 18 тыс. м². Подобного рода водоемы завального типа встречаются в высокогорной части бассейнов рек Агыныкатты (р. Бала Кора), У. Баскан (рек Кенсай, Укек), К. Баскан (р. Талды),

Сарыкан (р. Майтас), Коргас (в Жетысу Алатау), Есик, У. Алматы (Иле Алатау), Огем (Огемский хребет) и др. В механическом составе продуктов обрушения преобладают грубые и крупные обломки средними размерами 0,8–1,2 м в поперечнике, при максимальных до 4 м.

Для обвалов высокогорной зоны характерны крутые до отвесных, интенсивно расчлененные склоны высотой до 400–1000 м. Причем высота обрывистой части варьирует от 50 до 800 м, поверхность обрыва обычно неровная, осложнена кулуарами с многочисленными эрозионными бороздами. Растительный покров чаще всего отсутствует. Глыбы обрушившихся пород частично или полностью, в зависимости от объема обвала и ширины долины по дну, перекрывают русло временного или постоянного водотока. Образовавшиеся при этом завалы имеют ступенчатое строение. Поверхность «старых» завалов покрыта травянистой и древесно-кустарниковой растительностью.

Наиболее крупные деформации склонов на этой территории связаны с зонами тектонических разломов, включая и региональные дислокации, где нарушения структурных связей отдельных градиентов в коренных породах являются одной из причин их слабой устойчивости по отношению к агентам сейсмического воздействия, т.е. крупные обвалы возможны лишь при интенсивных землетрясениях. Н. Ф. Колотилин, изучив поперечные профили горных склонов в бассейнах рек Киши и Улькен Алматы, сделал вывод о том, что все крупные деформации в скальных грунтах обусловлены здесь только сейсмическими явлениями [107]. Поэтому сейсмичность региона является существенным региональным фактором, определяющим условия устойчивости горных склонов. Орогены Юго-Восточного Казахстана характеризуются 7–9-балльной фоновой сейсмичностью (по шкале MSK) (СР-78).

Остаточные деформации склонов как результат новейших и палеосейсмодислокаций фиксируются при геолого-геоморфологическом картировании и дешифрировании аэро- и космфотоматериалов. Большое количество разнообразных сейсмодислокаций выявлено на северном склоне Иле и Жетысу Алатау. Обвалы самых различных размеров, связанные с катастрофическими землетрясениями, подобными Верненскому, Кеминскому и более древним, установлены в скальных массивах коренных палеозойских пород и в неоген-плейстоценовых отложениях рыхлого чехла.

В бассейнах Киши и Улькен Алматы (Иле Алатау) обвалы крепких коренных пород (розовато-серые биотит-роговообманковые граниты) произошли преимущественно в долинах широтной или близкой к ней ориентировки в результате землетрясений 1887 и 1911 гг.

Н. Ф. Колотилиным [69] описаны обвалы в узких и глубоких ущельях Куйгенсай и Батарейки. Приведем краткую характеристику одного из них. Обвал в коренных породах на правом берегу р. Горельник: ниша срыва чашеобразная, средний диаметр чаши – 150 м. Высота падения глыб – 150–175 м. Крутизна деформированного склона – 58°. Отрыв произошел по плоскостям северо-восточной и северо-западной ориентировки (углы падения трещин 70–77°).

Крупные деформации в глубоких долинах притоков Киши Алматы и других рек Иле Алатау приурочены к склонам северной или близкой к ней экспозиции.

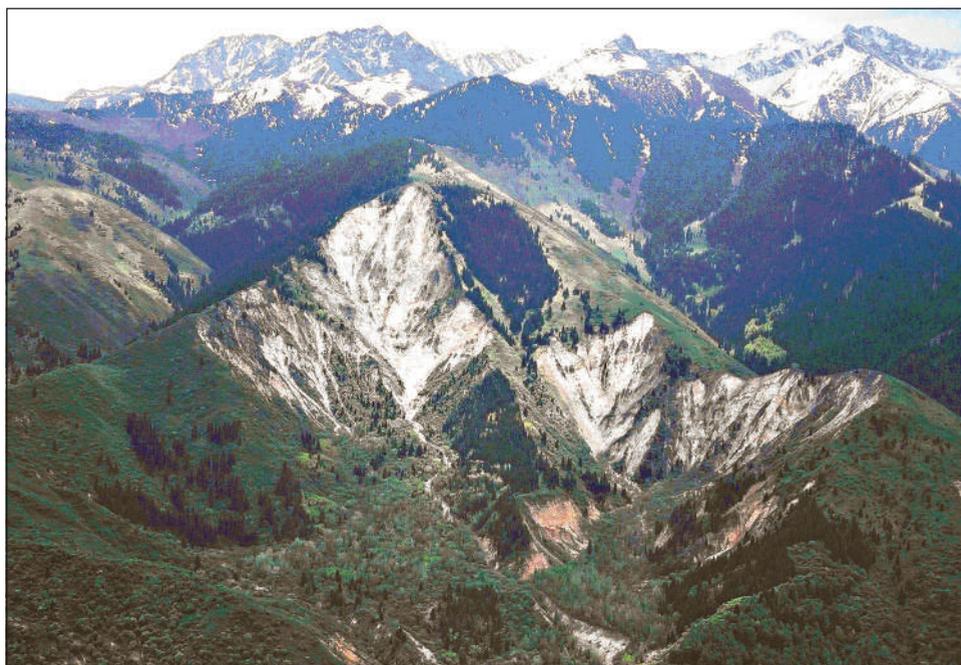


Рис. 38. Цирк Акжарского оползня-обвала, сформировавшегося в результате сейсмического воздействия Верненского землетрясения 1887 г.

Акжарский обвал — обвальная часть представляет две крупные эрозионные воронки, несколько смещенные относительно друг друга (рис. 38). Они разделены узким гребневидным водоразделом, резко снижающимся в северо-западном направлении. Бровка стенки отрыва обрывистая. Продольный профиль ступенчатый. Уклон обрыва возрастает от $35\text{--}45^\circ$ в нижней части до $70\text{--}80^\circ$ в верхней. Стенка отрыва сложена крупнозернистыми биотитовыми гранитами серого цвета с редкими дайками мелкоземистых серых диоритов. Породы сильно трещиноватые и местами выветрелые до состояния мелкого щебня, дресвы и глинистых частиц. В них выработаны многочисленные эрозионные лотки и борозды. Глубина врезов — $5\text{--}8$ м, ширина — от 10 до 30 м. По бортам воронок, сложенных сильно трещиноватыми гранитами, выветривание проникает на значительную глубину. Это приводит к изменению первичных минералов гранитов и образованию вторичных (глинистых) минералов. Вследствие этого силы сцепления между минеральными зёрнами уменьшаются на несколько порядков.

Отдельные обломки легко разрушаются даже при надавливании на них руками. По трещинам выветривания образуются элементарные плоскости скольжения между отдельными обломками, приводящие к образованию легко размываемого элювиального чехла. По более глубоким трещинам процессы химического выветривания формируют гравитационно-напряженные участки склонов, в которых возникают обрушения, осыпания и оползни. В силу

отмеченных причин Акжарский обвал является участком постоянного формирования селей ливневого генезиса.

Кроме Акжарского, несколько крупных обвалов, приуроченных к региональным разрывным нарушениям, известно в верховьях рек Агыныкатты, Сарыкан, Буйен, Коргас, Шилик, в долинах Турген, Есик, Улькен Алматы и других рек.

Так, в бассейне р. Есик нами были обследованы два крупных обвала, образовавших мощные естественные подпруды одноименного озера в среднегорной зоне и оз. Акколь в высокогорной зоне соответственно на высотах 1760 и 3080 м.

Оз. Акколь подпружено крупноглыбовой обвальной плотиной, перегородившей долину и протянувшейся вниз по долине на 0,6 км. В зоне обрушения пород на склоне наблюдается крутая обнаженная обвальная стена, врезанная в склон. Ниша отрыва заложена в зоне разломов и определяющих их трещин. Обвальные накопления представляют собой беспорядочные нагромождения угловатых обломков различного размера (отдельные глыбы до 15–20 м в поперечнике) с неравномерно выполняющим пустоты заполнителем. Некоторые полости между обломками остались незаполненными, благодаря этому древнее обвальное накопление оказалось частично сцементированным в глыбовые фракции за счет отложения из вод, циркулирующих по пустотам. Обвальная плотина имеет ступенчатое строение и по внешним признакам является весьма устойчивым образованием. Обвальная масса объемом около 20–25 млн м³ образовала озерную плотину оз. Есик неправильной формы с холмисто-бугристой поверхностью. Поверхность обвала задернована и местами залесена, расчленена врезами. Глыбы неокатаны, с резко очерченными формами, размером 0,7–1,2 м в поперечнике, встречаются отдельные крупные экземпляры до 3–7 м в поперечнике. Породы, слагающие плотину, сильно раздроблены. Как известно, плотина была прорвана в западной части, по контакту с коренными породами, во время Жарсайского селя 1963 г.

С востока над плотиной оз. Есик наблюдается нечетко выраженный обвальный цирк. В верхней части обвалившейся горы сохранился слабозадернованный участок склона с большим количеством мелких изолированных выходов коренных пород. Склон замыкает трехступенчатый гребень. Другой склон, обращенный к озеру, слегка вогнут, что подчеркнуто отходящими от краев обвальной ниши на СЗ и ЗЮЗ небольшими скальными выступами. Их направление соответствует линиям тектонических нарушений, четко ограничивающим нишу отрыва. Крутизна склона 35–40°. Его вогнутая центральная часть сложена рыхлыми отложениями, с поверхности закрытыми глинисто-дресвяным шлейфом (за исключением скоплений крупных глыб). Шлейф задернован и местами залесен. По подножию склон окаймлен средними глыбами. Уклон в этой части 25–30°. Этот обвал произошел по плоскости тектонического нарушения. В настоящее время плоскость скольжения осложнена мелкими обвалами. Наиболее крупные обвалы сейсмостектонического характера иногда обуславливают возникновение завальных озер, которые, в случае их прорыва, могут вызвать образование катастрофических селей. Примерами



Рис. 39. Проран в перемычке оз. Есик после селя 1963 г.

подобного рода являются прорывы озер Есик (1963 г.) и Ящиколь (1966 г.). В первом случае перелив воды через проран озерной перемычки под влиянием волнового воздействия во время прохождения селя обусловил сброс большой водной массы из озера и формирование мощного паводка (уже как вторичный процесс), трансформировавшегося на последующих фазах в селевой с высокой энергией самого потока. Переполнение озерной чаши и образование волн явились следствием валообразного поступления (более 25–30 валов) громадного количества грязекаменной массы Жарсайского селя (рис. 39).

Приведенные примеры показывают, что достаточно крупные завальные озера могут представлять высокую потенциальную опасность возникновения селепроявлений, вплоть до катастрофических. К таким относится ряд озер в горных районах Средней Азии и Казахстана, в том числе в Иле и Жетысу Алатау. На рассматриваемой территории показательными в этом плане являются подпрудное озеро Улькен Алматы в Илейском хребте и Жасылкольские завальные озера в Жетысу Алатау. Последние расположены каскадно на общем водотоке в долине р. Агыныкатты, на территории с фоновой сейсмичностью 8 баллов. Водная масса нижнего озера – 35 млн м³, верхнего – 44 млн м³, объем завалов соответственно варьирует от 100–120 для нижнего до 120–140 млн м³ для верхнего озера. Механический состав массы обвалов неоднороден. В нижнем завале, приуроченном к породам интрузивного комплекса, максимальный размер глыб достигает 12 м в поперечнике. В целом здесь преобладают обломки до 2–5 м, составляющие более 25–30 % от общего объема тела завала. В завальной массе верхнего озера, которая связана с породами осадочной формации (сланцами), грубые обломки (свыше 2 м в поперечнике) составляют 20–25 %, остальная часть (75–80 %) приходится на глинисто-щебенистый заполнитель и каменно-глыбовый материал.

Обследование завальных плотин Жасылкольских озер (рис. 40), главным образом нижней, позволяет высказать некоторые опасения о возможности возникновения опасных ситуаций в результате резкого повышения уровня воды (порядка 3–5 м), особенно в сочетании с волновыми ударами либо под воздействием сейсмoeffекта высокой балльности. Необходимо учесть, что оба обвала приурочены к зонам развития сейсмогенных структур [128].

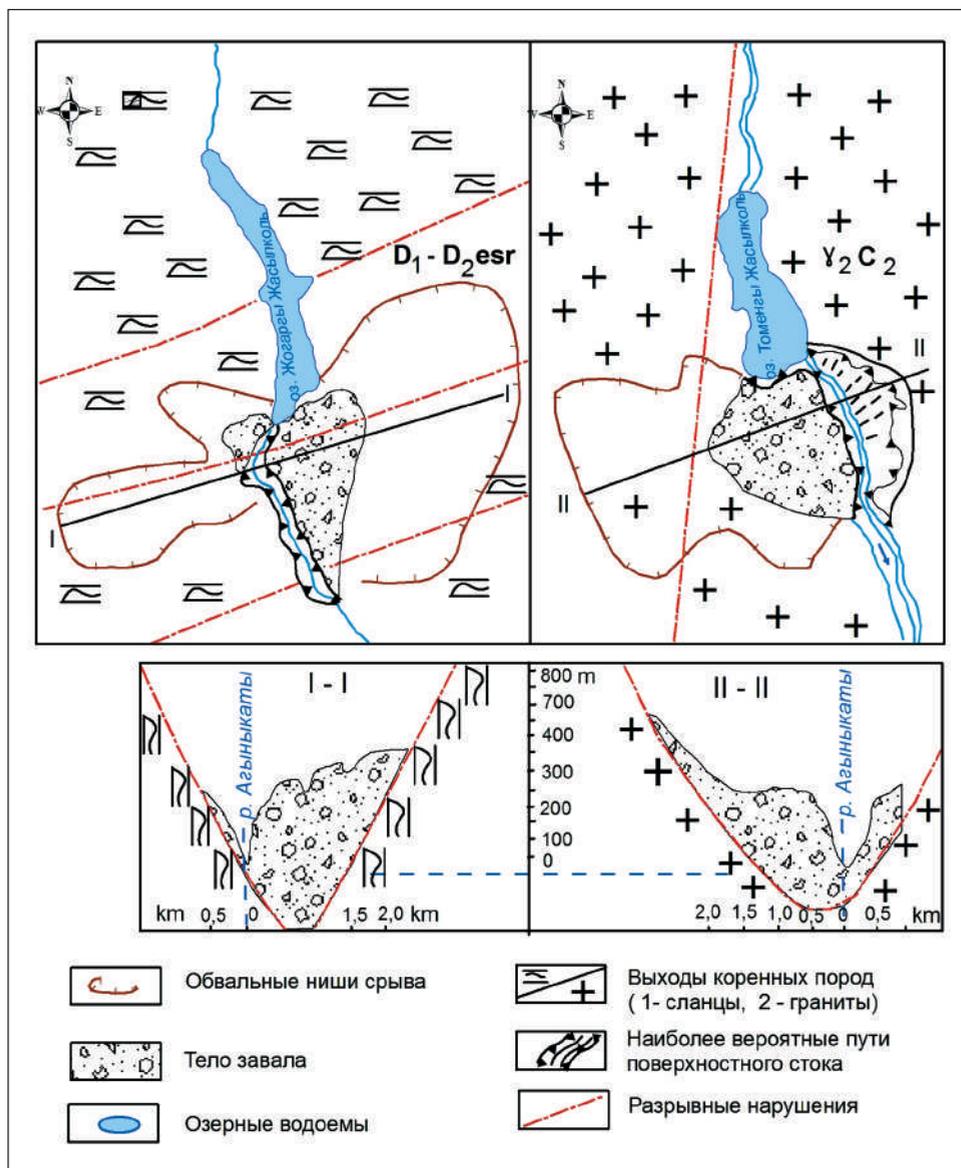


Рис. 40. Геолого-геоморфологическая схема района Жогарты и Томенги Жасылколь бассейна р. Лепси

В связи с этим требуется заблаговременная постановка специальных геолого-геофизических, инженерно-геологических и гидрогеологических исследований для оценки устойчивости озерных плотин и разработки в необходимых случаях надежных способов их инженерного усиления. В равной мере должны быть исследованы и каналы речного стока также крупных горных завалов для установления протяженности возможных селевых трасс и опасных зон их влияния.

Обвалы различного генезиса были зафиксированы в среднегорной и низкогорной части Иле, Жетысу, Талас, Кунгей Алатау, Огемском хребте. На крутых (25–30°) склонах глубоких эрозионных врезов (до 300–400 м) фиксируются в основном мелкие обвалы, происходящие по трещиноватым скальным породам, а также в рыхлых отложениях. Выделяются обвалы по плоскости склона, без образования четко выраженных ниш отрыва. Так, в верховьях реки Бельбулак (Иле Алатау) выявлен обвал средних размеров до 100 тыс. м³, называемый Кызылжар. Обвал произошел в сильно трещиноватых красновато-розовых гранитах. Стенка отрыва имеет крутизну 70–80°, лишена растительного покрова. Обвал чашеобразной формы, шириной до 100 м, глубиной 80–90 м. Состав обрушившихся масс: обломки от 0,2 до 5–10 м – примерно 40 %, щебень – 30 %, дресва – 25 %, супесчаный материал – 5 %. В отмеченных орографических поясах обвальные и осыпные массы главным образом являются очагами дополнительного питания твердым материалом формирующихся в верховьях селей, достигающих, по мере дальнейшего продвижения по руслу, достаточно высоких параметрических характеристик энергии потока. Так, в частности, было, например, в 1959 г., когда в одном из притоков р. Текели (Черкессай I) поток в значительной мере оказался обогащен рыхлым материалом за счет вовлечения обвально-осыпных отложений на протяжении почти всей селевой трассы.

Значительно меньшим объемом (до 10 000 м³), большей частотой повторяемости и широким распространением характеризуются обвалы второй группы, происходящие преимущественно в четвертичных гравийно-галечниках, суглинках, супесях и реже в глинах и песчаниках неогена. Они приурочены к уступам разновозрастных морен и особенно к участкам боковой эрозии постоянных водотоков, так как на обвалах современный растительный покров чаще всего отсутствует. Обычно обвалившиеся породы лишь частично перекрывают русло водотока. Высота таких плотин зависит от размера обрушения. Высота обрывистых берегов в долинах рек Иле и Жетысу Алатау достигает 20–30 м. Как правило, в этих местах пойма водотока примыкает к высоким террасам. Борты каньонов имеют крутые (45–48°) или почти отвесные стенки (70–85°) высотой 15–30 м и активно подрезаются боковой эрозией.

При сильных сейсмических ударах или прохождении селевых потоков обрушения бортов могут быть массовыми, что вызывает перекрытие русел рек на определенное время. Вероятность проявления массовых обвалов, по непосредственным наблюдениям, очень высока в долине р. Киши Алматы, вдоль каньона, образованного селом 1973 г., в бассейне р. Есик от верховьев р. Жарсай до устья р. Бескеле (правый приток р. Есик), долине р. Он Талгар

и его правого притока (от истоков до слияния с Орта Талгаром) и в долине р. Орта Талгар от альпийского лагеря до места впадения в Он Талгар, Кумбель и Каскелен (в Иле Алатау), в долинах рек Сарыкан, Аксу, Буйен, Текели (в Жетысу Алатау).

Таким образом, обвальные процессы развиты во всех высотных зонах в сейсмоактивных горных территориях Казахстана.

Обвальные и осыпные формы в среднегорной и особенно в высокогорной зонах являются активным поставщиком твердого материала для термокарстовых, эрозионных и эрозионно-оползневых селевых очагов ледникового и ливневого питания. Особенно велика при этом роль сейсмогенных обвалов, создающих озера завального типа, которые в случае прорыва формируют катастрофические селевые потоки и паводки. В связи с этим на участках образования подобных естественных озерных плотин необходима постановка комплексных исследовательских работ в целях последующих разработок оптимальных способов противоселевой защиты.

Оползни. Из рассмотренных охарактеризованных геодинамических факторов следует, что существенно важная, а в ряде случаев доминирующая роль в формировании селевых потоков принадлежит оползневым явлениям.

Оползневые движения могут быть разного характера: от смещения твердых тел вплоть до течения вязких жидкостей. Результирующей формой оползневого движения являются оползень или оползень-поток.

Нашими исследованиями выявлено, что оползни свойственны почти всем геоморфологическим зонам развития горного рельефа. Но чаще всего они встречаются в долинах большинства рек северного склона хребта в пределах низкогорья и ступенчатого предгорья, где развиты рыхлые кайнозойские отложения, а также в альпийском поясе в моренных и флювиогляциальных отложениях.

Факторами, способствующими формированию и развитию оползаний склонов, являются все аномальные природные и искусственные (преимущественно техногенные) процессы, вмешивающиеся в установившийся долговременный режим и условия формирования склонов.

В одних случаях развитие оползней связано непосредственно с моментом сейсмического воздействия; в других они прямым образом обусловлены геологическими, геоморфологическими (энергия рельефа, его возраст и генезис), гидрометеорологическими (атмосферные осадки, переувлажненность грунтов, поверхностный сток) и гидрогеологическими условиями; в третьих случаях образование оползней является результатом воздействия комплекса природных факторов. И наконец, большое влияние на развитие оползней оказывают техногенные факторы. Эти факторы могут не только ускорить, но и замедлить развитие оползневого процесса, влияя, главным образом, на амплитуду циклов оползневой активности. Нарушение естественного состояния склонов в ходе интенсивного многоцелевого освоения горных районов связано, прежде всего, с подрезкой их основания при строительстве дорог в горных долинах, каналов типа Улькен Алматы на нижних «прилавках» и других сооружений линейного типа. Кроме того, все большие площади охватывает

дачное строительство, ведущее при неразумном хозяйствовании к деградации почвенно-растительного покрова, переувлажнению склоновых грунтов поливными водами и увеличению их несущей нагрузки разного рода постройками. И, как следствие, все это снижает устойчивость большинства склонов и повышает вероятность их разрушения. Характерным примером в этом отношении является г. Коктобе – юго-восточная окраина г. Алматы, где под воздействием отмеченных факторов наблюдается оползание склона восточной экспозиции. Срывы почвенного покрова площадью несколько сотен квадратных метров и глубиной захвата почвенного покрова 40–60 см отмечены нами на склоне восточной экспозиции в долине р. Аксай в 8 км от входа в ущелье в районе дачных домиков и по левому борту долины р. Текели. Происхождение таких срывов объясняется тем, что водонасыщенный горизонт, теряя физическое равновесие, срывается и сползает по водоупорному слою. Этому способствуют переувлажнение грунтов и значительная крутизна (до 30°) склона.

Таким образом, на территории речных бассейнов гор Юго-Восточного Казахстана можно выделить оползни, обусловленные сейсмическими явлениями, увлажнением за счет атмосферных и подземных вод, а также действием комплекса природных и антропогенных факторов.

При дифференцировании оползней мы взяли за основу классификацию схемы Г. С. Золотарева [129] и Р. А. Ниязова [124] (по механизму движения). Ими она была разработана для горных районов Средней Азии, природно-климатические и геолого-геоморфологические условия которых во многом сходны с рассматриваемым регионом. Материалы предыдущих работ и полевые геолого-геоморфологические исследования (с использованием аэрофотоснимков) в горных районах Юго-Восточного Казахстана свидетельствуют о том, что оползневые деформации (табл. 7) выражены такими типами, как оползни-обрушения, оползни-скольжения, оползни-течения (оползни-потоки, сплывы и оплывины) [130].

Оползни-обрушения по механизму развития, форме проявления соответствует как оползням, так и обвалам. Процесс развивается в два этапа: скольжение и обрушение. Крупные деформации объемом в десятки и сотни тысяч кубических кубометров возможны лишь при сильных землетрясениях и возникают на склонах выпукло-вогнутой формы со средней крутизной 30–45° и высотой 300–400 м. Линия бровки отчленения тяготеет к узким водораздельным гребням или привершинным участкам склона крутизной 45° и более. Ниша отрыва прямоугольной формы, вытянута по фронту, скорость смещения измеряется в километрах в час.

Для примера дадим описание оползня-обрушения, произошедшего на левом берегу Малыгинской щели (бассейн р. Турген). Оползень в 300 м от отметки 1632 м по азимуту юго-запад 243° находится на склоне северо-западной экспозиции высотой 360 м. Форма склона выпукло-вогнутая, крутизна порядка 25–32°. Оползень-обрушение имеет четко выраженную линию отрыва, достигающую водораздела гряды. Длина ее 200–220 м. Характер плоскости отрыва вертикальный. Высота стенки срыва от 15 до 30 м. Угол наклона ее

80–90°. Тело оползня имеет уклон 4–5°. Превышение вершины бровки стенки срыва над тыловым швом тела оползня 200–250 м. Стенка отрыва не задернована. В палево-желтых суглинках наблюдаются включения гравия, дресвы и щебня. Слои с включением имеют угол падения 32°. Оползень стабилизирован. Восточнее описанного, вдоль по склону, фиксируется еще один крупный оползень фронтального типа.

Помимо горных склоновых оползней существуют оползни-обрушения береговых склонов. В одних случаях их образование связано с вибродинамическим эффектом и ударно-силовым воздействием, возникающим при прохождении мощных селевых потоков. Следы оползней-обрушений имеются во многих очагах селеформирования и селевых каналах стока в бассейнах рек Иле (Есик, У. и К. Алматы, Талгар, Каскелен, Казахкызы, Кумбель, Жарсай); Жетысу Алатау (Аксу, Сарыкан, Текели) и Алтая (Таутекеколь, Сарыалка) (рис. 41, 42).

Объемы сместившихся масс в среднем 500–1000 м³, иногда до 2000 – 10 000 м³. Нами наблюдались их массовые проявления в долинах рек Он Талгар и Есик (ниже устья Жарсая). Это объясняется тем, что русла рек врезаются в эрозионные склоны со значительной крутизной (30–45° и более). Нижняя, подмываемая часть склонов в результате интенсивной боковой эрозии водотока состоит из сплошных оползневых цирков и оплывин, захвативших как валунно-галечниковые отложения, так и сильно выветрелые, местами катаклазированные скальные породы.

В других случаях небольшие оползни-обрушения проявляются вдоль уреза воды за счет увлажнения подошвы склонов речными водами. Встречаются они преимущественно по долинам маловодных рек предгорий, на участках с малыми скоростями течения, при систематическом увлажнении грунтов нижних частей береговых склонов. Если в первом случае главная роль принадлежит динамическому процессу размыва, то во втором обрушение и оползание пород происходят в результате капиллярного водонасыщения грунтов.

Оползни-скольжения генетически также обусловлены воздействием комплекса факторов, среди которых в одних случаях существенную роль играют состав, состояние и свойство грунтов, их возраст, в других – фактор тектоники и сейсмоструктоники. Оползни модификаций представляют собой скольжение одного блока пород либо нескольких (сложные разновидности) на одном оползневом участке (рис. 43, 44).

В геологическом строении оползневых участков, как правило, участвуют лёссовидные суглинки нижнечетвертичного возраста и неогеновые глины илийской свиты.

По морфологии линии поверхностного срыва оползни-скольжения относятся к циркообразным, подковообразным (еще их называют правильной формы). Длина их в Иле Алатау колеблется от первых десятков метров до 300–350 м, высота стенки срыва – от 10–12 до 130–150 м. Крутизна поверхности срыва оползней непостоянна: 40–45° в верхней и 30–35° в нижней части. Крутизна ненарушенной части склона не превышает 30–40°, ибо при большей крутизне оползни сменяются обвалами, камнепадами и другими

Таблица 7. Основные типы оползневых

Тип	Геологический субстрат оползневых тел	Рельеф	Причины образования процесса	Вид движения	Механизм развития
1	2	3	4	5	6
Оползни-обрушения	Моренные и аллювиально-пролювиальные отложения, полигенные лёссовые породы	Склоны выпукло-вогнутой формы со средней крутизной 30–45° и высотой 300–400 м. Узкие водораздельные гребни, при-вершинные участки склонов крутизной 45° и более	Крупные оползни-обрушения образуются при сильных землетрясениях (типа Верненского 1887 г.). Мелкие оползни-обрушения возникают вследствие: 1) вибродинамического эффекта при прохождении селей; 2) за счет увлажнения подошвы склонов речными водами	Скольжение блока или масс горных пород с перемещением обломков, в дальнейшем обрушение глыб	Процесс развивается в два этапа: скольжение и обрушение
Оползни-скольжения	Лёссовые породы и неогеновые глины	Образуются на высоких склонах (200–250 м) выпуклой формы, крутизной 30–40°	Эффект сейсмического воздействия землетрясений на переувлажненные склоны	Скольжение одного блока пород либо нескольких (сложные разновидности)	Основное смещение оползневых масс происходит в виде скольжения
Оползні-потоки	Лёссы или лёссовидные породы, реже глины неогена. Для лёссовых грунтов характерны: просадочность (1 м до 0,154), пористость (до 43–55 %), содержание пылеватых частиц (0,05–0,005 мм) более 50 %, количество глинистых (менее 0,005 мм) от 20 до 30%	Ступенчатые предгорья: формируются в верховьях саев на склонах крутизной 25–40° и высотой 50–250 м в верхних и нижних частях	1. Резкое насыщение лёссовых пород грунтовыми водами из зон разломов. 2. Направление эрозионных врезов совпадает с направлением уклона поверхности склона	Течение	Смещение происходит в два-три отрыва. Смещенные массы движутся в пульсационном поступательном режиме с неравномерным распределением мощности по профилю

деформаций селеопасных территорий

Характеристика поверхности смещения	Морфология	Скорость смещения и продолжительность	Повторяемость процесса
7	8	9	10
Смещение происходит по одной поверхности скольжения, а затем обрушения. Зона транзита в нижней части склона имеет уклон 4–15°, в верхней 45° и более	Оползень-обвал фронтального типа. Ниша отрыва прямоугольной формы. Форма береговых оползней-обрушения выражена нечетко	Скорость смещения км/ч	Повторные деформации возможны, но уже в меньших размерах
Смещение происходит по нескольким поверхностям скольжения	Линии поверхностного срыва циркообразные, подковообразные. Тело оползня бугристое, ступенчатой формы, развито трещинами проседания, сжатия, растяжения, сдвига. Длина до 300–400 м, ширина от 10–15 до 130–150 м, крутизна стенок срыва 30–90°	Скорость смещения км/ч при землетрясениях, а в остальное время прерывисто-медленное со скоростью мм/сут (м/сут) в течение нескольких лет или см/сут в течение нескольких дней	Повторные деформации и вторичные смещения происходят в результате сейсмического воздействия, в водообильные годы – в связи с деятельностью человека
Поверхность скольжения круглоцилиндрическая. Высота стенок срыва от 3 до 20 м, крутизна 55–85°	Оползень ложкообразной или грушевидной формы, с четко выраженным цирком отрыва. Размеры в поперечнике от 50 до 180 м протяженностью до 1 км, реже более. Продольный профиль тела оползня ступенчатый	Начальная скорость смещения несколько десятков км/ч. Продолжительность от нескольких минут до 2-3 сут	Повторное возникновение оползня на том же месте возможно в случае наличия необходимой массы пород на склоне

1	2	3	4	5	6	
Оползни-течения	Оплывины	Лёссы и лёссовидные породы, залегающие на различных литологических породах	Формируются на средней и нижней части склона, высотой 20–200 м, крутизной 25– 40°	За счет избыточного увлажнения поверхностными водами, интенсивного поверхностного стока и бокового размыва в саях на ранее устойчивых склонах или на телах более крупных оползней как явления второго порядка	Течение	Движение почвенно-растительного слоя происходит в виде текучей массы, перемещающейся на значительную величину в момент выпадения жидких осадков
	Сплывы	То же	То же	То же		Движение поверхностного слоя происходит в текучепластичном состоянии

7	8	9	10
<p>Мощность зоны полного влагонасыщения 20–30 см. Средняя крутизна стенки срыва 50–70°. Крутизна поверхности смещения имеет близкое значение к крутизне склона</p>	<p>В зоне формирования имеют эллипсоидную, грушевидную и каплевидную формы. Протяженность смещающейся массы составляет 10–40 м и более, ширина 10–30 м, глубина смещения 0,3–1,5 м. Объем десятки и сотни м³</p>	<p>От м до км/ч. Продолжительность основного движения несколько мин</p>	<p>Повторные подвижки образуются в старых оползневых цирках как оползни второго порядка</p>
То же	То же	То же	То же



Рис. 41. Оползень в с. Косагаш Жетысу Алатау



Рис. 42. Участок реализованного берегового обрушения в долине р. Турген Иле Алатау



Рис. 43. Оползень скольжения в долине р. Турген Иле Алатау



Рис. 44. Оползень-спływ в долине р. Талгар Иле Алатау

гравитационными процессами. Сместившиеся оползневые массы занимают всю нижнюю часть цирков, образуя довольно четко оконтуренные тела с характерным бугристым рельефом поверхности.

Оползни-скольжения развиты в основном на неогеновых глинистых грунтах крутых склонов в бассейнах рек Ассы, Турген, Кыргауылды в Иле Алатау и на пологих склонах внутригорной Колпаковской и Тункурузской впадин в Жетысу Алатау. Серия оползней-скольжений наблюдается в долине р. Котырбулак. Ниже приведена краткая характеристика двух из них.

Оползень А циркообразной формы, расположен на правом борту долины южнее пос. Бескайнар во фруктовом саду. Ширина цирка по бровке – 250–260 м при такой же примерно длине. Высота стенки срыва – 10–15 м, уклон от 45–47° (левый и правый борт) до 68–70° в центральной части. Поверхность оползня бугристо-холмистая. Уклон – от 4–6° у подошвы бугра выпирания до 10–12° у тылового шва стенки срыва. Смещенная масса – палево-желтые суглинки. Происхождение сейсмическое, состояние стабилизированное.

Оползень Б находится в 800 м от оз. Куртыгуль по азимуту 95° юго-восток. Это стабилизированный оползень-скольжение сейсмического происхождения. В отличие от первого не имеет резко очерченных граней. Задернован, выположен. В плане имеет вытянутую форму. Тело оползня выровнено. Длина его – 100–120 м, ширина – 70–80 м. Стенка срыва высотой 12–15 м, местами до 20 м. Длина по периметру – 120 м, крутизна – 52–54°.

Оползни-скольжения, тела которых сложены исключительно коренными породами, в результате оползания грубообломочных пород по скальным или скальных по скальным породам в исследуемом регионе встречаются гораздо реже. Они развиваются в высокогорной зоне. В низкогорье их проявления единичны. Наиболее характерные оползни связаны с Коммунарским разломом и расположены на правом склоне ручья Рахат и к востоку от ущелья Коммунарское. Тела оползней четко оконтурены и сложены крупноглыбовым материалом. Поверхность их бугристая, задернована и висит над дном долины на высоте 90–100 м. Склоны оползневых цирков задернованы и сглажены. Оползни подобного типа в основном являются очагами дополнительного питания твердой составляющей селевых потоков.

На горных склонах часто встречаются оползни-потоки, оплывины и сплывы, имеющие в своей основе единый механизм движения – течение.

Оползни-потоки представляют собой мобильные перемещения текучепластических, чаще разжиженных оползневых масс по достаточно четко фиксированным в рельефе ложбинам [131].

Подобного типа деформации, так же, как оплывины и сплывы, широко распространены в зоне верхних и нижних «прилавков» в Иле Алатау (бассейны рек Аксай, Кыргауылды, Талгар, Турген, Есентай, Шынбулак, Бельбулак, Тастыбулак и др.). В пределах Жетысуского хребта они в основном развиты в северо-западной части, в Текелийской зоне селевой активизации. В горных районах Южного Казахстана оплывины и сплывы представлены, главным образом, в средне- и низкогорной зоне долины р. Огем.

Если образование крупных оползней связано с сейсмическими толчками, то более мелкие оползни-потоки и оплывины довольно часто возникают при нарушении устойчивости грунтов в условиях избыточного увлажнения, вызванного интенсивными ливнями и таянием снега [131]. Практически каждый год такие новообразования появляются в весенний период. Следует заметить, что для образования сейсмических оползней и оплывин не обязательно переувлажненное состояние грунта. Вибрация, возникающая при сейсмических толчках, может привести в текучее состояние даже относительно сухие рыхлые породы.

Протяженность оползней-потоков самая различная: от нескольких десятков метров до 1 км и более, в зависимости от условий рельефа. Они, опускаясь по склону из области формирования в днище небольших логов, движутся вниз и заполняют их. При благоприятных гидрометеорологических ситуациях нередко трансформируются в грязевые сели. При последующем восстановлении эрозионного вреза на дне логов образуются террасовидные поверхности, не отличающиеся от настоящих. Если же оползни заполняют безводные лога, где восстановление эрозионного вреза не происходит, то они образуют плоское дно. Пожалуй, именно этим объясняется наличие многочисленных плоскодонных ложбин, вовсе не характерных для крутосклонного рельефа в нашем регионе.

Формируются оползни этого типа в верховьях саев на склонах крутизной 25–40° и высотой 50–250 м (в верхней и нижней их части), сложенных лёссовидными суглинками, ниже которых залегают отложения неогеновых глин.

Большинство оползней-потоков имеет ложкообразную или грушевидную формы. Размеры их в поперечнике от 50–60 до 170–180 м, при высоте стенки срыва от 3–5 до 15–20 м. Протяженность смешанной массы зависит от начальной скорости и рельефа склона, русла сая. Смешанные массы движутся в пульсационном поступательном режиме с неравномерным распределением продольной мощности скорости, времени смещения. Начальная скорость смещения достигает десятков километров в час. Продолжительность смещения от нескольких минут до 2–3 сут. Причины образования процесса: 1) за счет резкого насыщения лёссовых пород подземными водами из зон разломов; 2) направление эрозионных врезсов совпадает с направлением уклона поверхности склона, рельеф подстилающих пород не препятствует движению подземных вод. В таких местах формируется гидродинамическое и поровое давление и накапливается потенциальная энергия в условиях замкнутой системы.

Тела оползней часто имеют ступенчатое строение, ибо из одного цирка выходит несколько волн оползневых масс, которые благодаря густоте оползших масс имеют в нижней части четкие уступы до 1–2 м высоты.

В качестве примеров можно привести оползни-потоки в междуречье Киши Алматы – Талгар, наблюдаемые в 2004 г. (Иле Алатау), и по логу Восточному (Жетысу Алатау). Оползневой процесс сформировался в низкогорной зоне Иле Алатау, сложенной преимущественно лёссовидными суглинками, способными при значительном увлажнении грунтов переходить в текучее состояние в Талгарском районе Алматинской области в ущелье Талдыбулак (рис. 45, 46).

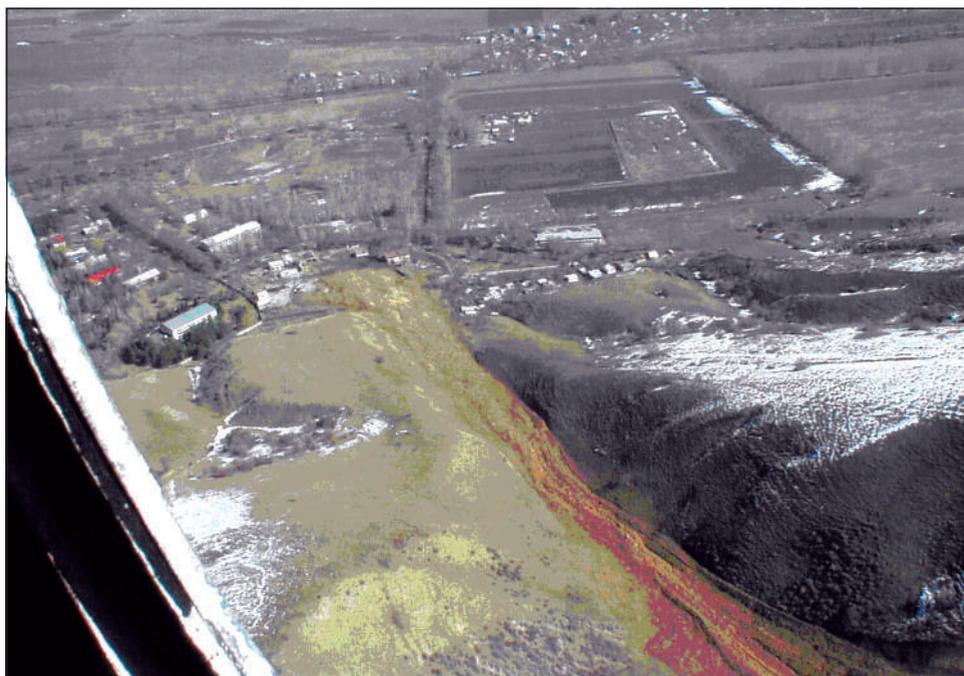


Рис. 45. Тело оползня 14 марта 2004 г. в ущ. Талдыбулак в его центральной части



Рис. 46. Общий вид катастрофического оползня-потока в ущ. Талдыбулак

Место отрыва оползневой массы расположено на отметке 1100 м над уровнем моря, крутизна склона на расстоянии 500 м составила 60°. Общая длина оползневого потока — 1,5–2,0 км, объем грязевой массы — около 3 млн м³. Жилые дома располагались в устье оползневого очага на отметке 920 м.

Главными факторами, обусловившими оползневые процессы в бассейне руч. Талдыбулак 14 марта 2004 г., явились наличие оползневого рельефа и воздействие грунтовых вод. Оползнем разрушены два жилых дома, погибли 29 человек [132].

Область формирования оползня-потока по логу Восточный приурочена к правой части водосборной воронки, которая характеризуется значительной сомкнутостью растительного покрова (проективное покрытие порядка 70–75 %), выпуклым крутым (45°) склоном с относительной высотой 150–170 м. Стенка отрыва в плане имеет подковообразную форму. Высота ее — 2,0–2,5 м, крутизна — 80°, длина — 160 м, ширина — 80 м, средняя глубина захвата оползня — 2 м, максимальная — 3,5 м. По левой части стенки срыва фиксируются два небольших (20х20х4 м) циркообразных оползня. Тело оползня-потока в остаточной форме фиксируется по склону и в самом днище долины в виде неравномерно спускающихся вниз небольших уступов. Образование этого оползня-потока обусловлено значительным увлажнением почвогрунтов вследствие дружного схода снежного покрова и синхронного с ним выпадения ливневых осадков. Этот оползень весной 1959 г. на конечной стадии развития трансформировался в грязевую сель.

Из приведенных примеров видно, что оползни-потоки в рассматриваемых условиях нередко служат причиной образования полигенных оползневых потоков, которые так же, как и типичные грязевые сели, относятся к категории опасных природных явлений.

Оплывины обычно являются разновидностью пластического смещения увлажненных отложений, продуктов выветривания или иных поверхностных образований [131]. Наибольшая активизация оплывин отмечалась в весенний период 1958–1959 и 1978 гг., когда смещавшийся вниз по склону щебенисто-суглинистый материал, наряду с типичным спływом почвенного покрова в некоторых логах, явился исходным субстратом формирования грязевых потоков (реки Аксай, Текели, Шыжын).

Оплывины образуются на склонах, сложенных лёссовидными породами, залегающими на различных литологических типах пород. Чаще всего они тяготеют к средней и нижней части склона высотой 20–200 м при уклонах 25–40°. Формируются оплывины за счет увлажнения поверхностными водами или интенсивного поверхностного стока и бокового размыва в саях на ранее устойчивых склонах или на телах более крупных оползней как явления второго порядка. Протяженность смещающейся массы составляет 10–40 м и более, ширина — 10–30 м, глубина смещения — 0,3–1,5 м, объем — десятки и сотни м³. Мощность зоны полного влагонасыщения от 20 до 80 см, стенка отрыва крутизной (в среднем) 50–70°, крутизна же поверхности смещения имеет близкое значение к крутизне склона. Оплывины в зоне формирования эллипсовидной, грушевидной, каплевидной форм. Скорость их смещения —

от метров до нескольких километров в час. Продолжительность основного движения — несколько минут.

В ходе полевых работ нами было зафиксировано большое количество оплывин. В качестве примера опишем оплывину, образовавшуюся весной 1989 г. на склоне увала северо-восточной экспозиции в 1 км южнее пионерлагеря «Березка». Оплывина сошла со средней части выпуклого склона крутизной 35–40°. Высота склона — 180–200 м. Форма оплывины в плане грушевидная, продольный профиль слегка выпуклый. Стенка срыва выражена нечетко, высота ее — 1,5–1,8 м, крутизна — 70–75°. Смещенная масса (мощность захвата 0,5–0,8 м) — лёссовидные суглинки со щебнем (1–5 % от всей массы). Тело оплывины бугристое незадернованное, уклон его 45–47°. В средней части обнажены сильновыветрелые, разрушенные граниты Бельбулакского комплекса, послужившие естественным порогом для сброса оплывших масс на дно ручья. Предполагаемая стадия развития — затухание.

К категории наиболее опасных природных явлений относятся так называемые сейсмогенные оплывины, проявления которых во многих логах предгорий Иле Алатау в результате Верненского (1887 г.) землетрясения послужили условием образования мощных грязевых и грязекаменных селей, обладавших огромными разрушительными силами. Только в одном бассейне р. Котырбулак общий объем оплывин составил свыше 74 млн м³ [106].

Сплывы представляют собой смещения почвенного слоя на крутых (20–45°) склонах в период интенсивного снеготаяния и выпадения ливневых осадков либо за счет увлажнения склонов грунтовыми водами. В этих условиях разжиженный почвенный слой, не связанный гумусом и не сдерживаемый уже корнями растений, под воздействием гравитационных сил сплывает на более или менее обширном участке склонов [107]. В плане участки сплывов представлены вытянутыми, каплевидными, грушевидными и другими формами. Размеры их в среднем от 10–15 до 200–250 м². Сплывшие грунты служат источником питания твердой составляющей водных и селевых потоков (реки Тастыбулак, Аксай, Текели, Шыжын). Одновременно сплывы, оголяя склоны, провоцируют активное развитие различных форм эрозии, что в последующем приводит к образованию линейных очагов селеформирования в виде эрозионных ложбин и рытвин. Оплывины и сплывы в Иле Алатау развиты во всех геоморфологических зонах. Отметим лишь, что в нивально-альпийской и высокогорной зонах они формируются особенно активно на уступах боковых морен, на откосах моренных валов и термокарстовых понижений.

Особенности оползневых процессов. Важнейшая особенность оползневого процесса — это его повторяемость во времени. Е. П. Емельянова [133] выделяет два вида повторяемости оползневого процесса:

- 1) проявление процесса на одном и том же участке (цикличность 1-го вида);
- 2) закономерная массовая активизация оползней на изучаемой территории (цикличность 2-го вида).

Значительная часть исследованных современных оползней образуется в зоне древних и старых оползневых цирков. Другой особенностью развития оползневого процесса является его унаследованность. Под унаследованностью

оползнего процесса понимается устойчивая в пространстве и во времени повторяемость активизации исследуемых совокупностей оползней (или отдельного оползня), обладающих единым механизмом развития, имеющих близкие геометрические и кинематические характеристики и сходный режим развития. Унаследованность мест проявления оползневых процессов в первую очередь характерна для оползней скольжения, смешанного и переходного типа, масса пород на склоне предрасположена к смещению.

Примером может служить оползень, расположенный на левобережье р. Котырбулак южнее пос. Бескайнар. Оползень образован, по всей видимости, в результате катастрофических землетрясений конца XIX или начала XX в., на склоне увала восточной экспозиции, являющегося водоразделом между реками Котырбулак и Тиксай. Старый оползень сохранил стенку срыва высотой более 20 м и крутизной 38–40°. Форма его в плане циркообразная, происхождение сейсмическое. На старый оползень наложен гораздо более молодой по возрасту. По свидетельству местных жителей, вторичное оползание лёссовидных суглинков произошло в июле 1986 г. Оползень был обнаружен нами в июле 1988 г. На тот момент были отмечены отсутствие дерна, резкие грани, образующие форму цирка. На стенке срыва – многочисленные вертикальные трещины скола. Уклон стенки срыва составляет 60–65° в нижней части, 80–90° в верхней. Вдоль линии бровки стенки срыва в 6–7 м от нее произошло проседание грунта на 2–2,5 м.

Вдоль линии тылового шва имеются многочисленные выходы грунтовых вод, о чем свидетельствуют струйчатые борозды и постоянная увлажненность тел оползания. Как видим, развитие оползня обусловлено комплексом природных факторов. Наши наблюдения позволяют утверждать, что такие новообразования возникают каждой весной, естественно, там, где для этого «созрели» все необходимые условия. Необходимо отметить, что вторичные оползни и оплывины, возникая в основном как результат нарушения устойчивости склона в условиях избыточного увлажнения, не всегда могут четко слеживаться по двум причинам.

Во-первых, это, как правило, мелкие оползни и оплывины объемом несколько десятков кубических метров, захватывающие лишь мощность почвенного покрова. Глубина захвата их редко достигает 2–3 м, так как они образуются на месте предшествующего оползня, не успевшего еще стабилизироваться.

Во-вторых, иногда оползающие грунты в виде вязкотекучей массы, а проще говоря, грязи, не образуют тела оползня из-за большой крутизны склона (35–45°). Они оползают вниз по склону, покрывая густой дерн тонким плащом, быстро зарастающим растительностью. Когда же и место срыва оплывины или оползня обретает дерновый покров, многие признаки становятся трудно опознаваемыми. Так, в приводораздельных частях долин малых рек, например Тастыбулак, Кайназар, Коммунарская щель, Сальников Сай, Микушин Сай (на протяжении 1,5 км от устья в пределах слабоогнутого цирка древнего оползня), Касымбек, а также крупных Аксай, Каскелен, часто фиксируются многочисленные циркообразные стенки отрыва без видимых

признаков оползневых тел. Их очень трудно отличить от реликтовых водосборных лотков эрозионного происхождения. Кроме того, заметим, что тела оползней отсутствуют при их возникновении на крутых приречных склонах. Оползневые массы скатываются на дно долины, где со временем полностью размываются.

Изучение вторичных оползней позволяет сделать следующие выводы:

1. В зоне низкогорий и ступенчатых предгорий все склоны, как закрытые суглинками, так и сложенные выветрелыми коренными породами, могут стать местом образования и новых, и вторичных оползней.

2. Типичными условиями образования вторичных оползней являются форма участков в виде клина (суженная книзу и расширенная вверх), крутизна склонов (10–45°), изменение базиса эрозии зоны пересечения разрывных нарушений, древние эрозионные ложбины.

3. Механизм развития вторичных оползней характеризуется меньшим масштабом, интенсивным, равнонаправленным, локальным перемещением и взаимосвязью с остальными видами экзогенных процессов (эрозии, суффозии, проседаний и т.д.).

4. Активность проявления вторичных оползневых процессов связана с сильным переувлажнением грунтов в водообильные годы, в основном в местах интенсивного техногенного воздействия (подрезка склона, в зонах водохранилищ, каналов, неумеренного выпаса скота и т.д.).

Итак, обобщив результаты исследований, можно отметить:

1. Интенсивность и масштабность развития оползневых процессов определяются сейсмогенными, экзогенными и полигенными факторами. При этом объектом главного внимания должны являться придолинные участки предгорных ступеней Иле Алатау, где во время сильных землетрясений возможно возникновение оползневых деформаций, некоторые из них (оползни-потоки и оплывины) на следующих этапах развития могут трансформироваться в грязевые сели.

2. Оползневые деформации, представленные оползнями обрушения, оползнями скольжения и оползнями течения, широко распространены в низкогорьях и ступенчатых предгорьях, относящихся к зоне интенсивного хозяйствования.

2.1.6. Неотектонические и сеймотектонические факторы

Формирование крупных горных сооружений Юго-Восточного Казахстана, отличающихся в настоящее время интенсивной селевой деятельностью, связано с новейшими тектоническими движениями.

Методика изучения неотектоники и составленная карта Иле Алатау, Кунгейского хребта, Кетпен и Жетысу Алатау масштаба 1:500 000 (рис. 47) базируются на геолого-геоморфологических полевых и камеральных исследованиях автора с использованием материалов предшественников (Н. М. Владимирова, В. В. Девяткина, К. В. Курдюкова, М. Ж. Жандаева, Н. М. Чабдарова, Л. К. Диденко-Кислицыной).

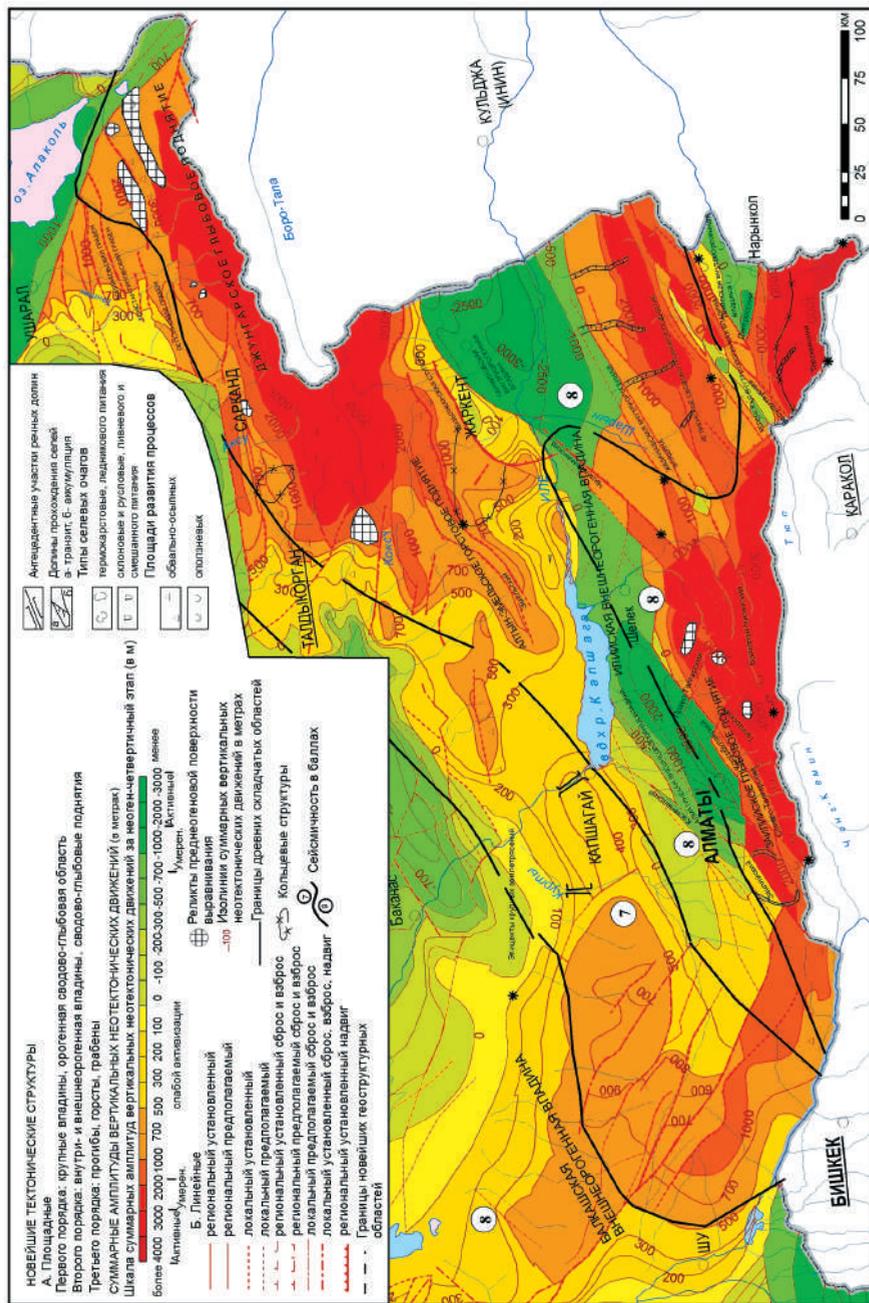


Рис. 47. Карта новейшей тектоники (редактор А. Р. Мелеу).

Составили А. Р. Мелеу, Ф. Ж. Акиянова с использованием материалов Н. М. Владимирова, Л. К. Диденко-Кислицыной

Подсчет количественных характеристик неотектонических подвижек был осуществлен путем реконструкции гипсометрического положения исходной (базисной) преднеогеновой поверхности, которая составляла 500 м абс. высоты. Разрывные нарушения (линейные и кольцевые) выделены по совокупности геолого-геофизических и геоморфологических признаков с применением дистанционных методов исследований.

Принцип составления карты новейшей тектоники основан на выделении новейших структур, однотипных по площади, направленности новейших движений, соотношению со структурами фундамента, степени выраженности в современном рельефе.

По площади развития выделяются структуры трех порядков. Структурой первого порядка является крупная геоструктура – орогенная сводово-глыбовая область, характеризующаяся интенсивными дифференцированными движениями с преобладанием общих поднятий. В свою очередь она осложнена структурами второго порядка (сводово-глыбовые поднятия и крупные впадины) с четкой выраженностью направленности неотектонических движений. К структурам третьего порядка относятся структуры меньшей площади, осложняющие структуры второго порядка (горсты, грабены, внутриорогенные впадины).

Изолиниями на карте показаны суммарные амплитуды неотектонических движений. На шкале амплитуд выделяются следующие ступени: от 0 до 300 м, 300–500 м, 500–1000 м, 1000–2000 м, 2000–3000 м, 3000–4000 м.

Области опускания и области поднятия показаны общепринятой для карт новейшей тектоники окраской: зеленой и коричневой соответственно. Ступени различаются оттенками этих расцветок. Дополнительными знаками, дающими определенную неотектоническую информацию, показаны антецедентные участки речных долин, реликты полигенетической донеогеновой поверхности выравнивания с указанием направления наклона поверхности, эпицентры землетрясений и изолинии магнитуд.

Кроме того, на карте изображены площади распространения ведущих экзогеодинамических процессов: обвальнo-осыпных, оползневых, селевых и др. В указанных интервалах геологического времени, одновременно с поднятием центральной части хребтов в течение каждой из тектонических фаз, имело место нарастание площади горной территории за счет последовательного вовлечения в поднятие периферийных участков, ранее служивших областью аккумуляции продуктов сноса. Так, площади, которые еще в нижнечетвертичное время представляли области накопления рыхлообломочного материала, в том числе лёссовых образований, в последующем вновь испытали перемещения положительного знака, что, в свою очередь, привело к дальнейшему росту площадей восходящего развития в пределах всего орогена.

Последовательный характер нарастания горной территории накладывает здесь определенный отпечаток и на особенности развития речной сети, которая по сравнению с условиями некоторых горных сооружений, в частности Иле Алатау, имеет гораздо лучше выработанные продольные профили самих речных долин и более значительную протяженность транзитных каналов

стока. Такое положение, несомненно, оказало большое влияние на общий характер формирования, а также на динамику развития селевых процессов.

Суммарная амплитуда поднятия за плиоцен-четвертичное время в северной части орогена составила более 3000–4000 м, что обусловило возникновение контрастного высокогорного рельефа с его сложной вертикальной зональностью и многоступенчатым строением, столь характерным для Жетысу Алатау и большинства хребтов Северного Тянь-Шаня.

По мере уменьшения высотных градиентов указанных горных поднятий соответственно убывает и энергия рельефа, что выражается в изменении конкретных показателей абсолютных и относительных высот. Последние как результат проявления новейших тектонических движений служат одним из важных факторов, предопределяющих возникновение здесь селевых потоков [115].

Как было отмечено, тектонические перемещения положительного знака обуславливают наряду с общими восходящими движениями горных сооружений — орогенных структур крупного регионального плана возникновение локальных подвижек отдельных блоков соподчиненных порядков, что приводит к образованию дополнительного энергетического потенциала, предопределяющего общую направленность развития рельефа, и активизации способствующих ей экзогенных геодинамических процессов. Существенное значение при этом имеет разность высот сопряженных областей по отношению к местным и главным базисам денудации и аккумуляции рыхлообломочного материала. Местами базисами сноса и накопления обломочного субстрата обычно служат зоны развития внутригорных впадин, которые относительно обрамляющих их горных массивов в низкогорной и среднегорной частях территории находятся ниже — от 300–400 до 500–700 м, против 1000 м и более в высокогорной зоне. Превышение главных водораздельных хребтов относительно поверхности внешнеорогенной впадины составляет более 3000–4000 м. В связи с этим развитие селевых явлений в общем комплексе экзогенных процессов протекает тем интенсивнее, чем значительнее разность абсолютных и относительных высот первичных очагов зарождения селя и базиса окончательного погашения его энергии. Показательными в этом отношении являются многие селеопасные долины северного склона Жетысу и восточного фланга Иле Алатау, где значительные высотные различия сопредельных районов в среднегорной и высокогорной части территории предопределяют большую крутизну склонов (до 45° и более) и уклонов в селевых очагах (свыше 25°) на боковых притоках основных каналов стока.

Это хорошо иллюстрируется на примере Текелийской зоны селевой активизации, где вследствие блоковых перемещений в новейшем этапе первоначально выровненная поверхность была поднята на различные высоты, что, в свою очередь, предопределило ступенчатый характер пространственного расположения достаточно развитых здесь платообразных участков — реликтов древней поверхности выравнивания. Максимальные знаки перемещений положительного этапа в приводораздельной полосе хребта на севере (горы Жон-Журек) составляют свыше 500 м при абсолютных высотах поверхностей

самых поднятий 1300–1500 м. На юге, в зоне кульминации (горы Сарнокай) они достигают 1500 м и более при амплитудах до 2700 м. Более высокие поднятия в горах Сарнокай обусловили значительное превышение левого склона долины р. Текели по отношению к противоположному. Относительные превышения здесь составляют 700–1200 м при крутизне склонов до 45° и более, что свидетельствует о значительной энергии рельефа, являющейся важнейшим стимулятором развития и общей направленности экзогенных, в частности селевых, процессов. Поэтому вполне объяснима приуроченность к данному участку наиболее селеопасных логов гидрографической системы всего бассейна. Такое положение при определенных гидрометеорологических ситуациях способствует значительной активизации русловых и склоновых деформаций, что в дальнейшем приводит к образованию новых очагов формирования селей, которые уже отмечались здесь в конце 50-х годов прошлого столетия.

Все это подтверждает, что интенсивность склоновых и русловых геодинамических, в частности селевых, процессов во многом определяется положением местных базисов сноса и локального накопления обломочного материала. Чем больше разность сопряженных высот, тем значительнее возможность очагового зарождения селевых потоков. Развитие их в той или иной мере также находится в определенной зависимости и от пространственных соотношений главных базисов денудации и аккумуляции.

Динамика развития селевого процесса и нарастание селевой деятельности особенно четко выражены в тех горных долинах, продольная ориентировка которых совпадает с направлением господствующих уклонов склонов хребта или тех же тектонических блоков. Подобное обстоятельство впервые было отмечено К. Т. Куликовским [134] применительно к аналогичным ситуациям в районах Северного Тянь-Шаня. Они же в наибольшей степени характеризуют и Жетысу Алатау. В этих горных сооружениях боковые притоки вторых и третьих порядков, как правило, нависают под большими углами (свыше 25°) над основной долиной, что обычно способствует дальнейшей активизации линейных русловых очагов селеобразования, во время интенсивных паводков ливневого генезиса нередко трансформирующихся в типичные сели либо вследствие внезапного опорожнения озер. В этом аспекте наиболее репрезентативны горные склоны центральной части Иле и Жетысу Алатау, хребтов Киргизского Алатау и горных массивов Сарымсакты (Алтайский хребет). На многих тектонических уступах новейших структур и на бортах образовавшихся сквозных долин, заложение которых, как правило, контролируется разломами и трещинами-разрывами, повсеместно наблюдаются обвальноссыпные накопления, служащие источниками дополнительного питания селевых потоков. Подобное явление весьма характерно для большинства V-образных долин, в особенности ущелий среднегорной и частично низкогорной зон.

Таким образом, чем больше разность сопряженных высот, предопределенных новейшими тектоническими движениями, тем значительнее возможность очагового зарождения селевых потоков. Их развитие также находится

в определенной зависимости от пространственных соотношений главных базисов денудации и аккумуляции.

Существенная роль в формировании селей принадлежит разрывным нарушениям, которые фиксируются мощными зонами дробления, милонитизации, а также выраженными уступами в орографическом профиле гор Юго-Восточного Казахстана. Ширина зон дробления и расщепления колеблется от первых единиц на отдельных участках до десятков, а местами нескольких сотен метров в зависимости от ранга самого нарушения, литолого-петрографического состава пород субстрата и степени его обработки. В этих линейно ориентированных зонах процессы физического и особенно химического выветривания пород распространяются на значительные глубины, подчас исчисляющиеся многими сотнями метров. Они часто контролируют участки развития эрозионных и склоновых очагов селеформирования. Так, к одному из таких участков приурочены активные очаги селеформирования рек Кокшоки, Кызылсай (Иле Алатау), Узынсай и ряда селеопасных притоков р. Текели (Жетысу Алатау). Здесь основными источниками питания селей твердым материалом являются катаклазиты тектонических зон дробления. Тектонические уступы почти повсюду несут следы интенсивных гравитационных процессов (осыпей, обвалов, реже оползней). Ими бывает обусловлено возникновение пережимов и небольших подпруд, преимущественно в руслах водотоков соподчиненных порядков основной гидрографической сети. Характерна в этом плане долина р. Айдаусай (Жетысу Алатау), где в результате серии прибортовых обрушений, обвалов, реализованных в зоне интенсивного тектонического дробления по Мыншукырскому разлому, образовался каскад мелких временных запруд. Селевые потоки, прошедшие по его левому притоку — р. Коянкоз в 1970 и 1978 гг., были в значительной степени обогащены материалом этих склоновых накоплений и процессов транзита селевых масс. Непосредственным источником формирования твердой составляющей другого селя (1966 г.) в бассейне Жаманты послужила каменная осыпь, приуроченная к зоне разлома.

Многие из активных селевых очагов связаны с участками пересечения тектонических разрывов, обычно представленных зонами развития катаклазированных пород типа грубомилонитов. Иногда последние занимают значительные площади. По ним закладываются короткие селеопасные долины временных водотоков. Рельеф на этих территориях, как правило, представлен бедлендом. Особенно характерным в этом отношении является левый борт долины р. Алагу (Северный Тянь-Шань в КНР), представляющий собой сплошную зону дробления пород девонского возраста. Поэтому выпадение здесь и на других аналогичных участках интенсивных кратковременных осадков приводит к формированию небольших селей с расходом 30–50 м³/с и объемом выноса 50–70 тыс. м³, причиняющих значительный ущерб жилищным и хозяйственным объектам.

Итак, к разрывным нарушениям приурочены ослабленные участки дробления коренных пород, предопределяющие активное формирование склоновых и русловых очагов твердого стока.

Особенно широко проявлена разрушающая деятельность экзогенных геодинамических процессов в районах активизации тектонических движений. Как известно, с зонами крупных региональных нарушений связаны сейсмогенные структуры. Региональные исследования [135, 136] в горных районах Юго-Восточного Казахстана, согласующиеся в результирующей части с данными наблюдений автора, свидетельствуют о приуроченности многих селевых очагов к области развития таких структур. Сопоставление зон развития экзогенных процессов и селевых очагов разной степени активности с Мыншукырской, Сарыканской в Жетысу Алатау, Алматинской в Иле Алатау и другими сейсмогенными структурами в определенной степени позволяет проследить их связь с сейсмичностью региона [137]. Громадные провалы, осыпи, оползни, развитые в указанных сейсмогенных структурах в Северо-Тянь-Шаньском и Жетысуском мегаблоках, являются активными источниками формирования селеобразующего субстрата. Известно, что наибольшие число и плотность сейсмопроявления, свидетельствующие о мобильности сеймоструктур, приводят, во-первых, к нарушению структурных связей между отдельными ингредиентами в коренных породах, а во-вторых, действуя как «силовой» фактор, обуславливают деформацию горных и береговых склонов. Это способствует накоплению значительных по мощности толщ рыхлообломочного материала в речных долинах, нередко служащих весьма крупными источниками пополнения твердой составляющей селевых потоков. Подтверждением являются крупные склоновые деформации и катастрофические селепроявления в Казахском орогенном поясе в результате 9–10-балльных землетрясений 1887, 1889, 1911 гг. Очаги сильных землетрясений последнего столетия приурочены к крупным региональным глубинным разломам. Амплитуды вертикальных перемещений по этим линейкам превышают 1000 м. Глубины очагов сильных землетрясений 10–20 км (до 30–40 км в Северо-Тянь-Шаньском мегаблоке) соответствуют «корням гор» Тянь-Шаньского сегмента [138–144].

Наибольшее число и наивысшая плотность эпицентров сильных землетрясений в Северо-Тянь-Шаньском и Жетысуском мегаблоках совпадают с зонами глубинных разломов, разделяющих крупные структурные элементы земной коры. Для этих структур устанавливается определенная цикличность сейсмической активности земной коры. Графики Беньюффа по суммарному приращению энергии землетрясений свидетельствуют о накоплении напряжений и повышении вероятности возникновения сильных землетрясений в ближайшие годы [135, 138]. Поэтому проблема оценки и прогнозирования сеймотектонических условий и факторов формирования склоновых геодинамических и селевых процессов (явлений) в густонаселенных горных и предгорных районах Юго-Восточного Казахстана приобретает особо актуальное значение.

Натурные обследования, документация и картирование последствий катастрофических землетрясений в Иле Алатау (Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911 г.), выполненные экспедициями И. В. Мушкетова и

К. И. Богдановича [106, 145*], а также работы последних лет (дешифрирование аэро-космофотоматериалов, исследования современных движений земной поверхности, тематическое геологическое картирование и др.) позволили установить следующее:

1. Тесную связь склоновых геодинамических процессов (обвалы, оползни, оплывины, сели) с современными тектоническими движениями в форме сводово-глыбовых поднятий и амплитудных преимущественно вертикальных перемещений, которые проявляются при катастрофических землетрясениях с магнитудами $M = 8,2-8,4$.

2. В комплексе геодинамических явлений в горных районах Юго-Восточного Казахстана (особенно в Иле и Жетысу Алатау) наибольшую опасность для населения и хозяйственных объектов (в том числе для агломерации г. Алматы) представляют гигантские обвалы, оползни и сели, обусловленные землетрясениями. Только при Верненском землетрясении (1887 г.) в Приалматинском районе объем деформаций составил более 440 млн м³. Значительная часть этого материала была сброшена со склонов в горные долины и вынесена грязекаменными и грязевыми потоками в предгорную зону. Масса отдельных обвалов достигала 30–60 млн м³: оползни и оплывины имели длину до 3 км, при ширине 150 м и мощности 45–50 м. Оползни консистентных масс образовали в долинах рек временные запруды, прорыв которых приводил к формированию мощных грязекаменных потоков.

3. Натурные обследования очагов сейсмогравитационных проявлений показывают, что их масштабы, формы и размеры зависят от особенностей распространения сейсмических колебаний (частоты, амплитуды, экспозиции относительно склонов), удаленности очага, степени расчлененности рельефа, геологического строения и характера обводненности склонов.

4. В настоящее время устойчивость многих склонов в значительной степени ухудшена подрезкой их линейными сооружениями: дороги, каналы, трубопроводы и т.д.), хозяйственными мероприятиями (скотобои, садово-огородные поливные участки), пригрузкой инженерными конструкциями.

5. Значительную опасность представляют четвертичные морены и многочисленные приледниковые водоемы, венчающие истоки водотоков, зарождающихся в высокогорной зоне. Только в Иле и Жетысу Алатау их насчитывается около 500. Деформации межозерных перемычек, фронтальных морен, языков висячих ледников могут вызвать гигантские селевые потоки.

С катастрофическими землетрясениями прошлого связаны крупные обвалы, образовавшие подпруды бывшего (ныне частично восстанавливаемого) озера Есик в долине одноименной реки, озера Улькен Алматы в Иле Алатау,

* И. В. Мушкетов не только детально обследовал и геологически интерпретировал последствия Верненского землетрясения, но и положил начало традиции публиковать в трудах Геолкома фактические материалы (карты, рисунки, фотографии) геологических катастроф. И публикации были продолжены изданиями отчетов об экспедициях Чернышева и Богдановича по Андижанскому (1902 г.) и Семиреченскому (Кеминское 1911 г.) землетрясениям. Все эти издания прекрасно иллюстрированы, содержат бесценный фактический материал и являются образцом, достойным подражания.

Кольсайских озер в Кунгейском хребте, Жасылкольских в Жетысу Алатау, Сусынгенского в Огемском хребте и т.д. Возраст некоторых из завалов оценивается в 2–7 тыс. лет [146]. Исследования [107, 137] свидетельствуют о преимущественной приуроченности вторичных сейсмодислокаций особо крупных размеров (от 30 до 140 млн м³) к глубинным региональным разломам. Показательными в этом отношении являются как древние, так и реализованные в недавнем историческом прошлом оползни в Жетысу и Иле Алатау. Так, в Илейском хребте в пределах Алматинского и Кемин-Ушконурского разломов, отделяющих соответственно подгорную равнину и верхнюю предгорную ступень (прилавки) от основного поднятия, в результате известного Верненского землетрясения наряду с крупными деформациями в виде обвалов (Акжарский обвал) возникали оползни. Вследствие водонасыщенности грунтов атмосферными осадками они трансформировались в грязевые селевые потоки. Относительно небольшие разломы соподчиненного порядка, как правило, контролируют мелкие обвалы со сброшенной массой 70–150 тыс. м² и более. Следы подобных деформированных участков горных склонов прослеживаются особенно часто в Огемском хребте, Иле и Жетысу Алатау. Размеры их определяются незначительностью зоны дробления по этим разломам и малой возможностью «выхода» энергии землетрясения.

По данным И. В. Мушкетова [106], основная зона сейсмогенных деформаций охватила территорию протяженностью вдоль гор до 35 км и шириной 5 км. Следует предположить, что она была значительно больше, чем свидетельствуют вторичные сейсмодислокации, возникшие в результате Кеминского землетрясения на протяжении 150 км в длину и нескольких десятков км в ширину.

Из наиболее крупных сейсмогенных деформаций заслуживает внимания Акжарский обвал (долина р. Аксай), где возможность образования новых сейсмогенных деформаций не исключается. Свидетельством тому являются фиксированные за гребнем срыва системы трещин оседания, представленные ложбинами шириной 5–15 м, глубиной до 4,5 м. Породы коренной основы выполнены роговообманковыми гранитами алматинской серии (D₂₋₃). По форме обвал несколько вытянут в плане и представляет собой котловину шириной около 450 м. Зона срыва является отвесной стенкой, изрезанной ложбинами. Мелкие обвалы и осыпи активизируются в период выпадения ливневых осадков. Благоприятное сочетание геолого-геоморфологических и сеймотектонических факторов при соответствующих гидрометеорологических ситуациях здесь и на подобных участках приводит к формированию небольших по мощности селей (Акжар, Кокшоки, Кызылсай в Иле Алатау, Узынсай в Жетысу Алатау).

Из древних обвалов следует отметить Жасылкольские в Жетысу Алатау. Проявление столь крупных деформаций подтверждает подвижность тектонических блоков на этих участках. Возникновение новых деформаций здесь и на других аналогичных участках при адекватных по энергетическому значению землетрясениях не вызывает сомнения.

Верхний обвал, образовавший подпрудное озеро в долине Агыныкаты, приурочен к Мыншукурской системе разломов. Здесь она представлена

тремя пересекающимися тектоническими нарушениями, разрывающими осадочные породы нижнего и среднего девона. Последние на этом участке раздроблены, брекчированы и местами рассланцованы. Оперяющие разломы Мыншукырской системы контролируют ряд мелких обвалов со сброшенной массой 90–200 тыс. м³ (руч. Терис, Айрыкский обвал и др.). Обвал Томенги Жасылколь (объемом 100–120 млн м³) образовался по Покатиловскому гранитному массиву. Он расчленен системой линейно ориентированных продольных тектонических нарушений, совпадающих с простираем долин. Такое положение обвального участка, несомненно, сыграло далеко не последнюю роль в реализации обвалообразования [137, 147].

Плотинные завалы, образовавшие завалы в горных долинах, опасны во многих отношениях. Во-первых, прорыв их может быть осуществлен интенсивным наполнением озера селевой массой (прорыв Есикского завала Жарсайским селом). Во-вторых, при землетрясениях высокой интенсивности возможны деформации самих плотин либо сброс в озерную чашу больших объемов пород со склонов.

Как уже отмечалось, значительную опасность представляют также четвертичные морены и приледниковые водоемы в высокогорной зоне. Примеры подобных катастроф имеются в Тянь-Шане, Альпах, Кордильерах.

Непосредственно с сейсмическими факторами в ряде хребтов Северного Тянь-Шаня и Жетысу Алатау связаны оползни, оплывины, реализованные в моренных, флювиогляциальных, аллювиально-пролювиальных и лёссовых грунтах [107, 145, 148]. Наиболее распространены они в Иле Алатау особенно в зоне прилавок. Последние представляют фронтальное обрамление северной периферийной части хребта, на значительном протяжении совпадают с Алматинской сейсмогенной зоной. Породы субстрата здесь перекрыты лёссовой толщей мощностью от 20–30 м в западной части до 100–150 м в восточной и центральной. Здесь фиксируются многочисленные остаточные формы сейсмогенных склоновых деформаций последнего времени (1887 и 1911 гг.). Один из самых крупных оползней расположен по левому борту долины р. Турген в 7,5 км от горного устья. Он имеет вытянутую вдоль склона форму, близкую к цилиндрической, переходящей у бровки в почти отвесный склон. Ширина цирка 200–250 м при высоте срыва до 150–200 м, крутизна склонов в верхнем ярусе составляет от 60 до 90°, в нижнем – 30–35°. Склон сложен бурыми, местами слабо загипсованными глинами неогена, с небольшими прослоями хрящевого супесчаного материала, перекрытыми лёссовыми породами мощностью 5–8 м. В северной части оползня фиксируются неглубокие эрозионные борозды, вытянутые в направлении максимальных уклонов. Для участка в целом характерны многочисленные мелкие осывы, оседания блоков, вторичные оползни в теле древнего.

На основе изучения последствий Верненского и Кеминского землетрясений выявляется определенная зависимость развития склонов деформаций от геологической неоднородности и расчлененности рельефа [32, 149]. Влияние этих факторов хорошо прослеживается в долине р. Котырбулак, где к коленообразному изменению профиля склона и породам разного литологического

состава (плагноклазовые порфиры сменяются лёссами) приурочена серия оползней. Наиболее крупные из них достигают 120–150 м, высоты у стенки срыва – 20–45 м при общей мощности около 80 м.

Таким образом, новейшая тектоника одновременно с другими агентами селеобразования оказывает существенное влияние на общий характер формирования селевых процессов на рассматриваемой территории. Главные особенности этого влияния обусловлены:

1. Характером проявления поздних стадий альпийских дислокаций, предопределившим значительный прирост площадей горных поднятий в результате последовательного вовлечения периферийных участков. При этом имели место дифференцированные вертикальные перемещения блоков, послужившие причиной образования сложной системы ступенчатого высокогорного рельефа.

2. Перемещениями положительного знака в процессе новейших тектонических движений до уровней абсолютных высот в наиболее приподнятой центральной части хребта, превышающей 4000–4500 м (абс.). Это свидетельствует о значительной энергии рельефа, являющейся важнейшим стимулятором развития и общей направленности экзогенных, в том числе селевых, процессов.

3. Возникновением в четвертичное время новейших разломов и обновлением древних тектонических швов, с которыми связаны вертикальные перемещения отдельных блоков и проявления новых катаклазированных зон интенсивного дробления коренных пород. Последние часто контролируют зоны развития обвально-осыпных и оползневых процессов и оказывают существенное влияние на характер образования селеобразующего субстрата во многих долинах рек Юго-Восточного Казахстана. К милонитизированным зонам катаклазированных пород нередко приурочены наиболее активные русловые очаги зарождения селей в долинах рек Котырбулак, Бельбулак, Кызылсай, Узынсай (Иле и Жетысу Алатау).

4. Пространственной приуроченностью наиболее значительных проявлений многих склоновых геодинамических процессов к сейсмогенным зонам и в особенности контролируемым крупными и региональными разрывными нарушениями длительного развития. Здесь известно землетрясение с $M = 8,2-8,4$, следствием чего явилось возникновение крупных склоновых деформаций, завальные массы которых послужили причиной образования потенциально опасных озер подпрудного типа, подобных Жасылкольским в Жетысу Алатау. В зонах развития соподчиненных разломов отмечается приуроченность многообразных, как правило, небольших форм склоновых деструкций, представленных осыпями, сброшенными массами обвалов.

2.1.7. Антропогенные факторы

В связи с прогрессирующим развитием инженерно-хозяйственной деятельности антропогенные факторы выделяются в самостоятельный тип. Роль человека в образовании селей подробно рассмотрена Е. Дуйсеновым (1971). К этим факторам относятся сельскохозяйственное, дорожное строительство,

горные работы, устройство зон отдыха, создание хранилищ бытовых стоков, возведение гидротехнических деривационных систем и плотин.

Освоение горных пастбищ и распашка земель под садовые и другие культуры приводят к разрежению растительного покрова из-за выпаса скота и вырубке леса, что способствует усилению плоскостного смыва и овражно-промоинной эрозии.

Устройство ирригационной сети в зоне прилавков с покровом лёссов привело к размыву склонов с образованием рытвин и оврагов глубиной до 7–10 м. Длина каналов и арыков составляет сотни тыс. км, из них вследствие фильтрации разрушено 3000 км.

Дорожное строительство в горной части региона связано с подрезкой склонов выемками и полувыемками, что влечет за собой потери устойчивости горных масс на искусственных откосах и вышерасположенных склонах. Грунтовые дороги и тропы способствуют образованию промоин и оврагов. Общая длина грунтовых дорог и троп на изучаемой территории более сотни тысяч километров, из них в горах около десятка тыс. км.

Горные работы при разведке и разработке полезных ископаемых в Каратау, Иле, Жетысу Алатау и на Алтае (штольни, канавы, шурфы, карьеры) нарушают устойчивость горных склонов и увеличивают объем рыхлообломочных пород (отвалы) в селеопасных бассейнах.

Строительство зон отдыха, спортивных комплексов и освоение дачных участков в условиях легко ранимой геологической среды горной области нарушают геологическую среду (карьеры, котловины, террасирование крутых склонов, бесконтрольные поливы земель), в результате возникают искусственные овраги, оплывины и микросели.

Создание бассейнов бытовых склонов г. Алматы с бесконтрольным их заполнением вызвало образование грязевого селя на подгорной равнине вследствие прорыва сточного водоема Жаманколь в 1988 г.

Гидротехническое строительство деривационных систем (открытого и закрытого типов) привело к нарушению устойчивых высоких горных склонов в бассейне р. Улькен Алматы. Создание высокогорного водохранилища в этой долине в условиях высокой сейсмичности способствовало возникновению потенциально опасного очага с огромным запасом водных масс и обломочного тела подпрудной плотины.

Антропогенную деятельность следует рассматривать как существенный фактор возникновения селей регионально-зонального вида.

2.2. Типы селевых очагов и механизм формирования селевых процессов

Селевые потоки формируются в селевом очаге в результате взаимодействия горной породы и воды, которые сами по себе характеризуются значительным генетическим разнообразием. Вопросу формирования селей, механизму их зарождения и развития посвящено большое количество исследований, результаты которых позволили решить ряд важных теоретических и прикладных задач. Несомненно, большую роль в теоретических разработках

сыграли впервые представленные в КазНИГМИ натурные эксперименты под руководством Ю. Б. Виноградова [150]. В результате этих исследований получены и уточнены многие параметры селей. Однако, как отмечают А. И. Шеко и др. [122], ряд аспектов механизма формирования селей достаточно экспериментально неизучен, а весьма ценные выводы интерпретированы односторонне без учета свойств, состава и состояния грунтов в очаге селеформирования.

Селевой очаг — это, прежде всего, первичное место зарождения селя в селевом бассейне, где потенциально возможно формирование или были сформированы селевые потоки.

Селевым очагам и их классификации посвящены многочисленные исследования. На основе анализа опубликованных материалов можно говорить о множестве подходов к этому вопросу.

Первое систематизированное описание очагов селей сделали П. С. Непорожний [151], затем Б. А. Будагов [152], М. Г. Гагошидзе [153], А. В. Ермаков [154]. М. Г. Гагошидзе выделил очаги простые, представленные участками бассейнов, на которых сохранился материал предшествующего селя, и сложные, где накопление обломочных пород произошло в результате действия экзогенных процессов. Э. Д. Церетели [155], Б. А. Будагов [152], М. А. Москальская [156] также придают большое значение экзогенным процессам, благодаря которым обломочный материал концентрируется в очагах. Последние подразделяются по генетическим типам рыхлообломочного материала. В. П. Пушкаренко [157] выделяет две группы очагов: водоаккумулятивные (накопление твердого материала обусловлено флювиальными процессами) и гравитационные (представленные склоновыми отложениями, образованными под воздействием силы тяжести).

Казахстанские исследователи селей, занимавшиеся систематизацией селевых очагов, увязали их типы с генезисом и механизмом селевого процесса. Ю. Б. Виноградов [158] по условиям формирования селевых потоков выделил очаги локального и рассредоточенного селеобразования. По морфологии очагов им выделены: 1) уступы морен с гляциальным обводнением; 2) ложбины с задернованными и залесенными склонами (ливневые); 3) ложбины скальных и полускальных пород (ливневые). В 1980 г. этот же исследователь выделил селевые очаги следующих генетических типов: 1) очаги непосредственного взаимодействия водного потока и рыхлообломочного материала (очаги взаимодействия); 2) очаги обводнения рыхлообломочной породы (очаги обводнения). Р. В. Хонин [159] разделил очаги на четыре основных типа: селевые врезы, селевые рытвины, очаги рассредоточенного селеобразования и скальные селевые очаги. Несмотря на простоту приведенных классификаций, следует отметить их некоторую противоречивость, которая заключается в том, что без обводнения, за редким исключением, невозможно формирование селевых потоков.

Кроме того, такие термины, как «селевой врез», «селевая рытвина», не совсем точны с генетической позиции. Врез, рытвина — это определенные формы рельефа, образованные за счет эрозионной деятельности как водных потоков, так и селевых.

Наиболее полная классификация очагов зарождения селей разработана А. И. Шеко [61]. Он выделяет четыре группы: 1) очаги, связанные со скоплением рыхлого материала в руслах временных и малых водотоков; 2) очаги, связанные с подпруживанием рек; 3) очаги, связанные с деятельностью современных ледников; 4) очаги, связанные с деятельностью вулканов.

В работах Б. С. Степанова [160], Р. К. Яфязевой [161] селевой бассейн определяется как часть речного бассейна, включающего толщу почвогрунтов, потенциально способную принимать участие в селеобразовании, поверхностный и подземный водосборы, селеопасные озера, подземные мореноледниковые водоемы, очаги селеобразования, селевые русла, конусы и поля выноса. В селевом бассейне выделяют три основные зоны: стартовую (зона зарождения, селевые очаги), промежуточную (транзитная) и разгрузки (зона отложения, конусы выноса).

Исходя из проведенного анализа и неполного перечня опубликованных работ по этому вопросу, а также на основании данных собственных полевых наблюдений целесообразно обозначить определяющие признаки, которые позволили бы систематизировать селевые очаги по их генезису. К этим признакам в укрупненном плане относятся основные типы экзодинамических процессов, морфологические особенности рельефа (строение, размеры, уклоны), геологический субстрат (литолого-петрографические характеристики пород, состав, строение, свойства, мощность и объем рыхлообломочного материала), источники обводнения грунтов в селевых очагах. Эти признаки легли в основу составления унифицированной схемы классификации селевых очагов. Последние подразделяются по ведущему экзогеодинамическому процессу на криогенные, эрозионные, гравитационные и сейсмогравитационные; по морфологической позиции на склоновые, русловые; по типу вмещающей среды на развивающиеся на рыхлом и скальном субстрате.

Следует отметить, что при типизации очагов принципиально важным является разграничение понятий генезиса источника твердой фазы и механизма зарождения селей. Исходя из изложенного экзогеодинамический процесс использован в качестве типологической основы.

Систематизация селевых очагов для сейсмоактивных территорий гор Казахстана представлена в табл. 8. Класс выделен по ведущему типу экзодинамических процессов, тип – по механизму вовлечения твердой фазы, вид – по морфологической позиции очагов, вмещающей среды и источников водного питания. Механизм взаимодействия твердой и жидкой среды и типы сформированных селевых потоков как результирующее состояние системы признаков выделены отдельно.

Криогенно-ледниковый класс очагов представлен термокарстовыми типами на современных ледниковых отложениях и эрозионными, солифлюкционными и криогенно-оползневыми на современных и верхнечетвертичных моренах, их фронтальных уступах. Эти очаги расположены в троговых долинах, ледниковых цирках и карах в высокогорном рельефе на абс. отметках выше 2800–3200 м в Иле, Жетысу, Таласском Алатау и Алтайском хребте.

Таблица 8. Классификация очагов зарождения селевого процесса в горных районах Юго-Восточного Казахстана

Таксоны и признаки типизации очагов зарождения					Формирование селевого процесса и типы селевых потоков
Класс по типу ведущего экзогенно-мического процесса	Тип		Вид		
	по механизму вовлечения твердой фазы	по морфологической позиции очагов	по типу вмещающей среды	по типу водного питания-обводнения	
I. Криогенный-ледниковый	Термокарстовый, термоэрозийный	Русловой, ложбины, врезы на озерных перемычках и фронтальных уступах современных морен	Комплекс современных и древних морен	Приледниково-западинные и термокарстовые озера	Ледниковый эрозийный в ложбинах, врезях и очагах обводнения за счет надмерзлых вод в условиях структурного взаимодействия жидкой и твердой фазы. Сели водо- и грязекаменные
	Солифлюкционный, оползневый	Склоновый (уступы современных и древних морен)			Солифлюкционный, термооползневый по плоскости откосов фронтальных уступов современных и древних морен с очагами обводнения в прелыдующем типе, а также ливнями, снеготалых и грунтовых вод со структурным взаимодействием твердой и жидкой фазы. Сели грязекаменные
II. Эрозийный	Суффозионно-эрозийный, эрозийный	Русловой (временных и малых водотоков). Борозды, рытвины, врезы	На рыхлом субстрате (комплекс аллювиально-пролювиальный). На скальном и рыхлом субстрате. Комплекс аллювиально-пролювиальный	Ливневый снеготалый	Эрозийный (или эрозийно-оползневый) с телями обводнения за счет ливневых, снеготалых, русловых потоков со структурным и динамическим взаимодействием твердой и жидкой фазы. Сели водокаменные, грязекаменные

III. Гравитационный, сейсмогравитационный	Оползневый	Склоновые	На рыхлом субстрате (комплекс эолово-пролювиальных)	Ливневый, снеготалый, грунтовый	Оползневый, суффозионно-оползневый из ложбин пологих, задернованных и береговых склонов на крутых склонах прилавков с очагами структурного взаимодействия твердой фазы с ливневыми и снеготальными водами. Сели грязевые
	Обвальное-осыпной	Склоновые	На скальном субстрате преимущественно	Ливневый, снеготалый, грунтовый	Обвальное осыпной в полых формах скальных склонов гор с очагами обводнения ливневого и снеготалого вида и динамическим характером твердой и жидкой фазы. Сели водокаменные
	Обвальный	Склоновые, донные завалы	На скальном субстрате на рыхлом субстрате	Ливневый, снеготалый, подпрудные озера завалов	Эрозионно-гравитационный с очагами обводнения за счет подпрудных озер в условиях динамического взаимодействия жидкой и твердой фазы. Сели водокаменные

Эрозионный класс очагов представлен суффозионно-эрозионными, эрозионными типами в селевых руслах временных и малых водотоков, на крутых склонах гор по делювиально-пролювиальному комплексу пород и коллювиальным отложениям на породах скального субстрата. Очаги подобного типа развиты в широком интервале высот (от 1600–3000 м) горных территорий Юго-Восточного Казахстана.

Гравитационный, сейсмогравитационный класс очагов проявлен оползневыми, обвально-осыпными, обвальными типами на горных и береговых склонах гор. Очаги этого класса наблюдаются на всех высотных уровнях орографического профиля гор Юго-Восточного Казахстана. Наибольшую опасность из этого класса очагов представляют естественные плотины обвалов сейсмогенного происхождения и сейсмогенные оползни.

Интенсивное освоение горных территорий, непродуманное вмешательство в горную экосистему приводят на некотором этапе к нарушению хода ее естественного развития. Результат такого вмешательства – появление новых очагов селей и активизация действующих. Наглядным примером в этом отношении является Текелийская зона активизации экзогеодинамических процессов, где интенсивно разрабатываются полиметаллические руды, и территория приалматинских прилавок, используемых под строительство жилищных и хозяйственных объектов, дач.

Возникновение наиболее опасных селевых очагов все же связано с сейсмотектоническими процессами, которые приводят к изменению мезо-, микроморфологических условий. Для многих горных районов, включая рассматриваемую территорию, как было отмечено, характерна зависимость между размерами, генезисом селевых очагов и рангом разломов, а также интенсивностью современных тектонических движений.

Механизм зарождения селевого процесса приведенной типизации рассматривается на примере основных селевых очагов, по развитию и механизму вовлечения твердой фазы, взаимодействия твердой и жидкой фазы.

Вовлечение твердой фазы в поток создается одним или совокупностью процессов – факторов, среди которых ведущее место, по А. И. Шеко [61], занимают эрозионный, оползневый и эрозионно-оползневый. При более дифференцированном подходе можно выделить солифлюкционный (вовлечение твердой фазы медленным движением маломощного сезонно-талого слоя по поверхности мерзлого грунта); суффозионно-оползневый (начало вовлечения происходит под влиянием суффозионного процесса, вызывающего оползневое движение вещества); эрозионно-оползневый (начало вовлечения происходит размывом потенциальных селеформирующих грунтов, переходящих в оползневые обрушения) и т.д. Возможны более сложные механизмы вовлечения, когда последовательно или параллельно участвуют более чем два процесса.

Рассматриваемому вопросу посвящены многие работы. А. И. Шеко [61] выделяет три этапа зарождения селей: эрозионный, оползневый, промежуточный. С. М. Флейшман [162] и В. Ф. Перов [163] приходят к выводу о решающей роли в формировании селей двух сил – динамических и гравита-

ционных, которые приводят в движение твердый материал, и выделяют три типа селеформирования: эрозионный, оползневый и смешанный. В более поздней работе В. Ф. Перов [163] формирование селей связывает с эрозионными прорывными и обвально-оползневыми процессами. Ю. Б. Виноградов [164] рассматривает также три типа зарождения селей: транспортный (эрозионно-транспортный), эрозионно-сдвиговый, сдвиговый. В основе последней типизации лежат критические значения уклонов русел и селеформирующие расходы воды. Существуют и другие разработки по этому вопросу. Все они, включая и приведенные типы процесса зарождения селей, как справедливо указывает Б. С. Степанов [165], отражают единый физический процесс формирования селей. И это, несмотря на некоторые терминологические вольности, допускаемые теми или иными исследователями. Поэтому, не преследуя цель создать искусственно что-то новое, оригинальное, остановимся, на наш взгляд, на правильном, с точки зрения генезиса природы, процессе – эрозионном и оползневом механизме формирования селей. Конечно, можно было бы выделить полигенные формы механизма формирования селей – типа эрозионно-оползневый, обвально-прорывной и т.д., но справедливости ради следует заметить, что в природе эрозия не может не сопровождаться обрушением, оползанием береговых склонов как на микро-, так и на макроуровне. Или же оползневые процессы, как доминирующие из гравитационных процессов в формировании селей, на некоторых участках долины по характеру перемещения сдвигающегося материала нередко носят черты обвалов. Сброшенные массы обвальных материалов нередко приводят к образованию завальных озер, прорыв которых под воздействием эрозионных и эрозионно-оползневых процессов служит причиной возникновения катастрофических селевых паводков типа Есикского в 1963 г. (Иле Алатау). В этой связи, особо не акцентируя внимание на полигенном механизме зарождения селей, рассмотрим эрозионные и оползневые типы.

Эрозионный характер зарождения селей предполагает отрыв частиц от других и перенос их как во взвешенном, так и во влекомом состоянии водным потоком или суспензией. Скоростные параметры вовлекаемых частиц определяются энергией потока, размерами и формами частиц [61].

Многочисленные экспериментальные работы в селевых центрах бывшего Союза (во ВСЕГИНГЕО, МГУ, ЗакНИГМИ, КазНИГМИ и т.д.), а также наши полевые наблюдения в бассейнах рек Юго-Восточного Казахстана свидетельствуют о том, что первоначальный момент, отрыв и сдвигание претерпевают мелкоземистые фракции, которые заполняют пространство между крупными обломками. По мере выноса мелкозема и нарастания энергии водного потока со значительным содержанием взвешенного материала вовлекаются в движение крупнообломочные породы.

При этом процессе разрушение связей, расшатывание и сдвигание их происходит под воздействием прямого гидродинамического и вихревого эффекта. Пульсационные силы, обусловленные турбулентным характером водного потока, являются причиной образования систем мелких водопадов, которые существенно активизируют гидродинамические и вихревые воздействия

потока по дальнейшему ослаблению связей и сдвигению твердого материала более крупных размеров. По мере увеличения уклонов расстояние между водопадами уменьшается, и при углах наклона тальвега русла 20–25° они вовсе исчезают. На этих участках очагов зарождения селей происходит активное взаимодействие водной и твердой фазы, что приводит к насыщению потока рыхлообломочным материалом. Интенсивное углубление очага селеформирования непосредственно связывается со срывом старой отмостки русла и образованием новой. С момента наступления нового равновесия между водными потоками и обломочным материалом, слагающим ложе русла, происходят процессы, связанные с последующим прекращением образования селей.

Итак, разрушение критической отмостки обуславливается явлением дилатации, свидетельствующим о лавинообразном характере сдвижения некоего объема твердого материала под воздействием сдвигающих сил. Интенсивное углубление русла сопровождается блоковыми обрушениями береговых склонов. При этом глубина размыва рыхлообломочного материала ограничивается его мощностью либо самим процессом завершения (гашения) селепроявления. Об эродирующей роли потоков свидетельствуют многочисленные каньонообразные врезы по флювиогляциальным и моренным отложениям в долинах рек центральной части Иле и Жетысу Алатау. Таким образом, разрушение связей между частицами, вовлечение в движение крупных обломков имеют большое значение в селеобразовательном процессе.

Следует остановиться и на другом, мало затрагиваемом феномене селевого процесса. Он связан с первоначальным разрушением связей вдоль канала стока воздушной фронтальной волной, предшествующей селевому валу. Во время экспериментов на Шамалганском селевом полигоне (Иле Алатау) отмечались выпучивание и шевеление крупнообломочного материала, а затем и его поступательное движение 4–6 м перед целевым валом. При этом скорость движения валунов не превышала 9 м/с. Подобные же факты отмечены П. Демонце при прохождении селевого потока в русле Саньер 8.08.1876 г.: «Я заметил сверх того, как и все рабочие, что барак двинулся раньше прибытия селя; ему оставалось до него еще 3–4 м, насколько расстояние позволило рассмотреть» [166]. О разрушающей и эродирующей силе селевой волны свидетельствуют очевидцы, наблюдавшие селевой поток по р. Коянкоз (Жетысу Алатау), когда воздушная волна, двигаясь впереди селевого вала, срезала столетние тянь-шаньские ели.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что в какой-то момент протекания селевого процесса, в результате динамического воздействия воздушного потока, происходит разрушение жесткого скелета крупнообломочной породы с обязательным увеличением ее объема, появлением на береговых склонах многочисленных крупных трещин, что способствует очень быстрому обрушению, перемешиванию и превращению ее в грязекаменный поток с высокой плотностью.

Оползневый характер зарождения селей по сравнению с эрозионным менее распространен в горных районах Юго-Восточного Казахстана, но в то же

время представляет значительную потенциальную опасность для жилых и хозяйственных объектов, расположенных в предгорных территориях.

Первоначальным движением пород являются оползание и оплывание их по какой-либо поверхности с различной степенью нарушения структуры грунта и целостности оползающего массива. Установлено, что характер этих нарушений в значительной степени связан с обводнением грунтов.

Наиболее характерные формы рельефа, на которых развивается селевой процесс оползневого происхождения, — крутые уступы морен и выпуклые, реже прямолинейные, склоны долин. Необходимым и достаточным условием возникновения оползневого зарождения селевого процесса является наличие рыхлообломочных пород, обводненных до состояния полной влагоемкости и имеющих уклон поверхности массивами (и предполагаемой поверхности сдвига) более 13–15°. Поверхностью скольжения могут служить коренные породы, слой многолетнемерзлых пород, поверхность погребенного льда, зона выклинивания подземных вод, наличие неустойчивого мелкоземистого (глинистого) прослоя и т.д. Часто поверхность скольжения имеет крупные неровности (крупные обломки, скальный тектонический уступ, перегиб склона), способствующие более интенсивному дроблению оползневого тела, его перемешиванию, дополнительному обводнению поверхностными водами, если таковые имеются.

Несколько иначе обстоит дело при сдвиге связных глинистых пород с последующим формированием грязевых потоков. Массив глин, суглинков, супесей, как правило, сдвигается по криволинейной или прямолинейной поверхности. В процессе движения массив расчленяется на отдельные блоки. Разрушение же структуры может произойти при исключительных обстоятельствах, сопровождающихся значительными затратами кинетической энергии (землетрясения, сильный удар о препятствие, значительное увеличение крутизны плоскости скольжения, определяющие движение с элементами свободного падения массива).

Первоначальный объем сдвинувшегося массива может быть соизмерим с объемом сформировавшегося селевого потока, а может составлять значительную часть его. Этот объем определяется сложным взаимодействием многочисленных факторов (мощностью рыхлого материала, физико-механическими свойствами сдвигающегося массива, его морфометрическими характеристиками, условиями увлажнения породы и т.д.). Например, зарождение селевого потока 7 июля 1963 г. на р. Есик произошло в результате оползания и обрушения фронтальной части Жарсайской морены. При этом объем оползневой воронки составил примерно половину объема селевой массы. В то же время сползший массив объемом 100 м³ в районе Шамалганского экспериментального полигона 10 июня 1972 г. явился причиной формирования селевого потока объемом более 100 тыс. м³ [164].

Видимо, основным условием перехода оползневого процесса в селевой является увлажнение всего сползающего массива до состояния полной влагоемкости. Теоретически достаточно довести увлажнение массива до предела текучести. Однако для разрушения структуры грунта до состояния полной

влажностности необходимо затратить значительно меньше энергии, чем при любой другой влажности. Очевидно, что формирование селевой массы из оползневого тела возможно только при соотношении $W \geq W_t$ (влажность – влажность на пределе текучести). Во всех остальных случаях формирование селевого потока по схеме сдвигового процесса невозможно. При этом превращение оползневого тела в селевой поток не исключено по схеме эрозионного, эрозионно-оползневого процесса при наличии поверхностного водотока или другого источника воды.

Таким образом, основное отличие селевого потока от оползня заключается в том, что при формировании селевого потока оползающий массив необходимо довести до полной влажностности, полностью разрушить структуру и перемещать для осуществления вязкопластичного движения. При этом скорость и режим движения в значительной степени определяются продольным уклоном русла, гранулометрическим и минералогическим составом и влажностностью грунта.

Следовательно, можно разделить селевые потоки и оползни следующим образом: влажность грунтовой массы меньше предела текучести ($W < W_t$) – оползень; влажность грунтовой массы равна или превышает предел текучести ($W > W_t$) – селевой поток; при $W = (1+1,5 W_t)$ связный (грязевый, грязекаменный) селевой поток, при $W > 1,5 W_t$ – несвязный селевой поток.

Глава 3

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ СЕЛЕОПАСНОСТИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ КАЗАХСТАНА

3.1. Прогноз и методы прогнозирования селей

Проблема прогнозирования социально-экономического развития, любого природного процесса является задачей весьма трудоемкой и трудноразрешимой. История науки свидетельствует о том, что с накоплением уровня знаний повышается вероятность оправданности прогнозирования. Известны случаи точного совпадения с прогнозом времени и места реализации того или иного природного процесса. Так, китайскими учеными было заблаговременно предсказано землетрясение 1974 г. с точностью до 2 мин, что позволило избежать гибели сотни тысяч людей. Однако эта апробированная методика прогнозирования не помогла избежать материального и морального ущерба, вызванного последующими не предсказанными землетрясениями. Природные процессы и вызывающие их причины настолько многообразны и изменчивы, что определение принципиальных подходов и основных критериев прогнозирования в большинстве своем не дают желаемых результатов. Одним из наглядных примеров в этом плане являются опасные экзогеодинамические процессы – оползни, обвалы и сели. Говоря о прогнозе селевых явлений, следует отметить, что это отражение результатов исследований о возможности реализации селевого процесса или невозможности его возникновения. Метод прогноза – это способ решения задачи предсказания селевых явлений.

Прогнозирование селевых явлений подразделяется на пространственное и временное. Пространственное прогнозирование направлено на определение возможности возникновения селевых явлений в пределах той или иной территории без учета времени осуществления этих событий. Прогнозирование с указанием конкретного момента (периода) является временным, подразделяющимся на долгосрочные, среднесрочные, краткосрочные и сверхкраткосрочные прогнозы [167, 168].

Объектом прогнозирования, как правило, являются сами селевые потоки или селеопасная ситуация. Термин «селеопасность» несет двойную смысловую нагрузку. Во-первых, он при прогнозировании селевых явлений во времени означает определение мощности селя в конкретный период и, во-вторых, в пространственном прогнозировании «селеопасность» территории определяется возможностью проявления селей различными мощностными характеристиками, но независимо от времени. Прогнозы селевых потоков или селеопасности могут быть либо локальными, либо фоновыми (региональными). Возможности прогнозирования определяются практической и прогностической информацией о селеформирующих факторах.

В настоящее время в прогнозировании селевых явлений достаточно четко определились два направления. Одно из них связано с разработкой методов, основанных на закономерностях процессов формирования селевых потоков, другое — с созданием статистических методов прогноза. Разработка методов, основанных на изучении физики процессов взаимодействия водных потоков с рыхлообломочным материалом и формированием селей с различными плотностными параметрами, осуществляется для районов, характеризующихся редкой повторяемостью селей. Ограниченность информации о селевых явлениях и факторах, их обуславливающих, в таких районах делает невозможным использование статистических методов анализа данных и принятия решения. Для районов, где селевые потоки — явления, достаточно часто повторяющиеся, целесообразна разработка статистических методов. Каждое из указанных направлений имеет достоинства и недостатки, поэтому оптимальным является их сочетание.

Большое внимание в разработке методов прогнозирования в Казахстане и в других государствах бывшего Союза уделялось в КазНИГМИ, ЗакНИГМИ, Гидромингео, ВСЕГИНГЕО.

Одним из первых вкладов в решение методологических основ сверхдолгосрочного прогноза селей явились исследования А. И. Шеко [61]. Им рассмотрены методологические основы сверхдолгосрочных, долгосрочных прогнозов активизации селевых явлений исходя из анализа цикличности их активности и корреляционно-регрессивного анализа связей проявления селевых процессов с солнечной активностью, макроформами атмосферной циркуляции и другими факторами, обуславливающими их [61]. Эта разработка прогнозов активизации селевых процессов была внедрена на Черноморском побережье, а затем на территории трассы БАМ.

Общие принципы краткосрочного прогноза селевых явлений приведены в работах Т. Л. Кириенской [169]. Ею рассмотрена методология прогнозирования

селей в условиях ограниченной информации, которая базируется на изучении процессов селеформирования и определении на этой основе принципиально необходимых критических условий их возникновения, а также процессов, им предшествующих и обуславливающих достижение этих критических условий. На основе этого подхода разработаны методики прогноза селей для Иле Алатау и территории трассы БАМ.

В области краткосрочного прогноза создан метод прогноза селей Д. Х. Салиховой [170], основанный на анализе связи их с гидротермическими характеристиками атмосферы. Теоретической основой этого метода является задача принятия решения о принадлежности вектора-предиктора к выделенному классу. Этот метод был использован в Ферганской и Зарафшанской долинах.

В. Ф. Перов и др. [171] разработали методику прогноза для двух бассейнов южного склона Большого Кавказского хребта на основе учета предшествующего увлажнению твердого материала и выпадения осадков.

Аналогичное направление прослеживается в работах А. И. Зака [172] по Армении. Г. И. Херхеулидзе, Э. Д. Церетели [173] разработана методика селевой опасности применительно к бассейну р. Алазани на основе решения дискриминантного уравнения. Этот же принцип заложен в работах Ю. Б. Андреева и И. Б. Сейновой [174] по бассейну р. Баскан. Пионерской в области гидрометеорологических аспектов прогнозирования является работа С. П. Кавецкого и В. Р. Гулиной [175]. Эти же авторы должное внимание уделили вопросам прогнозирования гляциальных селей. Они в качестве прогностических критериев использовали повышенные значения температуры воздуха и высоты нулевой изотермы. Г. К. Тушинский [168], а позже В. А. Герасимов [176] в методике краткосрочного прогноза гляциальных селей большое значение придают сумме среднемесячной температуры воздуха за 10 сут (превышающей 165 °С), суммарной солнечной радиации (превышающая 12 000 кал/см²), расходу воды (более 6 м³/с) и влажности грунтов (более 8 %).

Е. А. Талановым [177] разработана методика краткосрочного вероятностного прогноза селей ливневого генезиса для врезов, рытвин и очагов рассредоточенного селеобразования. Разработанный краткосрочный вероятностный прогноз селей для конкретных очагов строится на краткосрочном прогнозе количества жидких осадков.

Впервые методы прогноза различных по генезису селей были предложены Ю. Б. Виноградовым. Им разработаны математические модели прогноза прорыва озер, подпруженных ледниками, а также внутриморенных водоемов [35, 81].

Г. А. Токмагамбетовым, П. А. Плехановым [55] для оценки гляциальной селеопасности применены статистические методы анализа, основанные на использовании схем распознавания образов применительно к Иле Алатау. Этот метод реализован через машинную обработку селеформирующих ситуаций по 13 гидрометеорологическим параметрам. Успешное использование предложенных методов прогноза прорывов ледниковых вод порой весьма затруднено из-за отсутствия надежных данных. Возможность диагностики потенциальной угрозы связана с организацией систематических наблюдений за состоянием моренных озер и их перемычек, расширением надежных гидро-

метеорологических наблюдений за стоком с отдельных ледников или их групп, своевременным получением информации о состоянии ледников и озер.

Пространственное прогнозирование является одним из ведущих направлений в исследовании селевых явлений в дальнем зарубежье. Достаточно наглядное представление об этом дает осуществление международного проекта «Охрана литосферы как компонента окружающей среды» (ОЛКОС), финансируемого программой Организации Объединенных Наций по окружающей среде и по вопросам образования, науки и культуры. Из этой программы видно, что главным направлением прогноза селей является «пространственное прогнозирование», т.е. выявление зон возможных формирований оползней и селей с оценкой степени риска, составление различных карт опасных зон, организация наблюдений за оползне- и селеопасными участками, проведение мероприятий по предотвращению возникновения селей или снижению их разрушительного воздействия [178]. Как мы видим, пространственное прогнозирование в зарубежных исследованиях связывается с выявлением зональности развития экзогеодинамических процессов и составлением карт различного содержания.

Правомерность такого концептуального подхода в плане прогнозной оценки селеопасных территорий подтверждается результатами многолетних работ автора в горных районах Юго-Восточного Казахстана. Опыт исследований и анализ имеющихся работ по этому вопросу позволили заключить, что методологически и методически правильная оценка селеопасности разнообразных территорий не возможна без специального районирования и типизации территорий с составлением различных карт, в которых могут быть отображены пространственное распределение селей по зональному признаку, а также основные селеформирующие факторы и селевые очаги.

3.2. Закономерности зональной дифференциации селей при прогнозировании селеопасности

Рассмотренный достаточно широкий спектр природно-климатических и геолого-геоморфологических факторов оказывает неравнозначное влияние на особенности формирования и развития селевых процессов.

Выделяемые группы взаимосвязанных факторов участвуют в формировании зональности горных геосистем: климатические и факторы подстилающей поверхности (геологический субстрат, рельеф, почва, растительность, животный мир, человек).

Для Иле Алатау вопросы климатической зональности наиболее полно разработал И. С. Соседов [179] на основе изучения зональных закономерностей и распределения солнечной радиации, температуры воздуха и осадков. Характер зональности радиационного баланса в горах имеет особенности: широтная зональность здесь зачастую отходит на второй план из-за незначительной протяженности горных массивов. Более ощутимо проявляется высотная поясность радиационного теплоприхода вследствие монотонного увеличения с высотой прозрачности атмосферы и более сложного, но также закономерного

процесса изменения облачности. Так, в Иле Алатау годовая интенсивность суммарной радиации увеличивается на 8–9 % на 1000 м высоты.

Атмосферные осадки являются вторым существенно важным компонентом процессов тепло- и влагообмена, имеют более сложный характер территориального распределения с сохранением общей тенденции увеличения осадков с высотой, обусловленного адиабатическим охлаждением воздуха при его восхождении, местным интенсивным влагообменом. Зона максимального количества осадков находится на высотах 1500–2300 м. Выше, благодаря понижению температуры и уменьшению влагоемкости воздуха, количество осадков начинает убывать.

Таким образом, в распространении ведущих климато- и стокообразующих факторов поступления тепла и влаги (солнечная радиация, температура, осадки) проявляется зональная закономерность. При этом широтная зональность влагорациационных факторов ощутимо проявляется в горах на расстоянии сотни километров, высотная — единицы километров.

Факторы подстилающей поверхности (состав пород, тектоническое строение и рельеф) следует отнести к азональным региональным факторам. Что касается геоморфологического облика горных геосистем, то в нем имеются элементы высотной поясности и ярусности рельефа, сформировавшиеся под воздействием прерывисто-непрерывных новейших движений и денудации при ясно выраженной тенденции к дифференциации по скорости роста гор (скорость уменьшается от осевой части мегантиклиналий к периферии).

На территории с однородным характером высотной зональности определенному сочетанию вида подстилающей поверхности соответствуют определенные типы ландшафтов с однородными инженерно-геологическими свойствами, влияющими на формирование селевых процессов. Ландшафт обладает наибольшей информативной емкостью и выражением природных закономерностей, они подчиняются закону географической зональности. Ландшафт в общем выражении представляет собой единство зонального и азонального.

Представление о зональных закономерностях формирования селей, являющихся неотъемлемой частью пространственного прогнозирования, дают карты районирования условий формирования селей, которые являются интегральными с приводимыми специальными картами (см. рис. 29, 35, 36, 47).

Для самых высоких таксонов, таких, как район, приняты римские знаки. Он выделен по зональным особенностям формирования селей на основе поясного рельефа. Подрайоны выделяются буквенными обозначениями с дополнительной цифровой индексацией и цветовой тональностью. Породы коренной основы и перекрывающих отложений показаны условными знаками, соответствующими литолого-петрографическим комплексам и формационным признакам геологических образований. Прочие нагрузки на карте отображаются линейными обозначениями, штриховкой и т.д.

При разработке принципиальной легенды районирования в основу построений были положены классификационные признаки, применявшиеся в картографических схемах ВСЕГИНГЕО, Гидроингео, Института геологических наук НАН РК.

Таким образом, в соответствии с картой условий селеформирования в горных бассейнах рек Юго-Восточного Казахстана по зональным особенностям условий формирования селевых явлений и пространственной приуроченности основных очагов зарождения селей представляется возможным выделить [180]:

1. Сели зоны высокогорья:

а) зоны скально-ледникового происхождения с современными формами оледенения;

б) то же, с реликтовыми формами ледниковой и нивальной обработки.

2. Сели зоны среднегорья.

3. Сели зон низкогорья и предгорий.

4. Зону внутригорных и предгорных аккумуляций селевых выносов (межгорных и предгорных впадин).

Сели зоны высокогорья. Наиболее крупные очаги формирования катастрофических селей распространены в высокогорной ландшафтной зоне. При этом первичные очаги зарождения гляциальных и прорывных селей тяготеют к верхним поясам орографического профиля – скально-ледниковому высокогорью (а) альпинотипного облика с современными формами ледниковой обработки. Ей свойственны наибольшие значения показателей глубины (более 200 м/км²), средние величины густоты (1000–1500 м/км²) расчленения, а также максимальные амплитуды новейших тектонических движений (до +3500 м), предопределивших резкую контрастность рельефа. Это способствует активной лавинной денудации и деструкции склонов в результате деятельности последующих гравитационных процессов. На силу и общий характер проявления геодинамических процессов значительное влияние оказывают климатические условия. Большие температурные колебания способствуют здесь активному разрушению скальных пород, представленных преимущественно гранитоидами различного состава. Вследствие этого у подножий склонов накапливается крупнообломочный материал, подпитывающий современные моренные отложения. К ним же, как показали результаты полевых исследований и дешифрирование материалов аэрокосмических фотосъемок, по периферии основной гляциальной зоны, в верховьях рек Иле, Жетысу, Кунгей, Талас Алатау, Алтайского хребта приурочены многочисленные ледниковые языки и отрицательные криогенные формы, ставшие позднее ложами селеопасных водоемов. В этой зоне, включающей значительную часть области высокогорья с реликтовыми формами оледенения, к настоящему времени, по данным ГУ «Казселезащита», зафиксировано более 500 приледниковых озер. Видимо, не все они в равной степени селеопасны. Тем более что подавляющее большинство их в этом отношении совершенно не изучено. Однако известны случаи, когда опорожнение некоторых озер по боковым притокам в основной долине способствовало образованию селевых потоков повышенной мощности. Это наряду с данными дешифрирования аэрокосмоснимков дает основание утверждать, что наиболее селеопасными являются озера, расположенные у истоков боковых долин, где почти все формы проявления криогенных процессов в толщах морен характеризуются высокой динамичностью.

Немаловажная роль принадлежит самим ледникам, большинство из которых находится в стадии интенсивной деградации. Особенно это относится к долинным ледникам, языки которых по данным аэрофотосъемок примерно с двадцатилетним разрывом отстают в среднем от 250 до 450 м (устное сообщение П. А. Черкасова). Показательными в этом плане являются небольшие (до 3–6 км²), но мобильные ледники. Языки их, обычно забронированные на глубину от нескольких см до 2–3 м неустойчивым рыхлообломочным материалом, часто образуют в приледниковой зоне системы межозерных перемычек либо полуэллипсом замыкают фронтальную морену.

Как следует из анализа изученных автором селепроявлений последних лет, подобного рода участки, вследствие повышенной динамичности ледников и связанных с ними комплексов моренных отложений, в совокупности с присущими им активными формами проявления криогенных процессов являются крайне неустойчивыми. Наглядным свидетельством этого, кроме возникающих здесь прорывных паводков и сопутствующих им морфологических изменений в уступах фронтальной морены, является и деформация выводных каналов стока. Например, по данным многолетних наблюдений гляциологического стационара Института географии МОН РК по горной территории Иле Алатау было установлено, что только в течение 17 лет внутренние каналы стока в толще фронтальной морены Туйыксуского ледника трижды меняли пространственное положение.

Таким образом, наиболее вероятными возможностями прорыва обладают озера, расположенные по периферии небольших ледников боковых долин. Одним из важных критериев оценки селеопасности самих приледниковых водоемов является выявление ослабленных зон возможного прорыва, как правило, тяготеющих к замыкающим участкам фронтальных морен бронированных ледников. Подобные водоемы неоднократно фиксировались нами по боковым притокам рек Есик, Орта Талгар, Улькен Алматы, Буркут-Буйен, правобережной части верховий рек Аксу, Айдаусай, Киши Баскан и Карасырык (бассейн р. Сарыкан). Из сведений о характерных селепроявлениях видно, что частичный сброс воды одного из таких озер, расположенного в истоке левого притока р. Карасырык (бассейн р. Сарыкан), произошел по ледниковому туннелю, ниже которого обнажилась мерзлая грубообломочная моренная толща [181].

В связи с изложенным необходимо учитывать, что при выявлении на озерных участках подпора, связанного с ледниковыми языками (обнаженными или бронированными), большое значение имеют методы геоморфологического анализа криоморфозоны. Для установления же путей миграции подземных каналов стока необходима на наиболее селеопасных очагах постановка работ для геофизического контроля.

Генетические предпосылки формирования гляциально-прорывных селей применительно к Иле Алатау были достаточно подробно изучены Ю. Б. Виноградовым с сотрудниками КазНИИ Госкомгидромета, А. П. Горбуновым, А. С. Деговцом, М. Ж. Жандаевым, Н. Ф. Колотилиным, Г. А. Токмагамбетовым, П. А. Плехановым, А. Э. Земсом, В. А. Керимкуловым и др. Основные

положения этих работ вполне применимы к исходным по природным условиям объектам на территориях других горных субрегионов. В частности, изучение Сарыканского селепроявления 1982 г. (Жетысу Алатау) также подтвердило, что формирование гляциально-прорывных селей обычно приводит к частичному, а иногда и полному опорожнению приледниковых озерных водоемов, воздействие температурных и водно-термических факторов влекут за собой разрушение термокарстовых полостей или ледниковых туннелей, служащих постоянными выводными каналами стока. Это, в свою очередь, способствует прогрессирующему нарастанию уровней приледниковых моренных водоемов, возникновению опасных деформаций межозерных перемычек, приводящих к их последующему прорыву. Развитие подобного рода процессов связано с интенсивным протаиванием деятельного слоя моренных грунтов в период наиболее активной абляции ледников (июль, август), обусловленным резким повышением общего температурного фона воздушной среды до аномальных значений (от +15 до +18 °С). С температурными факторами в теплое время года связаны и оплывание грунтовых блоков в откосах моренных валов в бортовых частях каналов стока, включая и селевые. Размеры блоков достигают 120 м при ширине от 20 до 50 м и глубине захвата порядка 1,5–2,0 м [181].

В формировании твердой составляющей грязекаменных потоков указанного типа обычно участвуют отложения грубообломочных толщ современных и древних морен (как правило, на локальных участках долин) и обвально-осыпные образования. Главное обогащение таких потоков твердым материалом в условиях верхних орографических поясов происходит обычно в пределах скального расчлененного высокогорья (б) с реликтовыми формами ледниково-нивальной обработки за счет вовлечения в поток крупнообломочных отложений верхне- и среднечетвертичных морен. В полном фракционном составе моренных отложений они в значительной мере доминируют. Обломки свыше 2 мм составляют 60–80 %. Содержание пылевато-глинистых частиц разностей по отношению к первичным очагам зарождения селей, приуроченных к современным приледниковым образованиям, увеличивается в заполнителе в два раза с 0,3–0,8 до 0,8–1,2 %. Данные исследований современными высокоточными методами их тонкодисперсной части показали, что во всех случаях ясно выражено преобладание группы гидрослюдистых минералов и хлоритов.

Одним из главных стимулирующих факторов возникновения селевых потоков является наличие участков изменения продольного профиля тальвегов рек с выположенной формы на коленообразную, приуроченных к региональным уступам древних морен и флювиогляциальных отложений.

Уклоны в бассейне рек Баскан, Сарыкан, Аксу достигают 20–25°, в К. Алматы – 15–20° при длине каналов стока в пределах этого участка до 5 км. И поэтому неслучайно, что эта зона служит основным источником обогащения потоков рыхлообломочным материалом. Эрозионные процессы сопровождаются блоковыми прибортовыми разрушениями, которые в значительной степени определяют волнообразный характер движения потоков и

изменение плотности селевой массы во время ее перемещения по транзитному каналу стока.

Эрозионные процессы, связанные бытовым стоком в период абляции ледников или выпадением небольшой интенсивности жидких осадков, обычно протекают менее активно. Однако действующие селевые очаги при выпадении экстремальных по величинам осадков способствуют зарождению в зоне древних морен грязекаменных потоков ливневого генезиса, как это было в долинах рек Кумбель (Иле Алатау) и Буйен (в Жетысу Алатау) в конце 80-х и в начале 90-х годов прошлого века.

Важным источником повышенной селеопасности в этой зоне являются древние остаточные озера ледникового происхождения, расположенные в непосредственной близости от бровки резко обрывающегося уступа верхне- и среднечетвертичных морен. Некоторые селепроявления, имевшие место в бассейнах р. Шилик в начале 80-х годов (Иле Алатау) и Аксу в 70-х годах XX столетия (Жетысу Алатау) с расходами до 500 м³/с, свидетельствуют о том, что сработка подобных озер произошла вслед за переполнением их за счет интенсивного ливневого стока. Выпадение жидких осадков вызывало сдвиг водонасыщенных рыхлообломочных масс на лобовых участках, где имеет место выплескивание воды из озера. Блоковому перемещению (сдвигу) также в значительной степени способствовало и то, что фронтальные откосы грунтов в зоне подморенного стока в течение длительного времени подвергались фильтрационному обводнению и гидродинамическому воздействию. Массовые опорожнения подобных водоемов в течение предыдущих вековых циклов, как уже отмечалось, очевидно, связаны с периодами интенсивной деградации древнего оледенения.

Несомненно, при оценке степени селеопасности таких озер одним из существенных критериев являются их положение относительно участков резких перегибов рельефа и величина перепада высот. Следует также учесть, что в этой зоне возможность обогащения потоков рыхлым материалом очень велика за счет размыва моренных и флювиогляциальных комплексов пород.

С моренными отложениями верхней гипсометрической зоны непосредственно связаны термокарстовые и эрозионно-оползневые очаги вблизи гляциального пояса селей ледникового питания. Формирование их обусловлено концентрированным сбросом вод из приледниковых озерных водоемов или внутриморенных емкостей в мерзлых грунтах по относительно узким ложбинам стока. Следует заметить, что, хотя эродирующая сила прорывной волны характеризуется довольно высокими значениями, активные поступления рыхлообломочного материала вследствие размыва и прибортовых обрушений здесь еще сравнительно невелика. Этому препятствуют небольшие мощности приталикового размерзшегося слоя (до 2–4 м) и сама льдистость моренных грунтов, которая, по данным А. П. Горбунова [181], в этой зоне высокогорья достигает 50 %. Поэтому глубина одновременно образующихся эрозионных врезов не превышает 1,5–,5 м. Опльвины мощностью до 1,5 м иногда достигают длины 50–70 м при ширине захвата 10–15 м. Часто фиксируются следы мелких сплывов грунтов на участках площадью 20–50 м².

Врезы, как правило, образуются на участках перегибов продольного профиля каналов стока, соответствующих моренным валам, ступенчато (3–5) понижающихся на север. Ступенчатость обусловлена деятельностью самих ледников в стадии их регрессии, ригелями, погребенными под моренным чехлом (например, третья ступень в селеопасном руч. Тентек), и проявлением новейших движений по зоне разломов.

К нижним моренам чаще всего приурочены эрозионные обвально-оползневые (блоковые разрушения) очаги ледникового и ливневого питания, развитые на крупных уступах с выходами средне- и верхнечетвертичных ледниковых отложений. Благодаря активному вовлечению твердого моренного материала здесь обычно происходит постепенная трансформация водокаменных потоков в грязекаменные. Развивающиеся при этом очаги линейного типа морфологически представляют собой эрозионные каньоны с крутыми (до 70–80°) обрывистыми бортами при максимальной глубине до 60–70 м, длине до 3–4 км.

Наиболее интенсивные разрушения пород коренной основы под воздействием морозного выветривания отмечаются в высокогорной зоне. Здесь же на склонах речных долин активно развиты гравитационные процессы. Преобладают осыпи и горные обвалы. Они сравнительно быстро превращаются в активно действующие очаги зарождения или питания селей. Осыпи в совокупности с обвалами и непосредственно сами обвалы в троговых долинах бассейнов рек Орта, Сол Талгар, Киши Алматы, Киши Баскан, Буйен и некоторых других водотоков часто образуют подпруды объемами до нескольких сотен тыс. м³. Наиболее крупные из них стали мощными барражами на пути к расположенным здесь озерам завального типа [182]. Они, по существу, являются очагами дополнительного питания селевых потоков. Для оценки и прогноза степени их устойчивости требуются специальные исследования, поскольку внезапный прорыв в результате сработки моренных озер может вызвать катастрофические последствия.

Необходимость постановки этого вопроса в значительной мере предопределяется и тем, что горные территории Юго-Восточного Казахстана расположены в мобильной сейсмической зоне. Сейсмичность практически всей высокогорной зоны составляет от 7 до 9 баллов с дополнительными приращениями на участках новейших дизъюнкций. Об активности ряда сейсмоструктур, в частности таких, как Алматинская и Мыншукурская, на неотектоническом этапе их развития можно судить по завальным формам сейсмогенного происхождения, которые перекрывают долины рек, образуя значительные по объему (до 44 млн м³) водоемы подпрудного типа, служащие потенциальными очагами зарождения завально-прорывных селей. Таковы, например, некоторые водоемы по зоне Сарышильдинского разлома и озера Жогаргы и Томенги Жасылколь (бассейн р. Лепси). Первый Жасылколь расположен на границе высокогорной и среднегорной областей, в Мыншукурском разломе, второй находится в зоне средневысотных гор. Прорыв их (в случае прохождения экстремальной по мощности селевой волны или под влиянием сейсмического эффекта высокой балльности) может вызвать тяжелые последствия вплоть до весьма крупных, катастрофических масштабов.

Таким образом, в области высокогорья основные селеформирующие очаги расположены на высотах 2800–3200 м и выше. Уклоны селеформирующих врезов составляют 0,15–0,30 м и более, глубина варьирует от первых метров для голоценовых морен до нескольких десятков метров в древних моренных образованиях.

Очагами дополнительного питания селей являются обвальнo-осыпные грубообломочные, чаще всего катаклазированные породы, в наибольшей степени развитые вдоль зоны разрывных тектонических нарушений (Алматинской, Сарышильдинской и Мыншукурской). Одним из наиболее потенциально опасных завально-прорывных очагов сейсмогенного характера могут явиться крупные подпрудные озера Улькен Алматы и Жогаргы Жасылколь.

Сели зоны среднегорья. Нижняя граница высокогорной зоны переходит в область расчлененного среднегорья, где основное питание селей твердым материалом (в период очагового зарождения ливневых селей) в целом обусловлено явлениями боковой подрезки склонов и глубиной донной эрозии. Из грунтов здесь преобладают скальные, представленные широко развитыми породами эффузивно-осадочных комплексов, которые в результате выветривания служат основным субстратом для формирования рыхлого покровного чехла. В формировании твердой составляющей потоков основное значение имеют рыхлые полигенные породы, включающие элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные, эолово-пролювиальные и гравитационные образования. Тонкодисперсная часть селеобразующего субстрата, предопределяющая возможные структурно-реологические модификации селевых потоков, по данным рентгеноструктурного исследования, термографии, электронной микроскопии характеризуется значительным преобладанием гидрослюдистых минералов с большим содержанием органокомпонентов средней и высокой степени гидрофильности. В верхней полосе среднегорья нередко фиксируются толщи древних моренных отложений мощностью до 180 м и более.

В рельефе проявления новейших тектонических движений, имеющих средние значения градиентных величин (+2000), прослеживаются довольно хорошо по характеру блоковых структур новейших дислокаций. Наглядным выражением этого является в Жетысу Алатау ряд субширотнo ориентированных горных цепей (хр. Жолды Карагай, Койтас, Акшыганак и др.) и ограничивающих их внутригорных впадин (Айдаусайской с севера и с юга Арасан-Капалской, Теректинской, Аманбоктерской, Лепсинской и др.). В связи с этим геоморфологическая зона характеризуется широко развитым комплексом форм эрозионно-тектонического рельефа с глубиной расчленения на боковых притоках 50–100 м/км² против 150–200 м/км² и более в основных долинах рек. Густота расчленения весьма значительна (1500–2250 м/км²). Склоны крутизной выше 35–50° составляют около 50%. Большая энергия рельефа, определяемая положением средневысоких горных поднятий относительно межгорных впадин, с одной стороны, и высоких крутых склонов к местным базисам денудации – с другой, образующих разность высот в 400–300 м, способствует интенсивному развитию склоновых и русловых очагов

селеформирования. Обычно на участках с разреженным растительным покровом после затяжных, обложного характера, дождей, сопровождающихся высокоинтенсивными ливнями, здесь, на крутых склонах определенной формы и по руслам крутопадающих боковых притоков, в бассейнах рек Есик, Талгар, У. и К. Алматы, Аксай, Текели, Аксу, Агыныкатты и др. (Иле и Жетысу Алатау), восточного фланга гор Юго-Восточного Казахстана – Сарыарка, Таутекеколь, фиксируются следы линейной эрозии в виде узких, порою глубоких рытвин и врезов. Натурные обследования и дешифрирование аэрофотоснимков селевых бассейнов показывают, что эрозионные рытвины берут начало с небольших по размеру площадей (8–10 тыс. м²) элементарных водосборов, где системы веерообразных притоков, прорезая шебенисто-супесчаные делювиальные отложения высоких склонов, имеющих в продольном профиле вогнутые формы, сходятся в одну, более крупного порядка, ложбину. Чаще всего на подобных участках, особенно в бассейнах рек Кора и Текели (Жетысу Алатау), Кокшоки, Акжар, Кызылсай (Иле Алатау), Огем (Огемский хребет), развиваются полигенные очаги формирования селей, обусловленные сходом небольших по размеру (10х15х1,5 м) оплывов почвогрунтов и оползней. Трансформированная масса, подвигаясь вниз, «выпахивает» склон, образуя эрозионные рытвины длиной 200–300 м, глубиной 1–3 м и более. Сформировавшиеся здесь маломощные селевые потоки в зависимости от характера пространственного распространения и интенсивности ливней по достижении канала стока либо вызывают заторные явления массовой аккумуляцией твердой фазы, либо, выбивая природные аллювиальные отложения, вовлекают их в дальнейшее перемещение вниз по руслу.

Русловые очаги, представленные эрозионными переуглублениями, как правило, развиты ниже основания водосборных площадей (воронки), где по днищам боковых крутопадающих долин или логов происходит основное накопление рыхлообломочного материала мощностью 15–40 м. В основе их преобладают крупнообломочные фракции размером 0,1–0,3 м. Количество пылевато-глинистых частиц в заполнителе достигает 8–11 %. В результате интенсивного вовлечения рыхлообломочного материала в поток, обусловленный сбросом ливневого и ливнеталого стока, образуются врезы глубиной от 3–4 до 9–10 м (Аюсай, Котырбулак, Пасечная, Таутекеколь, К. и У. Алматы, Текели, Сарымсақты и другие бассейны рек). При этом средние расходы сформированных в этой зоне селевых потоков не превышают 100–150 м³/с.

В зонах развития тектонокластидов на склонах, часто скрытых делювием и почвенно-растительным покровом, при выпадении осадков высокой интенсивности довольно быстро активизируются линейные очаги селеобразования. Примером может служить лог Узынсай (Жетысу Алатау), долины рек Кызылсай, Кызылжар, Кокшоки, Акжар, где вскрытые эрозийным врезом (до 8–12 м) породы сильно раздроблены. Следует отметить, что эти долины в силу незначительности селевого водосбора (до 8–12 тыс. м²) и небольшой протяженности (3–7 км) не в состоянии дать более мощные грязекаменные выносы. Здесь наиболее часты маломощные селевые потоки с расходом до 20–60 м³/с, которые гасятся уже при достижении основных долин.

Значительное влияние на степень деградации очагов ливневого селеформирования, вплоть до полного затухания селевых процессов в пределах междуречий, бесспорно, оказывают широко развитые древние денудационные поверхности выравнивания, где густота эрозионного расчленения невелика. Однако поверхности выравнивания представляют зону постоянного снеготаяния, что в сочетании с ливневыми осадками в ряде бассейнов рек хребтов Тарбагатай, Жетысу Алатау создает критические расходы паводков, которые иногда в крутопадающих боковых долинах, насыщаясь рыхлообломочным материалом, трансформируются в селевой поток. Разрыв ложа русел, как правило, сопровождается бортовыми разрушениями отложений долин, сложенных валунно-галечным материалом слабой окатанности с мелкоземистым заполнителем.

Наряду с этим крупные селевые потоки, сформированные в высокогорной зоне, подобные Сарыканскому (1982 г.) или Кумбельскому (1977 г.), в процессе транзита в среднегорной и низкогорной зонах насыщаются русловым аллювием, обвално-осыпными накоплениями и делювиально-пролювиальными отложениями. В общем генетическом комплексе гравитационных очагов селеобразования большое значение в формировании твердого селевого стока имеют высокоподвижные склоновые осыпи. Резкое их поступление в канал стока (бассейн р. Ырғайты, 1966 г.) вследствие подрезания их периферической части паводковой волной вызывает формирование завально-прорывных водокаменных селей не сейсмогенного характера. Деструкции склонов в ряде случаев способствуют и сейсмические явления, интенсивность которых здесь 7–8 баллов. Наиболее активные формы склоновых геодинамических процессов, проявленные в виде обвалов, осыпей, оползней (Иле, Жетысу Алатау, Огемский хребет), прослеживаются по зонам развития разрывных нарушений. При этом, как и в других горных районах (Кавказа, Средней Азии, Забайкалья), отчетливо наблюдается прямая зависимость объемных масс обвалов и осыпей от ранга разломов. В зонах развития крупных разломов, подобных Мыншукыр-Арасанскому (Жетысу Алатау), наряду с многочисленными осыпями и обвалами небольших размеров в речных долинах фиксируются громадные обрушения с высоких склонов под воздействием сейсмических эффектов массы до 140 млн м³ (завал Жасылколь). В соподчиненных разрывных нарушениях наблюдаются обвалы значительно меньших размеров — до 5 тыс. м³ (например, правый склон руч. Терис Айрык и Безымянный в бассейне р. Агыныкатты).

На склонах среднегорной территории потенциально опасным завально-прорывным очагом возможного формирования катастрофического селя, подобно ранее описанному Жогаргы Жасылколь, являются подпрудные озера Томенги Жасылколь, Улькен Алматы и Кольсай [168]. Следовательно, селеобразующая роль крупных сейсмогенных обвалов, сдерживающих здесь громадные водные массы, исключительно велика. Существенно важным фактором является то, что сами гравитационные очаги формирования твердого стока селей наблюдаются преимущественно в пределах сильно расчлененного грядово-гивистого рельефа, на участках со значительной разреженностью

почвенно-растительного покрова. Следует отметить, что состояние покрова этой зоны в целом хорошее. На подзолистых горно-лесных почвах произрастают растительные ассоциации, характеризующиеся сомкнутостью растительных сообществ. В составе древесных пород главное место занимает тянь-шаньская ель. Лиственные породы имеют второстепенное значение. Плотность лесного покрова, которому, как известно, принадлежит немаловажная роль в понижении степени активности селевых очагов в условиях рассматриваемой территории, составляет 0,7–0,8. Таким образом, совокупность травянистого и лесного покрова практически обуславливает затухание эрозионных и других склоновых процессов. В связи с этим линейные и объемно-площадные (сплывы почвенного покрова, обрушения и оползания грунтовых блоков, склоновых отложений и т.п.) развиты на южных и юго-восточных крутых безлесных склонах или в редианах елового леса.

В целом деятельность современных процессов в этой зоне, за исключением локально активизированных участков в бассейнах рек Текели, У. Алматы, Котырбулак и некоторых других, обычно бывает проявлена в виде редких гравитационных подвижек склонового материала и локальных форм линейной эрозии.

Основным метеорологическим фактором возникновения селевых потоков является выпадение дождей в весенне-летнее время в виде ливней высокой интенсивности при суточных максимумах до 40–70 мм. Такое количество осадков, как правило, стимулирует возникновение селей значительной мощности с расходами по отдельным бассейнам 200–300 м³/с. Характерным примером является Текелийская зона селевой активизации северо-западной части Жетысу Алатау.

Сели зоны низкогорья и предгорья. В области предгорно-низкогорных поясов распространены маломощные селевые потоки ливневого генезиса и мощные селевые потоки сеймогенного генезиса. Слабая расчлененность (глубина – 25–100 м/км², густота – 500–1500 м/км²) придает здешнему облику рельефа мягкие контуры. Это обусловлено в значительной степени тем, что образование передовой цепи возвышенностей северного склона Жетысу Алатау и ряда других горных хребтов – Каратау, Тарбагатай связано с проявлением ослабленных стадий новейшего тектоногенеза. Следствием этого являются небольшие значения амплитуд положительных перемещений, достигающих 1000 м, и сейсмичность территории 7–8 баллов. К областям низкогорных массивов тяготеют отпрепарированные тектонические уступы крутизной до 30°. Здесь на склонах V-образных логов развиты относительно небольшие (до 500–600 м³) оползни. Под уступами обнаженных вулканогенно-осадочных пород (песчаники, алевролиты, сланцы, туфы и др.) наблюдаются обвальное-осыпные накопления. Наиболее активно они проявлены, как и в предыдущих зонах, вдоль разрывных нарушений (Алакольско-Жетысуского, Южно-Колпаковского, Сандыктас-Шолакского и др.), где скальные породы часто подвержены дроблению.

Основным селеформирующим субстратом на склонах являются щебенисто-суглинистые породы элювиально-делювиальных образований, а в речных

долинах — аллювиально-пролювиальные отложения валунно-галечникового состава с гравийно-суглинистым заполнителем, в котором содержание глинистых компонентов 8–11 %. В полном фракционном составе их количество не превышает 4–5 %. Крупнообломочные разности размером от 2 до 10 мм составляют около 80–83 %. Обломков крупнее 1 м не более 1–2 %.

На склонах, как и в среднегорье, эрозионные очаги, начинающиеся с небольших водосборных воронок, обусловленных размывом покровных нецементированных отложений, связаны нередко с грунтовыми смывами и оплывинами. Подобного рода линейные и объемно-площадные очаги наиболее часто наблюдаются в низкогорной части бассейнов рек Текели, Шыжын, Кора и водотоках в зоне прилавков Иле Алатау. Этому способствуют легко-размываемые, влагоемкие с высоким содержанием тонкодисперсных фракций (до 17 %) грунты в делювиальных образованиях, развитых на крутых (до 40–50°) склонах, которые при определенных гидрометеорологических ситуациях и сейсмозффектах высокой интенсивности способны быстро переходить в неустойчивое состояние. С оползневыми очагами, развитыми на элювиально-делювиальных суглинистых грунтах склонов и на лёссовидных образованиях высоких предгорий прилавков, связано формирование грязевых потоков. Грунты эти в основном сходны по физическому свойству и составу. В гранулометрическом составе их преобладают средние и тяжелые суглинки. Содержание пылевато-глинистых фракций варьирует от 40 до 70 %.

Тонко-дисперсная их часть, как и в предыдущей зоне, представлена группами минералов хлоритов, в значительной степени деградированных в сторону монтмориллонитов, гидрослюд, фиксируются каолинит и палыгорскит.

Высокая степень пористости (до 55 %) и влажности (до 20 %) покровных образований, значительное содержание гидрослюдистых минералов и органических компонентов способствуют при дополнительном водонасыщении в оползневых очагах формированию селей по схеме сдвигового процесса. Нередко оползни лёссовидных пород высоких предгорий прилавков при достаточном количестве ливневого и снеготалого стока преобразовываются в оползні-потоки. Такого рода явления наблюдались в долинах логов Шынбулак — междуречье рек Талгар—Киши Алматы (Иле Алатау) и Щорса — бассейн р. Текели (Жетысуский хребет). Так, по последнему логу 11 апреля 1981 г. в русло с высоты 15 м, предварительно взметнувшись на противоположный берег на 5 м, сошел небольшой оползень объемом 450–500 м³. По свидетельству очевидцев и работников службы селезащиты ТРЭУ ГУ «Казселезащита», сошедший сель, трансформированный в оползень-поток, продвинувшись вниз на 110–130 м, завалил русло и дорогу, повредил изгородь и подгорный мостик. Основной причиной его образования явились подрезка склона канавы для полива водой садов и огородов, постоянно увлажнявшиеся лёссовидные породы в течение длительного времени. Стимулирующим фактором послужили весенние осадки и таяние снега.

Таким образом, оползневые и иногда полигенные склоновые очаги служат причиной образования грязекаменных выносов. Эрозионные очаги, обычно связанные с валунно-галечниковым субстратом речных долин, формируют

грязекаменные потоки. Развитию склоновых геодинамических процессов и формированию селевых явлений способствуют выпадение ливневых дождей с суточными максимумами осадков 50 мм и более и сейсмогенные факторы. Сочетание ливней с периодами бурного снеготаяния, как, например в 1959 г. и в меньшей степени в последующие годы, послужили причиной формирования селей во многих бассейнах рек Юго-Восточного Казахстана со средними расходами 50–60 м³/с.

Зона внутригорных и предгорных аккумуляций (межгорных и предгорных впадин). К отрицательным структурам в среднегорной части территории относится ряд внутригорных впадин, выполненных рыхлым материалом и продолжающих являться ареалами аккумуляции селевых выносов. При селевых потоках большой мощности на участках резкого выполаживания главных транзитных каналов стока в этих впадинах, как и на отдельных участках локального расширения долин (например, ниже слияния трех составляющих рек Сарыкана, в районе впадения р. Орта Талгар в р. Он Талгар), происходят выброс и распластывание селевого материала. Подобного рода явления хорошо прослеживаются в Айдауской и Курымбельской впадинах по долине рек Буйен, Коянкоз (Жетысу Алатау) и Таутекеколь (Алтайский хребет) в Катонкарагайской впадине. Так, в долине Коянкоза нами прослежены отложения селевых потоков двух возрастных генераций 1970 и 1978 гг., которые четко разграничиваются, прежде всего, по характеру растительного покрова. Средняя мощность селевых выносов, по свидетельству очевидцев и положению обнаруженных нами погребенных почв, составляет 3,0–3,5 м, а максимальная достигает 10–12 м. Обследование следов селепроявления 1978 г. показывает, что одновременно с разгрузкой селевого материала происходит дополнительное питание потоков преимущественно за счет мелкоземистой части отложений предыдущих селевых выносов. Свидетельством тому является «выпахивание» русла с характерными невысокими (до 1 м) прибортовыми валами, средней глубиной 4,5–5,0 м, шириной до 20 м.

В полном гранулометрическом составе выноса содержание глинисто-пылеватых фракций по сравнению с основным очагом селеформирования увеличивается в 5–6 раз до 8–9 %, свыше 0,1–80 %.

Предгорная равнина гор Юго-Восточного Казахстана представляет собой целостную систему разновозрастных слившихся конусов выноса постоянных и временных водотоков. В рельефе поверхности конусов чередуются с межконусовыми понижениями. Отложения конусов выноса преимущественно временных водотоков представлены супесчано-щебенисто-галечным материалом, который перекрыт суглинками мощностью 0,3–3,0 м. Крупные конусы выноса прорезаются руслами рек на глубину от первых метров (Иле, Талас Алатау, основная часть Жетысу Алатау, Тарбагатай) до десятков метров в северо-восточном фланге Жетысу Алатау. Это свидетельство неоднородного характера новейших тектонических движений. По обрывам речных долин видно, что более высокие горизонты конусов, как правило, сложены валунно-галечниками различной степени окатанности с супесчано-гравийным заполнителем. Размеры валунов не превышают 0,4 м. В разрезах четко

прослеживаются фракции селевых отложений, представленные слабоокатанными, хаотически разбросанными вдоль направления перемещения потоков крупными валунами и глыбами размером до 2–3 м в поперечнике (реки Сарыкан, Буйен, Шыжын, К. и У. Алматы, Талгар, Каскелен и др.). Подобного рода отложения на предгорной равнине, как и аккумулятивный материал внутригорных зон, свидетельствуют о том, что в прошлом реки, стекающие с северного склона, были более селеактивными по сравнению с современным периодом. Селеактивность рек ряда хребтов Жетысу и особенно Иле Алатау наблюдается и в настоящее время. Об этом свидетельствуют как сами селепроявления, так и современные отложения селевых выносов.

В отложениях современных селевых выносов (Иле и Жетысу Алатау) в заполнителе содержание пылевато-глинистых частиц достигает 15 %, что превышает в два раза эти показатели в селевых очагах. Возрастание указанных фракций от очагов селеформирования до участков полного погашения энергии селевого потока связано не только с истиранием и измельчением обломков в процессе их перемещения. В основном это обусловлено дополнительным вовлечением в поток мелкоземистых разностей в канале транзита вследствие размыва делювиальных, делювиально-пролювиальных и аллювиальных образований, в которых содержание глинисто-пылеватых частиц, согласно приведенным данным, намного превышает таковое в моренных грунтах.

Таким образом, основные зоны отложения твердой составляющей селевых потоков при значительной протяженности транзитных каналов приурочены к участкам локального расширения речных долин, преимущественно внутригорных впадин средне- и низкогорных обрамлений. При селевых потоках повышенной мощности предгорно-шлейфовая зона конусов выноса (обычно поздних генераций) внешнеорогенной впадины является периферийной областью аккумуляции селевого материала и окончательного гашения энергии селевого процесса.

Геоморфологическое и геолого-тектоническое строение является основой и создает условия для развития всех геодинамических процессов, включая селевые. Прослеживается приуроченность в бассейнах большинства рек гор Юго-Восточного Казахстана многих линейных и склоновых очагов к ослабленным зонам тектонических нарушений. По зонам крупных разломов, как правило, способствующих возникновению резкого контрастного рельефа, наряду с наиболее частыми проявлениями небольших форм склоновых деформаций отмечаются значительные по размеру гравитационные очаги, включая сейсмогенные завально-прорывного типа. К подчиненным или опережающим разломам, сопровождающимся небольшими зонами дробления, приурочена концентрация склоновых и линейных очагов значительно меньших размеров. Гравитационные очаги селеформирования (обвалы, осыпи, оползни), нередко достигающие громадных величин (завалы Есик, Кольсай, Улькен Алматы и Жасылкколь), свидетельствуют об имевших здесь место землетрясениях повышенной балльности в предыдущие эпохи. Устойчивость склонов зависит от состояния пород, развитых в зоне разломов, для которых в основном характерна значительная дробленность. Это означает, что на горных

территориях Юго-Восточного Казахстана, как и в других селеопасных горных районах, размеры очагов и функция их в формировании селевых процессов зависят от рангов разломов. Чем выше порядок последних, тем значительнее их размеры.

Геолог-литологические особенности пород, их прочностные свойства, размываемость в совокупности с гидрометеорологическими факторами определяют тип селевого потока и его динамические характеристики. На горных территориях формирование несвязных грязекаменных и водокаменных селей предопределяется продуктами разрушения интрузивных и эффузивно-осадочных пород, представленных разными генетическими типами рыхлых отложений.

Следует отметить, что в продуктах разрушения скальных пород содержание пылевато-глинистых фракций, которым принадлежит весьма значительная роль в формировании селей, с верхних орографических поясов к нижним заметно увеличивается от 3–6 % в моренных образованиях высокогорной зоны до 40–70 % в эолово-пролювиальных отложениях предгорий. Поэтому от характеристик количественных показателей тонкодисперсной мелкоземистой части грунтов и их минералогического состава наряду с водными параметрами зависит трансформация одних типов селевых потоков в другие.

Грязевые выносы, образование которых связано с трансформацией оползней-потоков и оплывин, в конечных фазах развития приурочены к предгорным ступеням, верхняя часть разреза которых обычно представлена комплексом суглинистых образований, обладающих значительными просадочными свойствами (бассейн р. Текели).

Формирование селей высокогорной области часто определяется динамикой криогенных факторов в толще моренных образований. В нижележащих орографических поясах происхождение селей, как правило, обусловлено выпадением обложных дождей и интенсивными ливнями.

Атмосферные осадки, действуя, с одной стороны, как увлажняющий фактор склоновых образований, подготавливают их последующие деформации, а с другой — являются стимулятором развития селей вследствие интенсивного размыва водонасыщенного материала. Величины осадков, вызывающих селеопасный сток, варьируют от 30 до 50 мм и более.

Распространение наиболее характерных для этого региона генетических типов селеобразующих очагов в значительной мере подчинено факторам вертикальной ландшафтной зональности. Так, в зонах широкого развития моренных флювиогляциальных и других рыхлообломочных образований преимущественно распространены криогенные (термокарстовые), эрозионные и гравитационные очаги на рыхлом субстрате. Последний тип нередко по размеру достигает значительных величин, если рассматриваемая область к тому же принадлежит к зоне развития сейсмогенных структур, обусловленных новейшей тектоникой.

В пределах низкогорий с относительно влажным климатом, в области развития лёссовых пород, например прилавки Иле Алатау, наибольшая опасность часто бывает связана со склоновыми очагами возникновения оползней

и оплывин, поставляющих в русловые каналы стока большие количества рыхлого материала.

Русловые очаги аккумулятивного типа обычно располагаются на значительном протяжении транзитной зоны, ниже боковых притоков с крутыми падениями тальвегов, на выходе которых иногда создается импульс, достаточный для вовлечения в общий поток аллювия. Как правило, на первоначальной стадии формирования селей преобладающую массу выносов дает не главный поток гидрографической сети, а боковые притоки, имеющие гораздо более крутое падение. Обычно к их верховьям чаще всего и приурочиваются первичные очаги зарождений селей.

Резюмируя изложенное, следует отметить, что наибольшими возможностями формирования селей большой энергетической мощности в рассматриваемой части субрегиона обладает высокогорно-ледниковая зона, приуроченная к области максимальных поднятий в течение неотектонического этапа, характеризующаяся резко выраженной контрастностью и значительной энергией рельефа, высокой сейсмичностью, а также условиями, способствующими криогенным процессам. В нижележащих зонах активизация селевых явлений обычно имеет место при особых синоптических ситуациях, как было в 1959 г. во многих бассейнах рек Юго-Восточного Казахстана. Возможными очагами крайне высокой селеопасности, требующими специального изучения, являются крупные подпрудные озерные водоемы Жасылколь и Улькен Алматы, создающие большую угрозу для ниже расположенных объектов.

3.3. Региональная прогнозная оценка селеопасности территории

Общие задачи типизации и современное состояние вопроса. При разработке противоселевых мероприятий, связанных с проблемой управления селевыми процессами, в первую очередь возникает вопрос: в какой мере велика селеопасность того или иного конкретного бассейна или региона в целом. Известно, что отдельные селевые бассейны очень редко локализируются на окружающих их относительно безопасных территориях. Как правило, границы бассейнов тесно соприкасаются, и обширные селеопасные зоны, таким образом, охватывают площади в сотни и тысячи квадратных километров. Вместе с тем в пределах крупных региональных единиц характер проявления селевых процессов далеко не одинаков. В одних бассейнах имеет место весьма частое прохождение селевых потоков (ежегодное или 1 раз в 2–3 года), но при небольших размерах выносов, порядка сотен тысяч кубометров; в других при повторяемости 1 раз в 25–50 лет и реже возникают катастрофические сели с расходами, приближающимися к 3000 м³/с, количеством выносов, исчисляющимся миллионами кубометров (Алматинские сели 1921 и 1973 гг., Есикский сель 1963 г., Девдоракский сель на Северном Кавказе 1967 г. и ряд других).

Иными словами, селеактивность, характеризующаяся частотой повторяемости, и селеопасность, зависящая от мощности самих потоков (максимальные расходы, объемы выносов), определяют степень селеопасностей отдельного бассейна или какой-либо части региона. Вполне понятно, что при

разработке комплексных схем противоселевой защиты, а также при дифференцированной оценке селеопасностей бассейнов низких порядков в пределах одного, более крупного, неизбежно возникает необходимость типизации селеобразующих площадей по определенному комплексу признаков с учетом данных натуральных наблюдений.

Такая типизация может быть либо региональной, позволяющей наметить генеральную схему защитных мероприятий, ориентировочные размеры капиталовложений и обоснованную очередность их реализации для крупных в площадном выражении территорий, либо частной, составляемой при решении конкретных задач проектирования для определенных бассейнов и объектов. Последний вид, относящийся к следующему этапу после региональной типизации, должен опираться на максимальное число количественных характеристик в виде конкретных параметров, которые могли бы быть использованы в инженерных расчетах отдельных сооружений. Естественно, что полнота и достоверность каждой типизации в основном зависят от того, насколько правильно выбраны категории природных факторов, влияющих на оценку селеопасности, и в какой степени эти факторы изучены в натуральных условиях.

Первые научные поиски методов типизации селеобразующих территорий относятся к XIX столетию. К настоящему же времени насчитывается несколько десятков различных классификационных схем, предложенных как отечественными, так и зарубежными исследователями. Не вдаваясь в детальный обзор каждой из них, коротко остановимся на некоторых.

Особенностью большинства типизаций 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. Каких-либо попыток количественной оценки степени селеопасности автором этой схемы не предпринималось. 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 типизация 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. Эта классификация явилась значительным шагом вперед в поисках объективных качественных признаков, характеризующих степень опасности селевых бассейнов. Позднее И. И. Роциным 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, не утратившими своего значения и до настоящего времени, являются схемы, предложенные П. С. Непорожным [151], М. Ф. Срибным [183] и Д. Л. Соколовским [98]. 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 км² и определенными высотными зонами селевых бассейнов. Комплексные типизации, имеющие региональное значение, разработаны В. Е. Иогансон [184], С. Г. Рустамовым [185] и М. В. Цовяном [186]. В последней сделана оригинальная попытка оценки селеопасности по суммарному значению баллов, отвечающих характеристике определенных категорий природных селеобразующих факторов. Особо следует остановиться на некоторых типизациях инженерного направления, при построении которых главное внимание уделено получению количественных, а в ряде случаев непосредственно расчетных параметров.

В качестве примеров подобного рода типизации можно привести классификационные схемы С. М. Флейшмана [187] и И. П. Смирнова в соавторстве с А. С. Деговцом [188].

По С. М. Флейшману, категория селеопасности определяется следующими показателями (применительно к селям 1 % повторяемости): объемом выносов (тыс. м³), удельным расходом на 1 пог. м ширины потока (м³/с) и динамическим воздействием потока на инженерные сооружения (по визуальной оценке при натурном обследовании).

И. П. Смирнов и А. С. Деговец выделяют четыре категории селеносности (в том числе весьма селеносные бассейны, сильно селеносные, средне селеносные). Критериями такой 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. Несмотря на достаточно конкретный характер подобной типизации, она в то же время имеет ряд недостатков. Прежде всего, понятия «селеносность» и «селеопасность» отнюдь не равнозначны. Во-вторых, такие градации, как «весьма селеносные» и «сильно селеносные бассейны», практически почти идентичны. И наконец, при оценке селеносности коэффициент пораженности территории эрозией не выделен в самостоятельную категорию данных, чего не могут заменить одни лишь обобщенные параметры селеобразующей площади, которые должны одновременно учитывать не только смыв, но возможности объемного пополнения потоков за счет блоковых обрушений. Несмотря на отмеченные недостатки, положительной стороной этой типизации является ее направленность по пути изыскания методов количественной оценки характеристик селеобразующих бассейнов.

Совершенно очевидно, что типизации, подобные двум предыдущим, в той или иной мере приложимы к конкретным стадиям проектирования, на которых могут уже решаться частные задачи, требующие для реализации привлечения разностороннего изыскательского материала не только в средне-, но и в крупномасштабном выражении.

Необходимо напомнить, что селевые явления представляют совокупность сложных, многофакторных процессов, поэтому они изучаются в разных аспектах, в том числе инженерно-геологическом. Исследования последнего направления выполнялись в 30-е годы прошлого века Академией коммунального хозяйства и ГрузНИИГМ, а в конце 40-х годов XX столетия были начаты Институтом геологических наук АН КазССР по казахстанской части территорий. В первой половине 60-х годов прошлого столетия аналогичные работы были развернуты в нескольких территориальных геологических управлениях — казахском, киргизском, таджикском и научно-исследовательских учреждениях специализированного профиля (ВСЕГИНГЕО, Гидроингео), опубликовавших ряд методических указаний, сыгравших положительную роль при инженерно-геологическом картировании ряда селеопасных районов, выполнявшемся в разных масштабах.

Специализированные геолого-геоморфологические и инженерно-геологические карты должны рассматриваться как ценный источник информации при региональной характеристике селеопасных зон и непосредственных проектных проработках по отдельным объектам противоселевой защиты.

Региональная типизация селеопасных территорий и ее исходные критерии.

Среди обширных пространств Казахстана наиболее селеопасными являются территории, принадлежащие к его южной и юго-восточной части. В пределах изученной к настоящему времени площади к ним могут быть отнесены юго-западная часть Тарбагатая, Жетысу Алатау и ряд хребтов, представляющих крайние северные дуги Тянь-Шаня. На территории Казахстана последними охватываются северные склоны Иле Алатау, частично Терискяя, Киргизского хребта, отроги Талас Алатау, Каратау и почти полностью хребет Кетпен. По характеру селепроявлений и степени селеопасности горные бассейны

Юго-Восточного Казахстана неоднотипны, что объясняется определенными различиями их природных факторов, обуславливающих процессы селеформирования, причем площадь селевых бассейнов высоких категорий достаточно велика и составляет почти 70 тыс. км². В одних районах, как, например, в центральной части Иле Алатау, селевые процессы протекают весьма интенсивно: эпизодически возникают сели громадной разрушительной силы, сопровождающиеся катастрофическими последствиями; в других селевая деятельность находится в стадии значительного угасания.

Ряд относительно небольших по площади бассейнов (предгорья Каратау, Киргизского хребта) при достаточно высокой активности (1 сел за 5–10 лет) отличаются слабой селеносностью, выражающейся в сравнительно небольших расходах (70–80 м³/с), и малой разрушительной деятельностью.

Все изложенное подтверждает необходимость региональной типизации описываемой территории, имеющей целью дифференцировать ее по степени селеопасности для последующих разработок общего направления, состава защитных противоселевых мероприятий, определения связанных с ними затрат и очередности их осуществления.

Такая типизация (по степени селеопасности) проведена на основе разработанной Н. Ф. Колотилиным [189] классификационной схемы. В последующем она доработана [69, 90] при составлении и издании «Карты фоновой оценки селеопасности территории Казахской ССР» в масштабе 1:1 000 000. Основные принципиальные положения, связанные с выделением исходных критериев типизации, базировались на трех группах факторов: I – природные факторы селеобразования, II – генетические и динамические характеристики селей и III – показатели энергии процесса (рис. 48, табл. 9).

При этом учитывалось в той или иной мере следующее:

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.

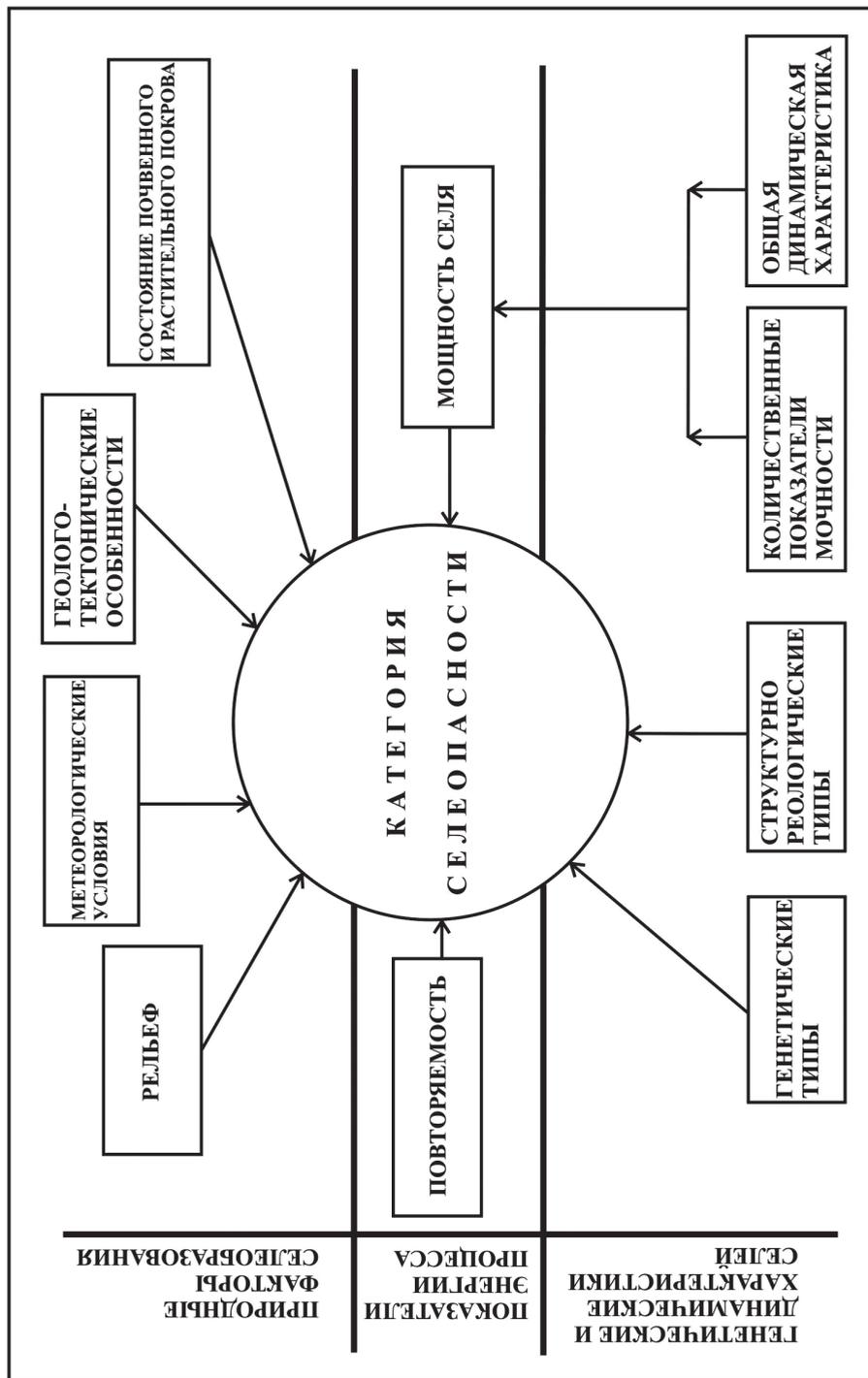


Рис. 48. Основные критерии типизации селогопасных территорий

Таблица 9. Классификация селеопасных

Категория селеопасности	Общая характеристика селеопасных зон	Природные факторы селеобразования			
		Рельеф	Геологические условия	Метеорологические условия	Состояние почвенного и растительного покрова
1	2	3	4	5	6
I	<p>Зона весьма высокой степени селеопасности</p> <p>Бассейны с активной селевой опасностью. Сели проходят часто (1 раз в 2-3 года).</p> <p>Примеры: бассейны рек К. и У. Алматы, Орта Талгар в Иле Алатау</p>	<p>Высокогорный с современным оледенением, с широким развитием экзарационных форм, высокогорный крутосклонный с реликтовыми формами нивальной и гляциальной обработки. Глубина относительного расчленения – 900-1100 м. Выраженные аккумулятивные формы ледниковых образований. Основные селеобразующие очаги расположены на высотах 2800-3200 м. Средние уклоны селеопасных речных долин 0,22-0,25</p>	<p>Коренные породы субстрата – гранитоиды различного состава. Широко распространены моренные и флювиогляциальные отложения мощностью до 200-250 м, совмещенные с активными сейсмическими структурами области новейших поднятий. Сейсмичность 9-10 баллов</p>	<p>Горные ливни высокой интенсивности. Суточные максимумы осадков – до 93 мм. Перед прорывами ледниковых водоемов резкие повышения температур в высокогорье (до 15-20°C)</p>	<p>Почвенно-растительный покров либо отсутствует, либо слабо развит и сильно эродирован, растительный разрежен</p>

территорий Казахстана

Генетические и динамические характеристики селевых потоков			Характеристика разрушительной силы	Наиболее эффективные меры протиселевой защиты
Генетические типы	Типы селей по составу влекомых наносов и динамические характеристики потоков	Наблюдаемые и возможные параметры селей по: P, Q, P, K и V, I (см. стр. 194)		
7	8	9	10	11
Гляциальные сели, связанные с прорывом ледниковых горных водоемов под влиянием температурных факторов, ливневые развиты в нижней границе высокогорного рельефа	Несвязные, обычно грязекаменные, реже водокаменные. Диаметр влекомых наносов – до 2-4 м. Скорость движения – 8-12 м/с	В до 5 и более; Q до 1500; Q_{ex} до 5000-10000; P – 20-50 при Q 100-500; K до 9-10	Наблюдаются сели громадной разрушительной силы (уничтожение ж.б. мостовых пролетов, капитальных жилых построек, гидротехнических сооружений и т.д.)	Бассейны требуют безотлагательного проведения селезащитных мероприятий: 1. Проведение профилактических горномелиоративных работ на селеопасных моренных озерах. 2. Устройство селеуловителей преимущественно плотинного типа, сооружение перепадов гасителей на всех селеопасных небольших притоках, струенаправляющих сооружений типа отбойных стенок. 3. В нижней части бассейна – комплекс агролесомелиоративных и организационно-хозяйственных мероприятий

1	2	3	4	5	6
II	<p>Зона потенциально-высокой степени селеопасности</p> <p>Бассейны с усиливающейся селевой деятельностью.</p> <p>Вероятность катастрофических селей не чаще 1 раз в 50-100 лет</p> <p>IIa – то же, в стадии современной активизации. К ним отнесены селеактивные бассейны рек Текели и Сарыкан. Сели большой разрушительной силы (до 1,5-2 млн м³ выносов за один паводок) – реже 1 раз в 20-25 лет. Мало-мощные сели на боковых притоках горных рек – часты (1 раз в 2-3 года).</p> <p>Потенциальные возможности селеобразования большинства боковых притоков высокие. Местами следы катастрофических древних селей (Жетысу, Киргизский, Иле Алатау).</p> <p>Примеры: бассейны рек Шыжын, Кора в Жетысу Алатау</p>	<p>Высокогорный с современным оледенением с развитыми трогами, карами, высокогорный крутосклонный с реликтовыми формами гляциальной и нивальной обработки, сильно расчлененный. Глубина относительного расчленения 700-1000 м. Широко развиты морены разных генераций. Селевые очаги на высотах 2500-3100 м. Средние уклоны речных долин 0,08-0,10</p>	<p>Распространены эффузивные и осадочные породы, в меньшей степени гранитные интрузии. В высокогорье моренные и флювиогляциальные отложения. Новейшие разломы активны и обычно наследуют нарушения герцинского возраста. Сейсмичность 7-9 баллов</p>	<p>Горные ливни высокой интенсивности.</p> <p>Суточные максимумы осадков до 70 мм.</p> <p>Прорыву приледниковых водоемов предшествуют резкие повышения температур в высокогорье (до 15-18°С)</p>	<p>Почвенный покров либо отсутствует, либо развит и эродирован, растительный разрежен. Лесной покров интразонален, полнота его 0,2-0,3</p>

7	8	9	10	11
<p>Преобладают ливневые сели, активизируются гляциальные. В отдельных случаях возможно формирование селей в результате прорыва сейсмогенных завалов типа Жасылкольских завальных озер в Жетысу Алатау</p>	<p>Несвязные грязекаменные водокаменные. Диаметр влекомых наносов до 1-3 м. Скорость движения от 4-5 до 7-8 м/с</p>	<p>В до 1,0; V_{ex} до 1,5-2,0; Q до 500; Q_{ex} до 2000; P – 1-2 при Q 500 и более; K до 7-8</p>	<p>Эпизодически возникают сели большой разрушительной силы (уничтожение ж.б. пролетов, капитальных жилых построек, гидротехнических сооружений и т.д.). Мало-мощные селевые паводки обычно причиняют ущерб переправам и горным дорогам</p>	<p>Необходимы первоочередные селезащитные мероприятия для объектов, расположенных в горной и предгорной части. То же, что и для бассейнов 1 категории в соответствии с пунктами 1, 2, 3</p>

1	2	3	4	5	6
III	<p>Зона средней степени селеопасности</p> <p>Умеренное проявление селевых потоков. Вероятность катастрофических селей практически исключена. Маломощные сели (1 раз в 10-12 лет), существенного ущерба не причиняют. (Примеры: бассейны рек К. и У. Долан в Иле Алатау)</p>	<p>Редко высокогорный. Преимущественно среднегорный, расчлененный. В меньшей степени низкогорный. Преобладают мягкие – сглаженные контуры. Амплитуды относительного расчленения до 400-800 м. Отдельные очаги селеобразования локализуются в большом интервале высот. Средние уклоны речных долин 0,05-0,08</p>	<p>Преобладают эффузивные и осадочные породы. В высокогорных районах широко распространены интрузии. Новейшие разломы относительно слабо выражены в рельефе. Тектонокластиты на склонах часто скрыты почвенным покровом. Сейсмичность 7-9 баллов</p>	<p>Горные ливни. Суточные максимумы осадков до 50-70 мм</p>	<p>Почвенный покров слабо эродирован. Растительный почти не нарушен. Полнота лесного покрова в зоне среднегорья, как правило, не ниже 0,7</p>
IV	<p>Зона относительно слабой степени селеопасности</p> <p>Приурочена к бассейнам небольших водотоков. В данную категорию входят: IVa – бассейны, дающие собственно селевые паводки; IVб – бассейны, дающие водные паводки с повышенным твердым стоком; IV в – бассейны, эпизодически дающие тальвежно-русловые выносы. Активность, как правило, высокая (один поток за 2-3 года). Примеры: мелкие бассейны Жетысу Алатау</p>	<p>Низкогорный, расчлененный, местами мелкопочный. В западных районах Тянь-Шаня среднегорный с мягкими контурами, относительные высоты 100-590 м. На склонах следы активного плоскостного смыва. Средние уклоны долин 0,02-0,08</p>	<p>Преобладают эффузивы различного состава. Относительно менее активного проявления разрывной тектоники. Сейсмичность 7-9 баллов</p>	<p>Явления ливневого характера при суточных максимумах осадков до 50 мм, реже бурное снеготаяние</p>	<p>Почвенный и растительный покров на склонах обычно подвержен эрозионно-оползневым процессам</p>

7	8	9	10	11
Эпизодически возникают сели ливневого питания	Несвязные, чаще водокаменные, грязекаменные. Диаметр влекомых наносов до 0,5-1,5 м. Скорость движения – 3-4 м/с	В до 0,5; Q до 100; P5-15 при Q < 100; K – 6	Эпизодически проходят мало-мощные сели, не причиняющие существенного ущерба	Необходимы выборочные селезащитные мероприятия: 1. Укрепление эродированных склонов. 1. Агролесомелиоративные и организационно-хозяйственные мероприятия (рациональная эксплуатация лесных массивов, лесопосадки, травосеяние, регламентированный выпас скота). 2. Выборочно гидротехнические мероприятия (струенаправляющие сквозные селезащитные сооружения). 3. Удаление жилых строений и наиболее ценных хозяйственных объектов за пределы зон возможного транзита селевых потоков.
Наблюдаются селевые паводки и водные потоки с повышенным твердым стоком во время ливней высокой интенсивности и при наложении их на период бурного схода снежного покрова	Несвязные щебенисто-грязевые, грязекаменные. Диаметр влекомых наносов – до 0,1-0,3 м. Скорость движения – 2,0-2,5 м/с	В – 0,5 (чаще 0,3); Q до 70-80; P до 30-50; K – 4-5; K _{ex} < 6	Разрушительная сила относительно невелика (повреждения дорог и мостов, заносы сельскохозяйственных угодий)	Необходимы выборочные селезащитные мероприятия: 1. Агролесомелиоративные и организационно-хозяйственные мероприятия на склонах. 2. Средства гидротехнической защиты (заградители облегченного типа, струенаправляющие сооружения)

1	2	3	4	5	6
V	Зона возможного проявления сейсмоселей Бассейны, дающие сейсмические оплывины. Повторяемость связана с землетрясениями силой 12 баллов. Примеры: бассейны р. Котырбулак, Прямой щели и др. в Иле Алатау	Низкогорный, холмисто-увалистый. Контуры мягкие, сглаженные. Относительные высоты 70-120 м. Очаги образования оплывин располагаются на высотах 1100-1600 м. Средние уклоны долин 0,03-0,08	Верхняя часть разреза представлена лёссами и лёссовидными суглинками мощностью до 100 м. Нередко конгломераты и неогеновые глины. Оплывины приурочены к активным сейсмотектоническим зонам новейших разломов. Сейсмичность районов 9-10 баллов. Местами наличие грунтовых вод в лёссовых породах	Стимулирующий фактор – затяжные дожди в период, предшествующий землетрясению	Почвенный и растительный покров на склонах часто подвержен эрозионно-оползневому процессам

7	8	9	10	11
Эпизодически возникают сейсмические оплывины	Связные грязевые и несвязные грязекаменные. Скорость движения до 0,10-0,25 м/с	V до 100-500; В случае M до 6,5-7,3 и $I_0 = 9-10$	Обладают громадной разрушительной силой, погребая все на своем пути	В пределах действия оплывин предлагаются: 1. Удаление жилых строений и наиболее ценных хозяйственных объектов за пределы зоны возможного транзита сейсмических оплывин. 2. Мероприятия против искусственного переувлажнения склонов. 3. Как вспомогательная мера – систематические наблюдения за состоянием склонов в зоне вероятного возникновения оплывин, борьба с эрозионными явлениями

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 м^3), максимальные селевые расходы определяются по данным натурных обследований или по методу аналогии ($\text{м}^3/\text{с}$).

3. Энергетическая интерпретация мощности селевых потоков выражается через энергетические классы селей (K), определяется по формуле $K = 11gE$, где E – энергия потока, Дж.

Результирующая оценка территории выражается в виде категории селеопасности исходя из совокупности перечисленных определенных признаков и их количественных и качественных показателей.

На основе разработанной региональной типизации на закартированной территории установлены пять зон селеопасности, которые отличаются по значениям таких параметров, как B , Q , P , K , I_0 , V , M , где B – объем сноса за один сель, млн м^3 ; Q – селевые расходы, $\text{м}^3/\text{с}$, Q_{extr} – то же, экстремум; P – повторяемость, %; K – энергетические классы селевых потоков; I_0 – сила землетрясений, бал; V – объем сейсмических оплывин, тыс. м^3 , M – магнитуда землетрясений. Последние три параметрические значения относятся к пятой категории селеопасности.

I. Зоны весьма высокой степени селеопасности с очаговым зарождением катастрофических селепроявлений: B – до 5 и более; Q – до 1500; Q_{extr} – до 5000–10 000; P – 15–20 при Q – 100–500; K – до 9–10.

II. Зоны потенциально высокой степени селеопасности: B – до 1,0; B_{extr} – 1,5; Q – до 500; Q_{extr} – до 2000; P – 1–2 при Q – 500 и более; K – 7–8.

III. То же, в стадии современной активизации.

III. Зоны средней степени селеопасности: B – до 0,5; Q – до 100; P – 5–15 при $Q < 100$; K – 6.

IV. Зоны относительно слабой степени селеопасности с преобладанием:
а) селевых паводков: $B < 0,5$ (чаще $< 0,3$); Q – до 70–80, P – до 30–50; K – 4–5; K_{extr} – 6; б) водных паводков с повышенным твердым стоком: $Q_{\text{водн}}$ – до 20–50; $Q_{\text{водн}} (\text{extr}) > 100$ (локально при P – 5–10); в) эпизодических проявлений тальвежно-русловых выносов боковых логов ($Q < 20$).

V. Зоны возможного проявления сейсмоселей при сходе сейсмических оплывин: V – до 100–500, в случае M – до 6,5–7,3 и $I_0 = 9–10$ (рис. 49–53).

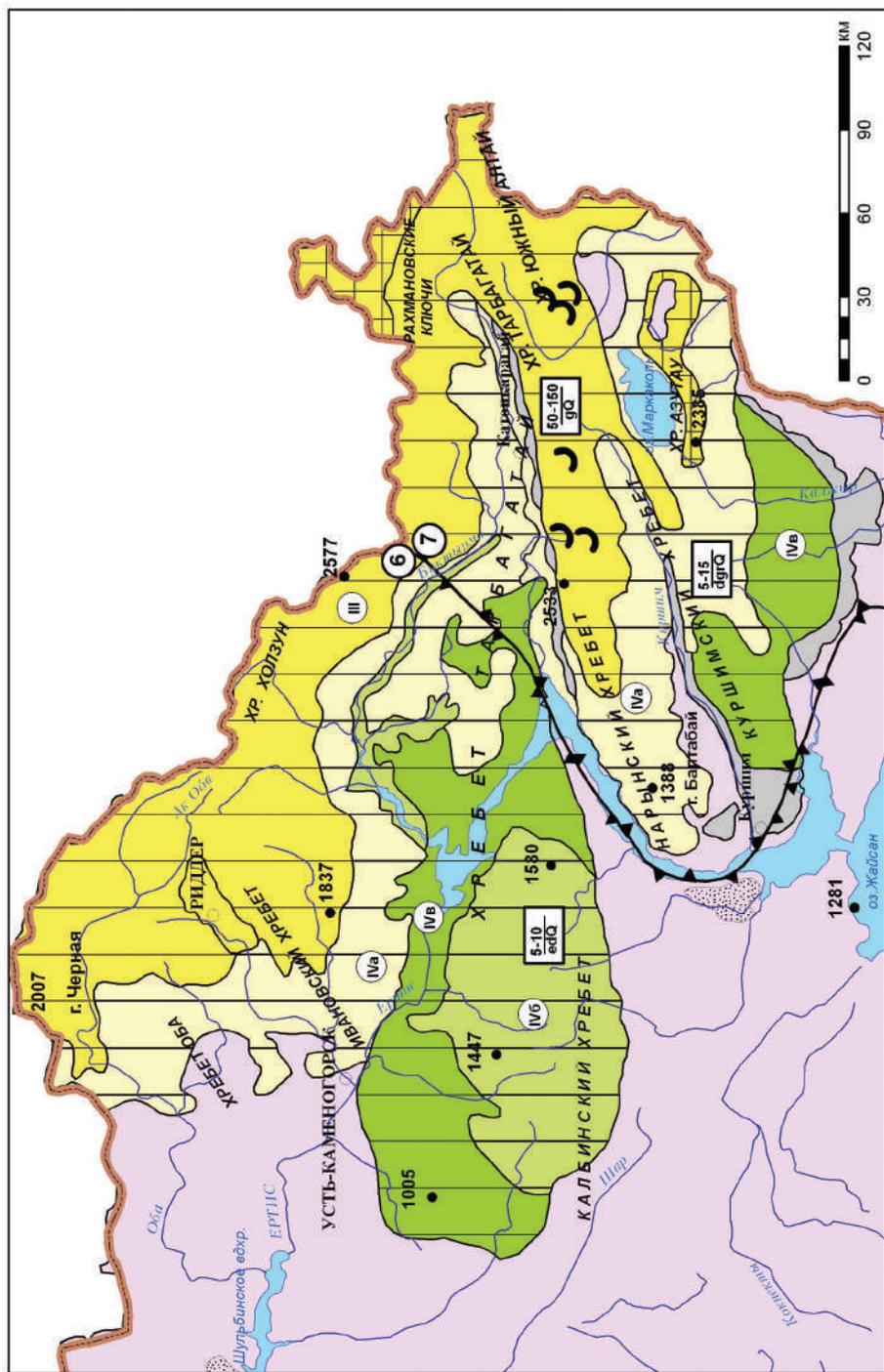


Рис. 49. Карта типизации сеисопасности Восточного Казахстана (составили А. Р. Мелеу, Н. Ф. Колотилин и С. А. Новицкий)

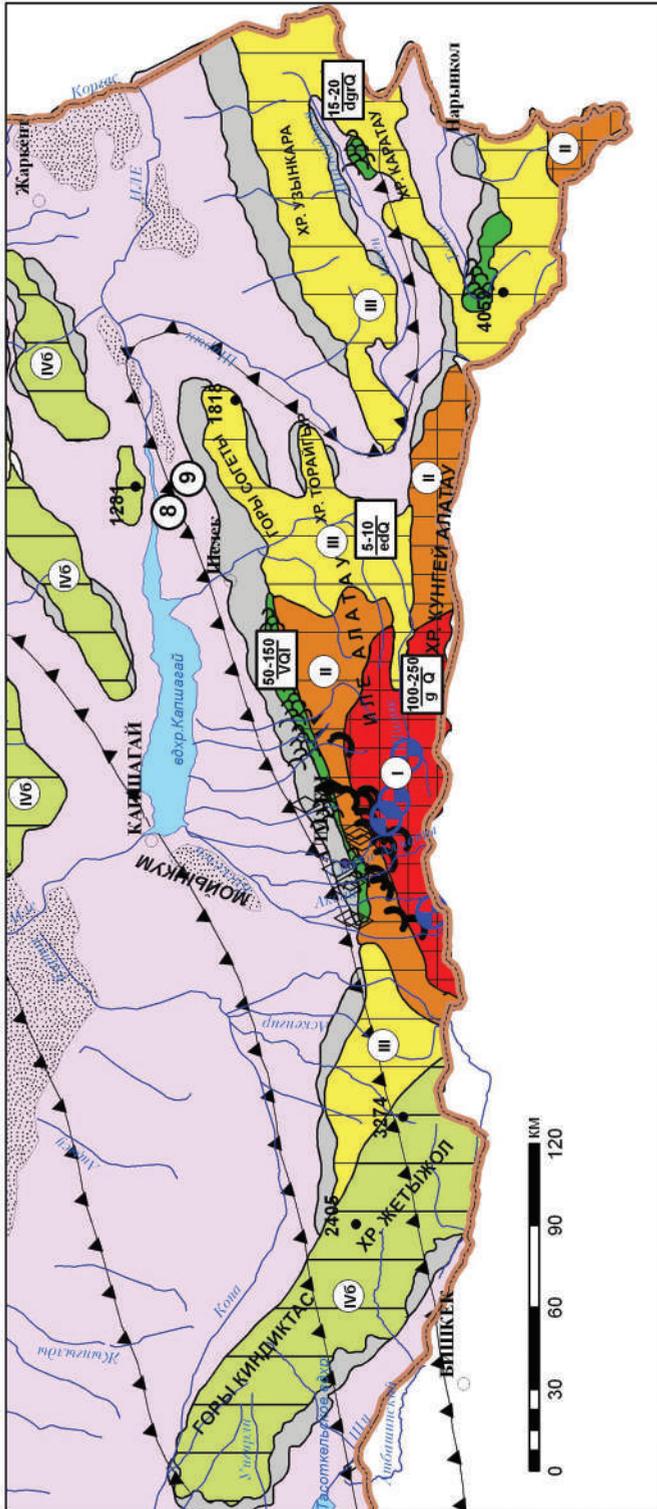


Рис. 52. Карта типизации селеопасности Иле Алагау (составили А. Р. Мелеу, Н. Ф. Кологилін)

Условные обозначения к рис. 49–53:

I. КАТЕГОРИЯ СЕЛЕОПАСНОСТИ

-  Зоны весьма высокой степени селеопасности с очаговым зарождением катастрофических селепроявлений: В до 5 и >; Q до 1500; Qextr до 5 000 - 10 000; P-15-20 при Q < 100 и P-2-5 при Q >> 100-500; K до 9-10.
 -  Зоны потенциально высокой степени селеопасности: В до 1,0; Vextr до 1,5; Q до 500; Q extr до 2000. P < 1 - 2 при Q- 500 и >; K-7-8.
 -  то же, в стадии современной активизации
 -  Зоны средней степени селеопасности: В до 0,5; Q до 100; P-5-15 при Q < 100; K-6.
- Зоны относительно слабой степени селеопасности с преобладанием:
-  селевых паводков: В < 0,5 (чаще < 0,3); Q до 70-80, P до 30-50; K-4-5; Kextr-6
 -  водных паводков с повышенным твердым стоком: Q водн. до 20-50; Q водн. (extr) > 100 (локально при P-5-10)
 -  эпизодических проявлений тальвежно-русловых выносов боковых логов.(Q < 20)
 -  Зоны возможного проявления сейсмоселей при сходе сейсмических оплывин: V до 100-500 в случае M до 6,5-7,3 и I₀ = 9-10

II. ПАРАМЕТРЫ ВОЗМОЖНЫЕ

V - объемы выносов за один сель, млн м³; Q- селевые расходы, м³/с; Qextr - то же, экстемум, м³/с; Q водн.-паводковые расходы, м³/с; P- повторяемость, %; V - возможные объемы сейсмических оплывин, тыс. м³; M - магнитуда землетрясений; I₀- сила землетрясений, балл; K- энергетические классы селевых потоков (K=lgE), где E -кинетическая энергия потоков, Дж

III. ТИПЫ СЕЛЕЙ ПО ХАРАКТЕРУ ВОДНОГО ПИТАНИЯ

-  а) гляциальные, б) дождевые
-  Смешанного питания: а) гляциальные с участием дождевых; б) дождевые с участием снеговых

IV ХАРАКТЕРНЫЕ ТИПЫ СЕЛЕВЫХ ОЧАГОВ В СТАДИИ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

-  Термокарстовые, ледникового питания
-  Преимущественно склоновые и русловые ливневого и смешанного питания
-  Обвалы (а) и оплывины (б), преимущественно сейсмогенные
-  Селевые отложения: а) современные; б) древние

V. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Неселеопасная территория
-  Шлейфы конусов выноса
-  Изосейсты и фоновая сейсмичность в баллах
-  Мощность, м (числитель) и геолого-генетические типы поверхностных (селеформирующих отложений (знаменатель)
-  Основные типовые схемы комплекса противоселевой защиты
-  Участки, требующие ускоренных специальных исследований

Из всех приведенных параметров величина R является в значительной мере условной. При этом имеется в виду, что любой сель, как всякий многофакторный процесс, представляет собой явление, скорее, эпизодическое и не может с достаточной точностью укладываться в рамки определенной цикличности, что, например, свойственно некоторым гидрометеорологическим процессам (вековые и многолетние колебания климата, изменения радиационного режима и ряд других).

Характеристика каждой из выделенных категорий приводится ниже. К зоне I (высшей) категории селеопасности отнесены бассейны с наиболее высокими потенциальными возможностями селепроявления, эпизодически (при повторяемости 1 раз в 20–50 лет) дающие селевые потоки катастрофического характера и требующие безотлагательного проведения защитных противопелевых мероприятий. Маломощные сели проходят довольно часто – 1 раз в 5–10 лет (в некоторых бассейнах – 1 раз в 2–3 года). Наиболее типичными для этой категории являются бассейны рек К. и У. Алматы, Орта Талгар, Есик и некоторых других рек центральной части Иле Алатау. Главные селеобразующие термокарстовые и эрозионно-оползневые очаги ледникового и смешанного (гляциальные с участием дождевых) питания расположены на высотах 2800–3400 м, в зонах скально-ледникового высокогорья и типичного крутосклонного высокогорного рельефа с реликтовыми формами ледниковой моделировки. Местами очаги располагаются в зоне с сильно расчлененным рельефом среднегорного облика. Средние уклоны речных долин селеопасных притоков составляют 0,22–0,25, нередко достигая 0,30–0,35 и более. Одной из геолого-тектонических особенностей моренных и флювиогляциальных отложений мощностью до 200–250 м является их приуроченность к активным сейсмотектоническим зонам новейших поднятий. Доминирующие физико-геологические процессы и явления – выветривание, солифлюкция моренных грунтов, гравитационные подвижки, обрушения и осыпи рыхло-обломочного материала, в меньшей степени – формы линейной эрозии и плоскостного смыва.

Сейсмичность зон достигает 9–10 баллов. Породы палеозойского субстрата – преимущественно гранитоиды различного состава. Почвенный покров эродирован; растительный, за исключением субальпийской зоны, разрежен. Основными метеорологическими факторами селеобразования являются эпизодические горные ливни высокой интенсивности, чаще всего в субальпийской зоне при суточных максимумах осадков до 100 мм. Однако и осадки свыше 30–50 мм, как правило, вызывают здесь селеопасный сток.

Не менее опасно интенсивное таяние ледников в высокогорных районах, что вызывает прорыв приледниковых водоемов. Этому обычно предшествует резкое повышение температуры воздуха до 15–20 °С. В период наиболее активной абляции ледников (во 2-й половине июля – начале августа) в некоторых бассейнах формирование селевых потоков обусловлено термокарстовыми процессами в толщах моренных плотин и связанными с этими разрушениями выводными каналами стока. Так было 15 июля 1973 г. на р. Киши Алматы и в последующие годы в ряде бассейнов центральной части Иле Алатау,

где термокарст также способствовал прорывам моренных озер. Сели ливневого питания, чаще всего несвязные и наносоводные. Максимальные расходы превышают 1500–2000 м³/с, экстремальные достигают 5000 – 10 000 м³/с; количество выносов селевого материала за один наиболее мощный сели до 5 млн м³ и более или около 30 тыс. м³ с 1 км² активной площади бассейна, включая объемное пополнение за счет боковых обрушений. Диаметр валунов во влекаемых наносах достигает 3–5 м в поперечнике. Скорость движения селевых потоков составляет 8–12 м/с.

2. К зоне II (потенциально высокой) категории отнесена обширная территория преимущественно высокогорных и среднегорных областей: большая часть Жетысу Алатау, в меньшей степени районы Иле Алатау, а также наиболее возвышенные части Киргиз и Талас Алатау, Огемского хребта. Бассейны II категории, в частности, в Жетысуской зоне в настоящее время характеризуются частичным усилением селевой деятельности. Вместе с тем активизация крупных селепроявлений здесь, по-видимому, имела место 150–300 лет тому назад с эпизодическими отклонениями. Следы распластывания селей сохранились в верхней и средней частях горных долин и в межгорных впадинах. Особенно характерны в этом отношении долины главных рек субмеридионального направления (Сарыкан, Буйен, Аксу) центрального района северного склона Жетысу Алатау. Отложения того же времени и типа фиксируются и в предгорьях Иле, Киргиз и Талас Алатау.

В настоящее время потенциальные возможности боковых притоков бассейнов этой категории еще высоки, однако вероятность образования селевых потоков катастрофического характера, по-видимому, существенно снизилась. Прохождение селей большой разрушительной силы (до 1,0–2,0 млн м³ объемов выноса и более) фиксируется относительно редко, обычно не чаще 1 раза в 50–100 лет. На боковых притоках горных рек маломощные селевые паводки довольно часты. Основные карстовые, эрозионные, эрозионно-оползневые, обвально-осыпные очаги селеобразования располагаются на высотах 2200–3200 м, в высокогорном и сильно расчлененном среднегорном рельефе. В этих зонах особенно велика роль сейсмогенных обвалов, нередко создающих озера завального типа, подобно Жасылкольским в Жетысу хребте и Кольсайскому в Кунгей Алатау, которые в случае прорыва могут сформировать катастрофические селевые потоки и паводки. В связи с этим на участках образования подобных естественных озерных плотин необходима постановка комплексных исследовательских работ с целью последующих разработок оптимальных способов противоселевой защиты. Средние уклоны речных долин, служащих выводными каналами стока селей, составляют 0,08–0,10, достигая иногда в некоторых боковых притоках, как и в бассейне предыдущей категории, 0,25–0,30.

В геологическом отношении территория отвечает области распространения преимущественно палеозойских пород интрузивного и эффузивно-осадочного комплексов. Рыхлые образования, как и в бассейнах предыдущей категории, представлены преимущественно моренными и флювиогляциальными накоплениями в высокогорье, а также аллювиальными, делювиальными

и гравитационными образованиями в среднегорной зоне. Новейшие разломы часто наследуют более древние зоны нарушений (герцинские и каледонские). Сейсмичность территории составляет 7–9 баллов.

Почвенный покров на склонах эродирован, растительный местами разрежен. Плотность лесного покрова до 0,6–0,7. Основным метеорологическим фактором возникновения селевых потоков являются горные ливни высокой интенсивности при суточных максимумах осадков до 70–90 мм. Наличие горного оледенения в горных зонах (Жетысу) способствует возникновению гляциальных селей.

Преобладающие типы селей – несвязные, грязекаменные и наносоводные с наибольшими экстремальными расходами до 1500–2000 м³/с. Максимальное количество выносов за один сель – до 1,5–2,0 млн м³. Удельная величина поступления материала с 1 км² активной площади бассейна – до 20–25 тыс. м². Диаметр влекомых наносов – до 1–3 м. Скорость движения селевых потоков варьирует от 4–5 до 7–8 м/с.

Зона категории Па соответствует активизированным участкам потенциально высокой селеопасности. К ним отнесены Текелийский и Сарыканский участки в Жетысу Алатау. В бассейне р. Текели за последние 25–30 лет было отмечено около 60 больших и малых ливневых селевых потоков с параметрами расходов наибольшего из них, близкими к нижней границе соответствующих показателей для бассейнов II категории. Количество случаев схода гляциально-прорывных селей в бассейне р. Сарыкан возрастает (1982, 1983 гг.). Наиболее мощные селевые потоки были связаны с выпадением аномальных по величине слоя осадков (более 40–50 мм) в условиях резкого нарастания температурного фона, сопровождаемого бурным снеготаянием. Подобная ситуация здесь была в ночь с 7 на 8 апреля 1959 г., когда в результате возникшего селевого потока был причинен существенный материальный ущерб хозяйственным и жилым объектам в районе г. Текели. Разрушительное действие Сарыканского гляциального селя 1982 г. также оказалось довольно значительным.

К III категории селеопасности относится обширная территория среднегорной части Алтая, Тарбагатая, Жетысу Алатау, западных и восточных отрогов Иле Алатау и полностью хребет Кетпен. Потенциальные возможности формирования селевых потоков по боковым крутопадающим притокам и основной долине бассейнов сравнительно высоки. Отдельные очаги (эрозионно-оползневые, обвально-осыпные) селеобразования локализуются в большом интервале высот. В некоторых районах, например хр. Кетпен, встречаются локальные, довольно селеактивные бассейны (Темирлик, Кыргызсай и др.). В бассейнах этой категории удельное поступление материала до 10 тыс. м³ с 1 км². Основные природные факторы селеобразования в значительной мере отличны от таковых в бассейнах предыдущих категорий.

Рельеф преимущественно среднегорный, расчлененный, реже низкогорный, преобладают мягкие, сглаженные очертания склонов. Широко развиты денудационные поверхности выравнивания. Уклоны речных долин на территории транзитной части – 0,05–0,08, на селеносных притоках – до 0,10–0,20.

В геологическом строении преобладают комплексы эффузивно-осадочных образований палеозоя. В верхних ярусах распространены преимущественно глубинные магматические породы. Новейшие разломы в рельефе не всегда четко выражены. Тектонокластиты на склонах часто скрыты почвенным покровом. Сейсмичность 7–9 баллов. Состояние почвенного и растительного покрова обычно удовлетворительное. Плотность лесного покрова в зоне среднегорья не менее 0,7, в большинстве случаев выше. Эпизодически возникающие селевые потоки исключительно ливневые с суточными максимумами осадков порядка 50 мм и выше. Потоки преимущественно несвязные, чаще наносоводные. Максимальные расходы селей до 100 м³/с. Общее количество выносов за один наиболее мощный сель – до 0,5 млн м³, при 5–10 тыс. м³ выносов с 1 км² активной площади бассейна. Диаметр влекомых наносов – 0,5–1,5 м. Наиболее часто фиксируемые скорости движения селей в транзитной зоне – 3,0–4,0 м/с.

Зона IV категории (относительно слабой степени селеопасности) приурочена чаще всего к долинам соподчиненных порядков, к небольшим водотокам нижней границы среднегорья, низкогорья и области предгорий. Селеактивность их, как правило, высокая (один поток за 2–3 года), но разрушительная сила селевых потоков невелика. Наиболее характерны для бассейнов IV категории повреждения дорог, мостов, зоны сельскохозяйственных угодий. Таковы, например, сравнительно небольшие бассейны северного склона Киргизского хребта, ряда районов хр. Каратау, Жетысу Алатау, Сауыр-Тарбагатай и некоторые другие. В эту категорию нами внесены три градации: IVа – бассейны, обычно образующие собственно селевые паводки, IVб – бассейны с преобладанием водных паводков различной мощности с повышенным твердым стоком и IVв – бассейны с эпизодическими проявлениями тальвежно-руслых выносов боковых логов.

Уклоны тальвегов долин составляют в среднем 0,02–0,08. На склонах фиксируются следы активного плоскостного смыва и небольшие формы линейного размыва, в результате почвенный и растительный покров часто нарушен. В геологическом строении преобладают эффузивы различного состава и породы осадочного комплекса. Бассейны, как правило, приурочены к областям проявления преимущественно пликативной тектоники, осложненной позднейшими дизъюнктивными нарушениями. Сейсмичность их 6–9 баллов. Главные метеорологические факторы селеобразования – ливневые дожди с суточным максимумом порядка 40–50 мм, реже бурное снеготаяние.

Преобладают потоки преимущественно несвязные, дающие выносы типа грязекаменных, грязевых и наносоводных. Расходы селей достигают 70–80 м³/с. Среднее количество выносов в одном бассейне обычно составляет менее 0,3, реже 0,5 млн м³. Средние размеры влекомых наносов 0,1–0,3 м. Скорости движения потоков обычно колеблются от 2,0 до 2,5 м/с.

К V категории отнесены бассейны, образующие сейсмические оплывины вследствие вибродинамического эффекта землетрясений силой 9–10 баллов в переувлажненных грунтах. Потенциально опасны в этом отношении

нижние части бассейнов некоторых горных рек Иле Алатау (Котырбулак, Тиксай и др.). Обычно оплывины образуются на склонах «прилавок», сложенных лёссовыми толщами. В активных сейсмоструктурных зонах объемы оплывин могут достигать огромных размеров. Так, И. В. Мушкетов [106] приводит данные о сейсмических оплывинах в лёссовых толщах Иле Алатау во время Верненского землетрясения 1887 г. объемом до 100–150 тыс. м³, причем суммарные объемы всех сошедших оплывин только в одном бассейне р. Котырбулак составили свыше 74 млн м³. Основные очаги образования сейсмических оплывин располагаются в гипсометрическом интервале 1100–1600 м. Стимулирующими факторами возникновения оплывин являются наличие водоносных горизонтов в толще лёссов, а также затяжные дожди или искусственное переувлажнение склонов в периоды, непосредственно предшествующие катастрофическим землетрясениям. Спускаясь по склонам в долины, оплывины обычно подпруживают реки и, смешиваясь с водой и грубообломочным материалом, дают начало густым грязевым и грязекаменным потокам, медленно (0,10–0,25 м/с) перемещающимся вдоль русла и уничтожающим все на своем пути. Так, во время Верненского (1887 г.) и Кеминского (1911 г.) землетрясений наблюдались отдельные оплывины объемом до 100 000 м³ и высотой до 50 м, обладающие громадной разрушительной силой [106, 145]. Изложенное подтверждает, что региональной основой для дифференцированной оценки степени селеопасности территорий может являться только комплекс признаков, с одной стороны, объединяющих совокупность наиболее важных природных факторов селеобразования, а с другой – опирающийся на генетические и динамические характеристики наблюдаемых и прогнозируемых селевых потоков, включая параметры энергии процессов.

В работах МГУ [163, 190–192] при определении степени селеопасности в качестве критерия принималась густота сетей селевых русел. Районы с одинаковой селеопасностью подразделялись на группы в зависимости от высотного положения зон, при этом учитывалось относительное превышение гор. 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 [193].

В настоящее время работы ИГ МОН РК по типизации территорий по степени селеопасности направлены на детализирование оценок и средне- и крупномасштабное их картографирование. При этом за основу принимаются ранее полученные результаты исследований роли геоморфологических, геологических, гидрометеорологических, сейсмоструктурных факторов, а также результаты изучения собственно селевых процессов. По мере укрупнения масштабов картографирования число 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. В таком случае 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, Г. Николиса, И. Пригожина, И. Стенгерс, Г. Хакена, а также С. П. Курдюмова, Г. Г. Малинецкого, Е. Н. Князевой, Н. Н. Моисеева и др. В них развитие синергетики осуществляется с позиций математики, физики, биологии, обществоведения, исторических и других наук [194–204].

В целом синергетику можно охарактеризовать как междисциплинарный подход для обобщения накопленных знаний о сложных процессах, позволяющий объяснить различные процессы 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 ее.

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 являются упорядоченные стабильные структуры, руководящим понятием – аттрактор – структура, отличающаяся от многих родственных образований особой устойчивостью ко всякого рода несущественным влияниям. Одна из задач синергетики – поиск собственных функций нелинейной среды, поиск 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 отдельных частей системы. Описание параметров порядка позволяет просто описывать 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 в дисциплинарной области — географии и, в частности, геоморфологии содержится в работах А. Д. Арманда, П. А. Флоренсова А. В. Позднякова, И. Г. Черванева, О. Г. Невидимовой и др. [205–221].

Обобщая идеи и конкретные результаты многочисленных, в том числе и авторских, исследований с позиций синергетики геоморфосистем и их главного объекта — рельефа, процессы саморегулирования и самоорганизации 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 их регулировать.

Структурная организация 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 и 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 — направленный перенос 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.

На основании результатов исследования селеформирующих факторов и селевых явлений, изложенных в предыдущих разделах монографии, исходное описание иерархии причинно-следственных связей, обуславливающих возникновение селей, может быть принято 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. Сети селеносных русел и селевых очагов являются аттракторами, определяющими 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 оценить 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 в соответствии с принципами 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, которые 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. Происходит бифуркация – качественная перестройка системы, возникновение и развитие селевого потока, новая самоорганизация. Новым параметром порядка становятся расходы грязекаменных и наносоводных 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 и вмещающих рыхлообломочный материал (потенциальные селевые массивы), 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 врезаются 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 формируются неливневые сели, 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 исходному состоянию, 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 следующие параметры: а) селеносных русел и селевых очагов — расход и повторяемость селей различной плотности; б) площадей водосборных поверхностей — доля их, принимающих наиболее активное участие в формировании селевого потока, и степень селеопасности примыкающего 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, приведенных частично в предыдущих разделах монографии. 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. Сведения о наличии селезащитных сооружений — это информация ГУ «Казселезащита».

Процедура оценивания селеопасности осуществляется на основе критериев, выработанных с привлечением квалиметрического метода [222–224].

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 начала приобретать свой специфический объект исследований (общие принципы и методы оценки качества), свой специфический предмет исследования (совокупность свойств объектов или процессов), свой специфический 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 субъектом в состав модели объекта, тем модель проще для восприятия, понимания и использования.

Квалиметрический метод заключается в построении квалиметрической модели — совокупности дерева свойств, определения коэффициентов весо-

мости, 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.

Свойства, представленные в иерархическом дереве качества, как правило, оцениваются 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, представленными параметрами порядка (табл. 10).

Соотнесение с выявленными критериями фактических характеристик селеносных бассейнов позволило составить карту селеопасности Иле Алатау в масштабе 1: 100 000, фрагмент которой для бассейнов рек Киши и Улькен Алматы приведен на рис. 54.

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 200–100 м³/с 1 раз в 50 лет, с 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 – Чертово ущелье, 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 и повторяемостью 1 раз в 50 лет или 10–50 м³/с с повторяемостью 1 раз в 10 лет свойственна средним

Таблица 10. Критерии степени селевой опасности

Степень селевой опасности	Селевой очаг и селеносное русло		Водосбор селевого очага и селеносного русла		Конус выноса	
	Расход селевого потока, м³/с	Повторяемость селевых явлений, 1 раз в N лет	Степень селевой опасности селевого очага и селеносного русла	Доля площади, участвующей в селеформировании, %	Степень селеопасности селеносного русла	Наличие (+) или отсутствие (-) селезащитных сооружений
Высокая	500-1000 и более	Любая	Высокая	Более 50	Высокая	-
	200-500	50 - 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	Более 75		
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	Более 75			
Низкая	10-50	50	Высокая или значительная или средняя	10	Пониженная	+
			Средняя	20		
	Менее 10	10	Пониженная	50-20		
			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	-

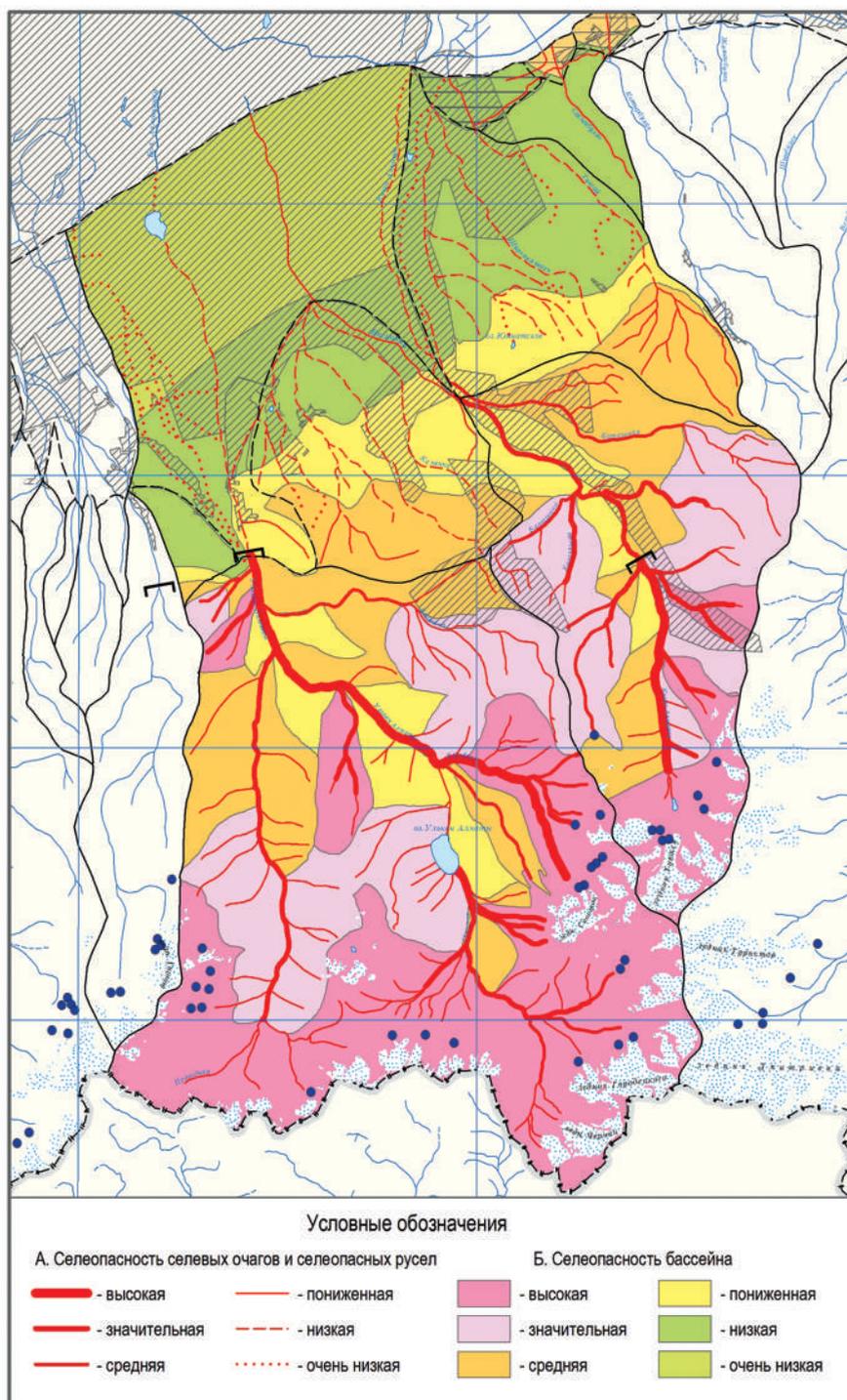


Рис. 54. Карта селеопасности Иле Алатау.
Фрагмент – модельные бассейны рек (составили А. Р. Медеу, Т. Л. Киренская)

и нижним частям рек Бутак, Бедельбай, Терисбутак. Пониженной селевой опасностью характеризуются притоки в верховьях рек Тиксай, Бутак, Терисбутак, Проходная. 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 $10 \text{ м}^3/\text{с}$, 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 рек 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, Чертово ущелье, 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, а средней – нижняя часть бассейнов рек Проходная, Терисбутак, Кимасар и Бутак, а также верхняя часть бассейнов низкогорных притоков р. 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.

ПРИКЛАДНЫЕ ОСНОВЫ УПРАВЛЕНИЯ

Часть II



НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ОПТИМИЗАЦИИ СЕЛЕЗАЩИТНЫХ МЕРОПРИЯТИЙ

4.1. Современное состояние проблемы противоселевых мероприятий

Зарубежный опыт. В настоящее время противоселевые мероприятия условно можно подразделить на три сложившиеся школы: европейскую, азиатскую и американскую. Для европейской школы характерно сочетание большого объема лесомелиоративных мероприятий с мелкими гидротехническими склоновыми и русловыми сооружениями (террасирование склонов, системы запруд, донные пороги, канализованные и мощеные русла, направляющие дамбы). Из европейских государств, где прослеживается активная селевая деятельность, Франция была первой страной, организовавшей систематическую борьбу с селями. Ее основы были заложены инженером Сюррелем, являющимся основоположником лесной школы борьбы с горными потоками. В последующем его идеи развивались во всем мире.

Для азиатской школы (Япония, Китай) характерно применение агро-мелиоративных мероприятий (террасы, террасы-каналы) в сочетании с густой сетью гидротехнических сооружений, обеспечивающих сохранение русла от размыва и задержание твердой составляющей стока. Только в Японии в селеопасных бассейнах построено и эксплуатируется более 4000 наносоудерживающих плотин. Сооружено много дамб различной высоты, берего- и склоноукрепительных стен. Проводимые здесь противоселевые инженерные мероприятия в основном сводятся к перехвату большей части твердого материала, а также регулированию количества поступающих в низовья рек наносов, из которых формируются пляжи в прибрежной полосе.

Огромный опыт проектирования, строительства и эксплуатации разнообразных типов и размеров противоселевых гидротехнических сооружений, имеющий более чем 70-летнюю историю, накоплен в США. Об объеме осуществленных за этот период мероприятий можно судить по тому, что только в округе Лос-Анжелеса в 1915–1979 гг. на противоселевые мероприятия израсходовано свыше 1 млрд долларов. В результате был создан комплекс защитных гидротехнических сооружений высотой до 100 м, состоящий из системы руслостабилизирующих запруд, ряда селе- и водохранилищ в условиях сильно разветвленной водосборной сети. При этом противоселевые системы позволили комплексно решить поставленную задачу и использовать осветленную воду для водоснабжения. Параллельно с гидротехническими сооружениями в верховьях водосборных бассейнов широко развивались агро-лесомелиоративные мероприятия в засушливых районах США (штат Юта),

направленные прежде всего на охрану водоразделов и скорейшее восстановление нарушенного почвенно-растительного покрова.

Огромный моральный и материальный ущерб, наносимый селевыми потоками населенным пунктам, хозяйственным объектам и земельным угодьям в бывшем СССР, обусловил необходимость разработки эффективных способов уменьшения вероятности возникновения селей или снижения их разрушительной силы. Основным средством борьбы российские ученые считали регулирование поверхностного стока путем облесения горных склонов. Они опирались на опыт противоселевых работ, проводившихся во Франции и Швейцарии. Впервые работы по облесению горных склонов в России были предприняты в 1876 г. в Крыму, около Феодосии. В Средней Азии лесомелиоративные работы в целях борьбы с селевыми потоками начались в конце XIX столетия. Российские лесоводы Н. И. Корольков и С. Ю. Раунер применили террасирование горных склонов в селеопасных бассейнах Аман-Кутан и Ак-Таш. На Кавказе подобные укрепления горных селеопасных склонов были предприняты В. Н. Лисневским, И. И. Роциным, А. И. Британским. Российская школа укрепления и террасирования горных склонов продолжает развиваться в работах Ф. Н. Кочерги в Средней Азии и А. И. Олиферова в Крыму.

К настоящему времени, благодаря работам крупных ученых М. Г. Гагошидзе, И. И. Херхеулидзе, Б. А. Будагова, А. И. Шеко, С. М. Флейшмана, Н. В. Думитрашко, Э. Д. Церетели по Кавказу и горному Крыму; В. Н. Пушкаренко, П. М. Карпова, Р. А. Ниязова, Ш. К. Хожаева по Средней Азии и т.д., накоплен большой опыт по научному обоснованию и реализации схем противоселевых мероприятий и конкретных гидротехнических сооружений.

Казахстанский опыт. В Казахстане также накоплен значительный опыт борьбы с селевыми потоками. В становлении противоселевой службы большую роль сыграли многие выдающиеся ученые и инженеры бывшего СССР и самого Казахстана. Благодаря их работам в настоящее время осуществлен первый, основной этап селезащитных мероприятий в горных районах Юго-Восточного Казахстана. Особенно большим достижением является селезащитный комплекс г. Алматы в Иле Алатау. Селетехнические мероприятия начали осуществляться здесь после катастрофического селевого потока 1921 г.

Для предупреждения селевой опасности по специальному постановлению Правительства республики в 1934 г. была создана служба предупреждения и оповещения при Казахском управлении гидрометслужбы.

Первый проект противоселевой защиты г. Алматы был составлен в 1934–1935 гг., дорабатывался Всесоюзным лесомелиоративным институтом в 1937 г., где основной акцент делался на облесение бассейнов рек. Но в то же время было очевидно, что одними лесомелиоративными мероприятиями нельзя было предотвратить возникновение небольших по мощности селевых потоков. Поэтому возник второй проект, который был разработан в 1937–1939 гг. экспедицией Академии коммунального хозяйства РСФСР под руководством профессора Н. С. Дюрнбаума [225]. Он разрабатывался на основе тщательного изучения следов прохождения селя 1921 г., а также изучения зарубежного

опыта селезащиты, в особенности Лос-Анжелеса. Однако в этом проекте были существенные недоработки, связанные с уровнем знаний того времени.

Третий проект защиты г. Алматы был разработан в 1938–1940 гг. Он предусматривал стабилизацию всех селевых притоков К. Алматы системой 822 каменной накладки-барражей высотой от 2 до 5 м. В сочетании с обширными фитолесомелиоративными работами этими мероприятиями полагалось полностью предотвратить образование ливневых селей в бассейнах р. Киши Алматы. В качестве временной защиты намечалось устройство четырех котлованов-селеуловителей в горном устье р. К. Алматы со сбором осветленного в котлованах селевого стока по канализированному руслу р. Есентай с расходом 600 м³/с.

В 1940 г. был выполнен четвертый проект селезащиты г. Алматы. Здесь на первый план выдвигались котлованы-селеуловители с общей емкостью 2,4 млн м³ и сбросным расходом до 800 м³/с. Реализации проекта помешала война. В 1951 г. этот проект был частично переработан Казахским госстройпроектом, но строительство по нему не предпринималось, так как опасались, что сброс свободной воды объемом 600–800 м³/с вызовет повторный селевой поток ниже котловано-селеуловителей.

Селевые потоки 1951 и 1956 гг. гляциального происхождения позволили специалистам по-новому взглянуть на природу селевых явлений и меры борьбы с ними. Итогом более чем тридцатилетних поисков и дискуссий явился новый проект защиты г. Алматы Всесоюзного государственного проектно-изыскательского и научно-исследовательского института «Гипроводхоз». В окончательном варианте проекта Гипроводхоза МСХ СССР, разработанного в 1953–1959 гг., намечались строительство плотины в урочище Медеу и Есентайского водоотделителя, обвалование русла, строительство плотин в районе Есентайской дамбы и в ур. Мынжылкы. Емкость селехранилища воздвигаемой плотины Медеу была намечена 5,6 млн м³; 1,5 млн м³ должны быть сброшены в нижний бьеф в течение нескольких дней после селя с безопасными (до 30 м³/с) расходами. В отличие от прежних проектов впервые учитывалась возможность прохождения селей ледникового происхождения.

Следует отметить, что к разработке проекта казахстанскими специалистами были привлечены научные учреждения, проектные и производственные организации Москвы и Санкт-Петербурга.

Проект предусматривал также проведение комплекса мелиоративных работ, обеспечивавших долговременность действия гидротехнических сооружений. Одновременно с этими мероприятиями планировалась организация оперативной службы предупреждения о селевых потоках, оборудованной современными гидротехническими устройствами, новейшей аппаратурой и средствами связи.

В 1959 г. по проекту Гипроводхоза начались подготовительные работы по строительству плотины Медеу. Идея создания плотины направленным взрывом вызвала многочисленные возражения. В результате в 1961 г. строительство было законсервировано, а проект плотины передан на экспертизу институту «Гидропроект» им. С. Я. Жука. Экспертиза указала на ряд существенных

недостатков проекта, однако идея взрывного возведения плотины нашла поддержку как прогрессивная.

Между тем катастрофический селевой поток 1963 г. гляциального генезиса уничтожил оз. Есик, разрушил несколько улиц в г. Есик и причинил огромный материальный (более 10 млн руб. по ценам тех лет) и моральный ущерб.

После Есикской катастрофы защита столицы Казахстана приобрела первостепенное значение. В августе 1963 г. Совет Министров республики рассмотрел вопрос «О мерах защиты г. Алматы от селевых потоков». Сель 1963 г. внес коррективы в расчеты проектирования и строительства противоселевых гидротехнических сооружений. В 1964 г. Казахский филиал Гидропроекта разработал новый проект плотины Медеу, значительно усилив ее конструкцию. В этот же период в средней части долины р. К. Алматы были построены четыре опытных сквозных металлических селеуловителя, а в верховьях — габионная плотина Мынжылкы, предназначенная для задержания ледниковых селей.

В 1964–1966 гг. по заданию Министерства коммунального хозяйства КазССР Казахским филиалом института «Гидропроект» была разработана схема селезащиты населенных пунктов Иле Алатау. В схеме были определены селеопасные территории и намечены мероприятия по их защите. В 1969 г. АН СССР и Госстрой СССР рассмотрели и одобрили составленный Казгидропроектом проект первоочередных мероприятий по защите г. Алматы, отвергнув в то же время предложения группы алматинских ученых о создании вместо плотины Медеу каскада сквозных селезадерживающих сооружений. К 1973 г. была построена 110-метровая каменно-набросная плотина с емкостью селехранилища 6,2 млн м³. В 1973 г. после прохождения грандиозного грязекаменного потока впервые удалось точно определить его объем: плотинной было задержано 5,5 млн м³ селевой массы, включая водную составляющую. Выше плотины он разрушил все мелкие селезадерживающие сооружения, у ур. Мынжылкы размыл 18-метровую габионную плотину, у турбазы «Горельник» — сквозной металлический селеуловитель высотой 10 м. Горная долина на протяжении 10 км превратилась в глубокий каньон, селевой очаг с отвесными неустойчивыми, легко размываемыми склонами, сложенными валунно-галечниками.

Из-за недостроенности водосборных сооружений селехранилище было занесено селевой массой на 2/3 всего объема, намечалась усиленная фильтрация воды через тело плотины, которая угрожала ее устойчивости. Только своевременные меры спасли плотину, и западная часть г. Алматы не была разрушена.

Таким образом, селевой поток 1973 г. внес значительные изменения в оценку масштабов селепроявления в долине р. К. Алматы и в организацию мероприятий по борьбе с ними, вызвав необходимость составления новой, седьмой по счету, схемы селезащиты г. Алматы.

В целях устранения аварийной ситуации и надежной защиты г. Алматы были срочно приняты меры по наращиванию плотины до 150 м с доведением емкости селехранилища до 12,6 млн м³. Предусматривалось создание водосборных и водоприемных сооружений, обеспечивающих зарегулированный

безопасный сброс воды до 30 м³/с с любого горизонта селехранилища. Общая стоимость сооружения, по ценам тех лет, составила 33,9 млн руб.

Для осуществления комплекса защитных работ в республике в 1973 г. было создано специализированное Главное управление по строительству и эксплуатации противоселевых сооружений при Совете Министров Казахстана. В верховьях р. К. Алматы в урочище Мынжылкы на высоте 3000 м сооружена 17-метровая насыпная плотина с селехранилищем емкостью более 230 тыс. м³, которая нейтрализует средние гляциально-прорывные сели. Ниже плотины построены два сквозных сооружения, предназначенных для задержания селей, выходящих из притоков рек Батарейка и Казахкызы. Завершены работы по стабилизации русел Есентай, Кимасар и строительству на них наносостойников.

В 1977 г. в августе на р. У. Алматы впервые прошли небывалые по мощности селевые потоки с суммарным объемом грязекаменной и водяной массы до 6 млн м³ и максимальным расходом до 11 000 м³/с. В результате в восьмой раз возникла необходимость в пересмотре проекта защиты г. Алматы от селей. В этих целях в западной части города на р. У. Алматы построена 40-метровая железобетонная ячеистая плотина с комплексом водосборных сооружений, обеспечивающих автоматический сброс с любого горизонта селехранилища до 45 м³/с водных масс. Созданная емкость при уклоне поверхности селехранилища 4° имеет объем 14,6 млн м³. Общая стоимость строительства — 12,4 млн руб. Кроме того, в целях предотвращения прорыва озера Улькен Алматы проведены работы по наращиванию естественной плотины озера. По всей долине осуществлены руслостабилизирующие работы с устройством каскада крупных наносоуловителей.

Основные типы селетехнических сооружений представлены на рис. 55–70.

Для улучшения условий эксплуатации крупных плотин, продления сроков их службы и предотвращения возникновения катастрофических селей гляциального генезиса впервые в Казахстане в Иле, а в последующем в Жетысу и Кунгей Алатау, начиная с конца 70-х годов прошлого века, стало осуществляться превентивное опорожнение селеопасных высокогорных озер (бассейны рек К. и У. Алматы, Шилик, Сарыкан и некоторых других). Научное обоснование мелиорации озер разработано Б. С. Ниязовым, А. С. Деговцом, Н. В. Поповым, В. А. Керемкуловым. Такой подход обладал значительными преимуществами для предотвращения возникновения мощных гляциальных селей, но имел и весьма важный недостаток.

Опорожнения озер приводят к обнажению моренных отложений, и тем самым на этих участках активизируются криогенные явления, которые способствуют образованию новых очагов селей. Тем не менее эффективность такого превентивного метода определяется и оправдывается разрядкой напряженности ситуаций и предотвращением формирования катастрофических селей гляциального генезиса.

В Иле и Жетысу Алатау наряду с приведенными средствами защиты от селевых потоков осуществляются фитолесомелиоративные мероприятия в целях закрепления очагов ливневого селеформирования. Для предупреждения



Рис. 55. Селезадерживающая плотина в ущелье Медеу (вид с нижнего бьефа)

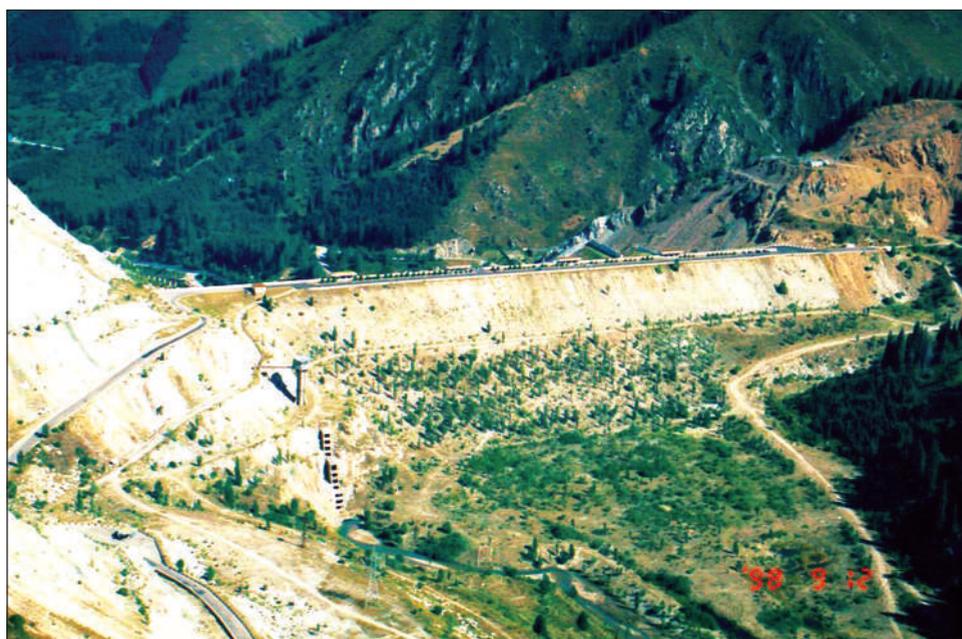


Рис. 56. Общий вид селехранилища и плотины Медеу с верхнего бьефа

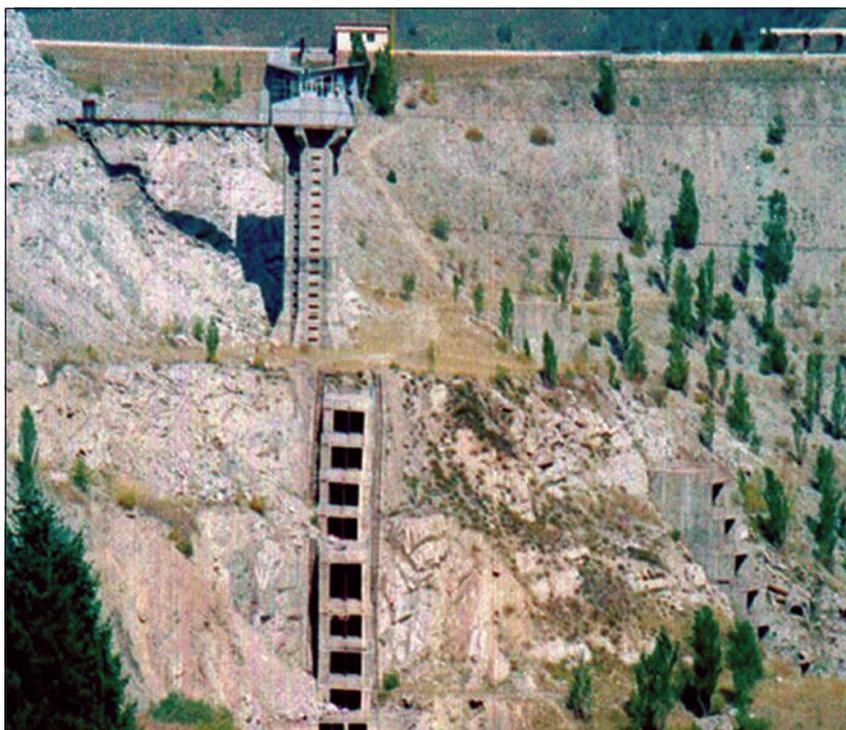


Рис. 57. Водоприемник плотины Медеу (вид с верхнего бьефа)



Рис. 58. Быстроток в нижнем бьефе плотины Медеу



Рис. 59. Селезадерживающая плотина Мынжылкы



Рис. 60. Сетчатый селеуловитель на р. Сарысай

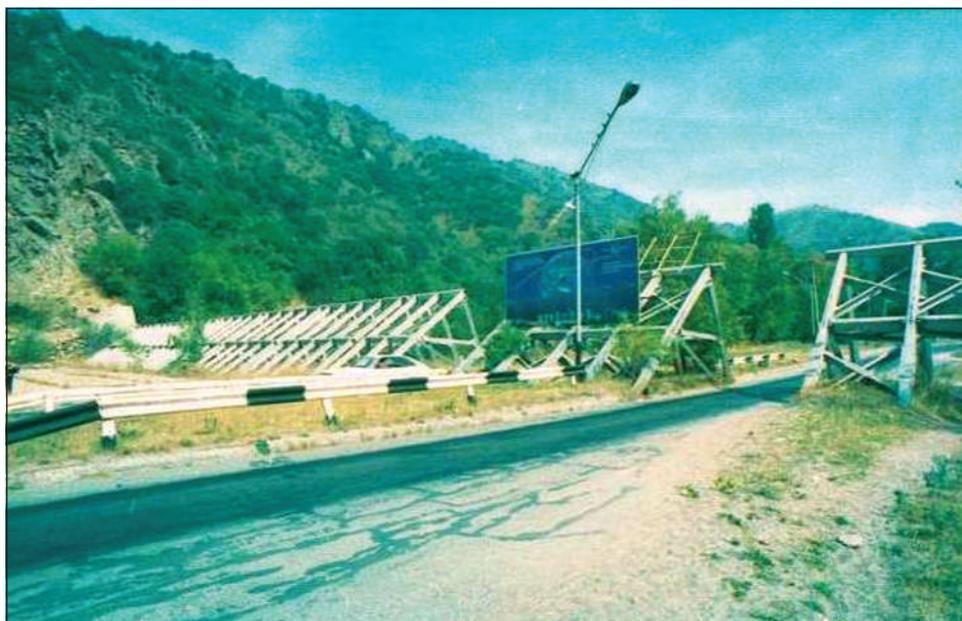


Рис. 61. Сквозной селеуловитель на р. Киши Алматы



Рис. 62. Стабилизация русла реки Кимасар (Киши Алматы)

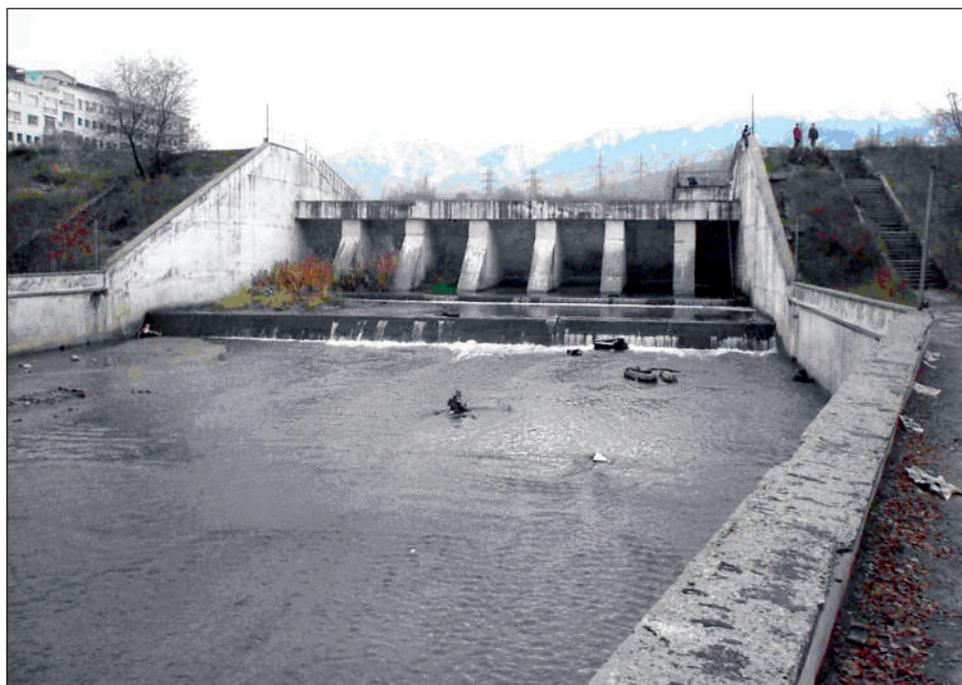


Рис. 63. Наносоотстойник на р. Есентай



Рис. 64. Селезадерживающая плотина на р. Улькен Алматы (вид с нижнего бьефа)



Рис. 65. Селехранилище на р. Улькен Алматы



Рис. 66. Селезадерживающая плотина на р. Каскелен
(сквозной селеуловитель системы И. И. Херхеулидзе – ЗакНИГМИ)



Рис. 67. Селезадерживающая плотина на р. Узынкаргалы



Рис. 68. Селезадерживающая плотина на р. Каргалы



Рис. 69. Селезадерживающая плотина на р. Талгар



Рис. 70. Сооружение на руч. Кайназар

селевой опасности и своевременного принятия мер ГУ «Казселезащита» с Казахским управлением по гидрометеорологии и контролю природной среды разработали и используют схему оперативного оповещения и сигнализации об угрозе селей.

Опыт защиты г. Алматы и других населенных пунктов, расположенных в горных долинах и предгорьях Иле Алатау, применяется и в других селеопасных районах Казахстана. В этом плане большие работы осуществлены в Жетысу Алатау для защиты городов Текели, Сарыкан и Жаркент.

Существенно важным вопросом управления селевыми процессами является взаимодействие системы «селеобразующая среда – селезащитные сооружения». В этой связи возникает проблема объективной оценки эффективности эксплуатации противоселевых сооружений.

4.2. Анализ эффективности эксплуатации противоселевых сооружений

Защита территорий диктуется хозяйственными интересами и социальными потребностями, иногда даже без прямой экономической выгоды. Она начинается с возведения крупных преград на опасных водотоках для защиты населенных пунктов. На северном склоне Иле и Жетысу Алатау этот вид работ в наиболее селеопасных долинах завершен. Но, как показывает зарубежный опыт, защита от селевых потоков и других опасных экзогенных процессов должна продолжаться. Она представляет, по существу, научно-производственный эксперимент с научным обоснованием и осуществлением ряда мер. Для их выполнения необходимы постановка научно-исследовательских работ, комплексный анализ функционирующих систем противоселевых сооружений и мероприятий, точный экономический расчет, а также постоянная корректировка противоселевой системы. Наряду с естественными геологическими телами в них (в качестве элементов системы) входят искусственные тела (инженерные сооружения).

В результате взаимодействия природной среды и селезащитных комплексов образуется своеобразная природно-техногенная система. Каждое инженерное сооружение в процессе строительства и эксплуатации воздействует на геологическую среду, которая служит для него обоснованием или вмещающей средой. Геологическая среда и рельеф, в свою очередь, определяют эффективное функционирование селетехнических сооружений. Таким образом, природно-техническая геосистема включает селеформирующую среду и технические противоселевые сооружения и мероприятия (агролесомелиорация, мелиорация озер, строительство дорог и подъездных путей, взрывные работы и т.д.).

Организационно-хозяйственные мероприятия включают в себя запрещение вырубki леса, ограничение выпаса скота, организацию национальных парков и заповедных территорий. Принятые в этом плане меры к 60-м и в последующие годы XX столетия позволили снизить вероятность формирования катастрофических селей ливневого генезиса. Следует отметить, что в связи

с введением начальной стадии рыночных отношений экосистема горных территорий, особенно близко расположенных к крупным населенным пунктам, подвергается интенсивной деградации. Это связано с бесконтрольной вырубкой леса, перевыпасом скота, выделением дачных наделов, строительством всевозможных объектов гостиничного типа. Подобного рода крупномасштабное вмешательство в горные экосистемы Юго-Восточного Казахстана, несомненно, скажется на активизации всего комплекса экзогенных процессов, включая селевые.

Аридизация климата наиболее выразительно прослеживается со второй половины прошлого столетия, она вызвала ряд грандиозных селевых потоков гляциального генезиса.

Для надежной защиты Алматы от селевых потоков в долинах рек К. и У. Алматы были построены крупные селеудерживающие плотины.

Строительство каменно-набросной плотины в урочище Медеу было начато в 1966 г. и доведено до проектной отметки 110 м в 1971 г. Отдельные элементы сооружения возводились до 1973 г., и к моменту прохождения катастрофического селя левобережный водоприемник еще не был построен. Селевые явления 1973 г. привели к возникновению критической ситуации вследствие заполнения селехранилища селевой массой и отсутствия сброса водной составляющей.

Работа набросной плотины Медеу и аварийные работы, предпринятые для сброса в нижний бьеф жидкой составляющей селя и бытовых расходов р. К. Алматы, общеизвестны. Обследование водосбросного тоннеля ГУ «Казселезащита» показало, что размеры решеток водоприемника с просветом 20 см и уклон тоннеля запроектированы правильно, состояние его хорошее и если бы ко времени прохождения селя был построен левобережный водоприемник, запроектированный на более высоких отметках, аварийная ситуация не возникла бы.

Следует отметить, что вход в водоприемник (решетки) не был ни смят, ни разрушен. Это свидетельствует о том, что селевой поток, добегающий до селехранилища, в основной массе расплывается по нему и теряет ударную силу.

Отметим главное в анализе работы этой плотины при прохождении катастрофического селевого потока в 1973 г.:

1. Впервые в селевой практике достоверно определены скорость, расход, объем и процентное содержание водной и твердой составляющих селевого потока в натуре. Таким образом, сели этого региона следует относить к типу несвязных грязекаменных потоков, представляющих собой течение увлажненной массы, что было доказано натурными экспериментами в бассейне р. Шамалган. Этот вывод в корне меняет подход к проектированию противоселевых сооружений. Уменьшение пропускной способности водосбросных каналов как через селеулавливающую плотину, так и по городу с 800 до 45 м³/с, т.е. соотношение воды и твердой составляющей селевого потока определено $1/6 \div 1/7$.

2. Выяснилась природа зарождения селевого потока 1921 г. в бассейне р. Шынбулак со столь малой площадью водосбора.

3. Натурные замеры параметров селевого потока доказали, что существующие методики расчета характеристик селевого потока недостоверны и при проектировании противоселевых сооружений авторы больше полагаются на свою интуицию и опыт (табл. 11).

Таблица 11. Сравнительная оценка максимальных расчетных объемов селевого потока на р. К. Алматы в створе Медеу и фактического селевого потока 1973 г.

Проекты и метод оценки макс. возм. расхода и объема селя в створе Медеу	Максим. расчет. расход селевого потока, м ³ /с	Объем, млн м ³		
		Расчетный объем селя	В том числе твердая составляющая	Сброс в нижний бьеф
Гипроводхоз МСХ СССР, 1955 г. (расчет. 1921)	440	3,0	1,5	1,5
Казгидропроект, 1964 г. (в качестве расчетов сель Р = 0,01 %)	860	6,2	2,5	3,7
Казгидропроект, 1974 г. (в Р = 0,01 %) качестве расч.	5000	7,4	7,4	0
Натурный 1973 г.	10000	5,5	4,0	0

Строительство плотины в долине р. У. Алматы начато в 1975 г. и в 1980 г. оно было закончено. Первоначально плотина была запроектирована высотой 30 м. Отсыпка предусматривалась из грунта, разрабатываемого в пределах селехранилища. Расчетная емкость селехранилища 4,5 млн м³. Однако селевой поток, прошедший в августе 1977 г., по объему в несколько раз превзошел ранее наблюдаемые сели и существенным образом изменил представление о возможных масштабах селей гляциального происхождения. Поэтому в 1979 г. плотина была на 10 м наращена. Плотина селеуловителя стала комбинированного типа, высотой 40 м, длиной по гребню 422,3 м. Верхняя половина представляет собой насыпь валунно-галечниковых грунтов, обеспечивающих восприятие ударной нагрузки от селя. Низовая плотина монолитно-железобетонная (200 м), крупноячеистая конструкция с размером ячеек (в свету) 12,8–8,5 м, толщиной стенок 1,5–2,0 м, обеспечивающих сохранность подпорного фронта. В случае переполнения селехранилища предусмотрено водосбросное сооружение на расход до 45 м³/с.

Прохождение гляциального селя 1977 г. существенным образом изменило представление о грандиозности процессов. Несмотря на то, что сель 1977 г. был вызван прорывом моренного озера и должен был развиваться по той же схеме эрозионно-оползневой процесса, что и сель 1973 г., он продолжался в течение месяца.

Стало очевидно, что бортовые оползни играли важную роль и в питании селей 1956 и 1973 гг. По всей вероятности, большая часть их сошла одновременно с углублением русла селем, развивающимся по схеме эрозионного типа. Возникла необходимость пересмотреть расчетные формулы максимальных объемов селей с учетом объема моренного грунта, подпитывания селевого потока подземными водами как в момент зарождения, так и в процессе

движения (захвата селевым потоком рыхлообломочного грунта вместе с подземными водами). Поэтому было принято решение увеличить емкость селехранилища с учетом натуральных параметров селя 1977 г. (максимальный расход — 10 900 м³/с, суммарный объем селевого потока — 5,96 млн м³), а для этого поднять высоту плотины до 40 м. Как отмечалось, нарастили ее за счет насыпи валунно-галечникового материала, который отбирался из чаши селехранилища.

По данным А. С. Деговца и Г. А. Токмагамбетова [226], карьер, расположенный в чаше селехранилища, существенным образом изменил топографию и условия подхода селевого потока. Наличие чаши селехранилища (расширенной части долины), а также карьера, который значительно углубил дно долины, должны погасить скорость последующих селевых потоков.

Опыт эксплуатации глухих каменно-набросных и железобетонных плотин в долинах рек К. и У. Алматы показал, что их эффективное использование возможно при наличии водосбросных сооружений. Этот принцип был учтен при проектировании и строительстве аналогичных селезадерживающих плотин в долинах рек Узункаргалы, Каргалы, Есик, Талгар (в Иле Алатау) и Сарыкан (в Жетысу Алатау).

Помимо крупных гидротехнических сооружений для борьбы с селевыми потоками на северном склоне Иле и Жетысу Алатау используются и другие сооружения: сквозные селеуловители, небольшие каменно-набросные плотины, барражи, селенаправляющие дамбы и т.д. К настоящему времени накоплен определенный опыт эксплуатации этих сооружений.

Сквозные селеуловители широко используются для борьбы с ливневыми селями на малых водотоках и притоках основных рек. Они построены в бассейне рек К. Алматы, Аксай (Акжар), Каскелен и т.д.

При строительстве таких плотин необходимо учитывать эродирующую способность селевого потока и инженерно грамотно закреплять примыкания оснований и плеч, чтобы избежать положения, случившегося с плотиной Акжар, которая после первого же сравнительно мощного селя зависла у размытых этих потоком бортов долины. Анализ работы сквозного сооружения на р. Акжар достаточно полно проведен А. С. Деговцом [226].

Также отрицательным опытом является работа сквозного сооружения в районе турбазы «Горельник» во время прохождения селя 1973 г. Неудачная компоновка селеуловителя привела к тому, что передние стойки форм располагались под углом к набегавшему потоку. Это могло привести к мгновенному смятию передних стоек, в этом случае селеуловитель должен был «захлопнуться». Разрушение крепления нижнего бьефа началось с вогнутого левого берега (там проходила дорога на Мынжылкы), закрепленного менее надежно. Кроме того, крепление нижнего бьефа оказалось недостаточно мощным и надежным против ударного воздействия переливающего селя и в то же время помешало подвижке (в целях смягчения лобового удара селя) сооружения. Главная причина неудовлетворительной работы и разрушения сооружения заключается том, что на катастрофические масштабы прошедшего селя селеуловитель, предназначенный для временной защиты стройплощадки Медеу, не был рассчитан.

Как показал опыт, сквозные противоселевые сооружения нельзя строить в селеопасной долине основной реки, где возможно прохождение катастрофических грязекаменных селевых потоков. Они сыграли отрицательную роль при прохождении селевого потока 1973 г. из-за малого веса, а значит плохого примыкания основания и плеч. К тому же, если бы даже сквозное противоселевое сооружение и выдержало первоначальный удар селевой волны, то оно не оправдало бы своего предназначения, так как зависло бы на высоте 10 м над дном вновь образовавшегося эрозионного вреза.

Сквозные селеуловители, расположенные в русле р. Киши Алматы, выполнили свое предназначение, задержав значительную часть крупных твердых включений. Благодаря им расход селевого потока, сформировавшегося в бассейне р. Беделбай и двигающегося по р. К. Алматы по направлению к городу, значительно снизился, а сам поток принял характер наносоводного. Существенную положительную роль сыграло наличие водоотстойника в русле р. Есентай, благодаря которому произошло снижение расхода наносоводного паводка до значений, близких к пропускной способности русла в центральной части г. Алматы. Стабилизация русла, несмотря на ее частичное разрушение, препятствовала размыву и выходу наносоводного паводка на улицы города.

Селевые явления 14 июля 1999 г. наряду с бесспорно положительными результатами функционирования системы обеспечения селевой безопасности в бассейне р. Киши Алматы наглядно продемонстрировали необходимость ее дальнейшего развития и совершенствования.

Габионная плотина в урочище Мынжылкы была построена в 1965 г. для аккумуляции прорывных паводков типа 1956 г. Это каменно-набросная плотина с откосами: верховым — 1:1, низовым — 1:2, максимальной высотой — 6,0 м, емкостью селехранилища — 32 тыс.м³. Эксплуатационный водосброс — прямоугольная труба (10х1,5 м), катастрофический водослив выполнен в виде понижения гребня в русловой части плотины длиной 30 м, отметка порога водослива на 2 м ниже гребня глухой части плотины. Он был рассчитан на пропуск 25 м³/с воды. Гребень и низовой откос крепились мешками на оцинкованной (не подверженной коррозии) сплетенной в сетку проволоке диаметром 2 мм и облицованы в водосливной части железобетоном.

Время прорыва габионной плотины селевым потоком 1973 г. — 18 ч. 06 мин. Время прохождения максимального расхода в створе плотины — 18 ч. 09 мин. Селевые отложения, состоявшие преимущественно из грубообломочного материала, сформировали в верхнем бьефе своего рода конус выноса, крутой лоб которого остановился в 7–15 м от верхнего откоса плотины. Аналогичный конус выноса сформировался в свое время на озере Есик перед прорывом его в июле 1963 г. Подобный характер носят, судя по батиметрической съемке, и селевые отложения в озере У. Алматы.

Формирование отложений в верхнем бьефе плотины в ур. Мынжылкы представляется следующим образом. Смыв небольшую протаявшую толщу рыхлообломочных отложений, первая волна прорывного расхода освободилась от значительного количества крупных включений при резком изменении уклона в верхней части долины. Таким образом, вначале к габионной

плотине подошла волна прорыва, насыщенная, главным образом, мелкообломочными и песчаными частицами. Образовалось своего рода небольшое водохранилище, которое и служило своеобразным гасителем последующих селевых волн. В районе современных морен и верхней части троговой долины поток расчленился на несколько рукавов, что свидетельствует о равном времени добегаания к плотине первых, наиболее насыщенных наносами волн. В течение тех нескольких минут, когда плотина сдерживала напор, произошло выпадение из потока большого количества взвешенных частиц, образовавших примерно метровый слой мелкопесчано-гравийных отложений, покрывших относительно равномерно пространство между верховым откосом плотины и передним фронтом селевых выносов и наиболее крупные селевые отложения. Тот факт, что селевые отложения, крутым фронтом подступившие к плотине, покрыты сверху слоем мелкообломочных наносов, свидетельствует, что после прорыва плотины мощные селевые потоки не проходили. Через плотину переливался обычный водный поток, который и смыл ее (в районе примыкания водослива к правобережной глухой плотине, где и прорывалась скопившаяся в верхнем бьефе вода).

Селенаправляющая дамба на р. К. Алматы, как описывалось, была создана до селевых потоков 1951 и 1956 гг. Основное внимание в борьбе с селями уделялось селевым потокам ливневого генезиса типа 1921 г. Поэтому для пропуска водокаменного потока через г. Алматы была построена в 1934 г. селенаправляющая дамба. Она сыграла положительную роль и отвела селевой поток в 1956 г. из русла р. Киши Алматы в русло р. Есентай, берега которой были облицованы железобетоном, а основные мосты были рассчитаны на пропуск водного паводка до 40 м³/с. Она пропустила наносоводный поток без значительных последствий. Были предотвращены разрушения, которые могли возникнуть, если бы наносоводный селевой поток прошел в черте города по узкому, сложенному из легкоразмываемых селевых отложений 1921 г. (с уклонами от дамбы до ул. Абая 0,08–0,09) руслу р. Киши Алматы.

Сель ливневого генезиса, образовавшийся 8 июля 1950 г. в бассейне р. Улькен Алматы, в правом ее притоке Кумбель, нанес громадный социальный и материальный ущерб хозяйственным объектам. Он разрушил часть поселка ГЭС-1. Для защиты населения и хозяйственно-бытовых зданий, расположенных на древнем конусе выноса р. Кумбель, возвышающемся над руслом р. У. Алматы на высоте 5 м, Г. И. Шаповалов, главный инженер проекта селеотводной стены, принял интересное и правильное решение. Для предотвращения размыва последующими селями конуса выноса он запроектировал массивную бетонную подпрудную стену толщиной до 0,5 м, длиной 800 м и высотой 8–14 м, сгладив угол взаимодействия сооружения и селевого потока до 60°.

Впервые бетонная стена была испытана одним из грандиознейших по объему селей гляциального типа с 3 по 31 августа 1977 г. По свидетельству очевидцев стена выдержала десятки валов, обрушившихся на нее 3 августа, хотя сель отложил перед стеной селевую массу толщиной 7–12 м и чуть-чуть не перескочил через нее. Казалось бы, следующий селевой вал может перелиться

через стену, но очередной селевой вал 4 августа не только не перелился, но размыл отложения и углубил русло рек Кумбель и У. Алматы на 3–5 м. Стена выдержала испытание и выполняет до сих пор возложенную на нее задачу, предохраняя здание ГЭС-1 и другие сооружения от селевых потоков.

Однако необходимость устройства дополнительных сооружений по ряду долин в этих горных регионах становится очевидной.

После селевых потоков 1958–1959 гг. в наиболее селеактивном бассейне р. Текели (Жетысу Алатау) были построены комплексы селезащитных сооружений различных типов: система барражей в верховье главной долины, плотинный селеуловитель в логе Пасечный, селепропускные бетонные скоротоки и укреплены берега. Многие из этих сооружений сыграли свою положительную роль в 1988 г. Но в то же время был выявлен ряд недостатков. Основная система барражей в верхнем течении р. Текели была почти полностью переполнена водой в силу того, что их водоприемники частично вышли из строя. В теле плотины стали возникать деформации, так как она была сложена лёссами и облицована валунно-галечниками по фронтальной части. Несколько идентичная ситуация сложилась на плотине селехранилища лога Пасечный. Под влиянием жидких осадков и талых вод на теле плотины стали развиваться просадочные и оползневые явления. Многие селепропускные скоротоки и мостовые переходы, сооруженные на устьевых участках долин Пасечная, Ватутина, Крутой и некоторых других логов, в большей части повторяют долину. Это, а также небольшие пропускные их способности могут вызвать разрушение г. Текели селевыми потоками, подобными тем, что были в 1959 г.

В горных районах Южного Казахстана и в казахстанской части Алтая и Тарбагатая, как правило, применяют инженерные средства защиты в линейном варианте, которые в комплексе с организационно-хозяйственными и фитолесомелиоративными мероприятиями вполне оправдывают себя.

Мелиорация моренных озер. Аварийная мелиорация моренного озера в бывшем СССР была впервые проведена в Иле Алатау. В 1964–1970 гг. для снижения уровня моренного озера № 2, расположенного у конца ледника Туйыксу в верховьях Киши Алматы, успешно использовались сифоны. К сожалению, впоследствии работа была прекращена, и поэтому в 1973 г. они не выполнили свою роль. Использование сифонов при капитальной мелиорации постоянно необходимо в каждый теплый период года.

Для предотвращения образования моренных озер Б. С. Ниязов [227] предложил устройство открытых дренажных систем (канав, рвов, каналов). Оно оказалось наиболее быстрым и эффективным. Б. С. Ниязов [227] отмечал, что с селевыми потоками можно бороться не только строительством противоселевых гидротехнических запруд, с затратой огромных ассигнований и труда, но и с помощью своевременных профилактических мероприятий. В 50-е годы XX века в бассейне Орта Талгар систематически возникали селевые потоки, формировавшиеся за счет прорыва перемычки моренного озера. Со временем моренная перемычка была полностью разрушена. Н. В. Попов [228] полагал, что эволюция моренных озер не всегда идет только в одном

направлении. Все зависит от конкретных условий. Если запасы погребенного льда в бортах озерной котловины исчерпаны (а это значит прекращение термодинамических процессов), то озеро может приостановить развитие и деградировать. Но часто его естественное развитие заканчивается прорывом. В условиях труднодоступного высокогорья из-за невозможности использования техники применялся наиболее эффективный, но нерациональный с точки зрения нежелательных нарушений геологической среды метод взрывов, нарушающий естественное состояние моренных отложений. Взрывы выполнялись зарядами от 300 до 500 кг, что могло привести к существенным изменениям и вызвать побочные явления (обрушение гротов, подпруживание моренных вод и др.). Перемычки удалялись послойно, снижаемый слой составлял не более 0,5 м. Таким методом в 1975–1977 гг. проведено опорожнение озера № 13 в верховьях р. Кумбель, объем которого увеличился со 135 тыс. м³ в 1969 г. до 200 тыс. м³ в 1974 г. В связи с этим специалисты ГУ «Казселезащита» провели комплекс мероприятий по спуску селеопасного озера, которые заключались в снижении отметки порога перелива, где соорудилась временная запруда высотой 0,6–0,8 м, что приводило к увеличению объема озера на 10–17 тыс. м³. Затем запруда разрушалась, и возникающий при этом паводок размывал перемычку.

В целях разрыхления моренного грунта на перемычке проводились взрывы. Необходимо отметить, что в 1975–1976 гг. озеро № 13 опорожнялось в условиях, когда канал стока из озера формировался в мерзлом грунте. К началу августа 1977 г. в результате мелиоративных работ под ложем канала практически не осталось сцементированного льдом грунта. Поднятие уровня воды к 3 августа на 0,7 м относительно естественного гребня перелива явилось причиной постепенного размыва перемычки, а затем, при превышении водным потоком критического расхода, возникновения селевого процесса непосредственно на перемычке и практически полного сброса воды из озера. Быстро прорыву озера способствовали нарушение мерзлого состояния грунта перемычки озера, наличие оттаявших и водонасыщенных грунтов в нижней ее части. Опорожнение озера сопровождалось селепроявлениями не только на озерной перемычке, но и на всех крупных уступах современной морены. Можно предположить, что взрывами было нарушено естественное состояние рыхлых обломочных пород морены.

Необходимо отметить, что комплекс мероприятий по опорождению моренного озера осуществлялся без целенаправленного изучения инженерно-геологического строения как перемычки, так и морены. Селевая комиссия научного совета по инженерной геологии и грунтоведению АН бывшего СССР в 1978 г. рекомендовала ПО «Казглавселезащита» при взрывах перемычек моренных озер использовать заряды малой мощности.

В последующие за катастрофой 1977 г. в бассейне р. Кумбель моренно-ледниковый комплекс ледника Советов претерпевал значительные изменения. Бывшая часть котловины озера № 13, расположенная в 30 м от опороженной чаши, начала быстро развиваться. Возникло самостоятельное озеро № 13а, которое располагалось выше озера № 13 на 6 м. Его развитие обуславливалось

интенсивным сокращением языка ледника Советов, обрывающегося у южной части озерной котловины. На этом участке ледник отступал со скоростью до 25 м в год. Этот факт подтверждался при сравнении фотодокументов разных лет и повторных съемок, проводимых ежегодно. Быстрый рост водной массы озера № 13а способствовал уменьшению прочности водоудерживающей перемычки, которая подпруживала озеро по всей его длине. Таким образом, к 1980 г. в верховьях р. Кумбельсу вновь сложилась селеопасная ситуация, поскольку дальнейшее увеличение водной массы озера должно было бы привести к нарушению целостности водоудерживающей перемычки, а следовательно, и к его прорыву. Исходя из этого было принято решение о проведении превентивных работ на озере № 13а уже в 1980 г.

Непосредственно перед проведением работ проводилось специализированное обследование озера с целью определения состояния водоудерживающей перемычки и получения новых данных по морфометрии озерной котловины. В результате проходки нескольких шурфов на водоудерживающей перемычке выяснилось, что моренный чехол в этой ее части довольно мощный (более 2 м) и находится в размороженном состоянии, характеризуется очень высокой водонасыщенностью. Это создавало угрозу увеличения живого сечения канала стока в процессе опорожнения озера и, как следствие, резкого возрастания прорывных расходов. Для предотвращения нежелательных последствий была увеличена емкость нижней котловины озера № 13 (благодаря временной плотине).

В основу работ был положен способ опорожнения по поверхностному эвакуационному каналу-траншее, который прокладывался в теле перемычки, в стороне от существующего русла, без проведения взрывных работ и затем осуществлялся контролируемый сброс водной массы. Это обеспечивало повышение безопасности лежащих территорий, так как исключало попадание сбросных вод в ниже расположенный кумбельский селевой врез и формирование в нем грязекаменного селевого потока. После прекращения работ нижняя точка порога перелива соответствовала объему 5 тыс. м³ воды в чаше озера [229].

В последние годы стали наблюдаться интенсивные изменения озера № 13а, при этом появились три небольших водоема общим объемом, не превышающим 50 тыс. м³. В 2006 г. общий объем всех трех котловин был около 70 тыс. м³. Перемычки озер состояли из погребенных льдов, что представляло определенные трудности в проведении инженерных работ. Вследствие этого было решено начать активные воздействия на водоемы после объединения котловин в одно целое. К 2010 г. вследствие роста озер произошло их объединение, объем воды достиг 140 тыс. м³. В конце августа 2010 г. были начаты работы по созданию эвакуационного канала. Работы проводились вручную. В результате объем озера был уменьшен на 40 тыс. м³ и составил 110 тыс. м³.

В бассейне р. Есик, в долине р. Жарсай в 1977 г., вследствие закупорки подземного канала стока, уровень нестационарного Жарсайского моренного озера стал расти, в результате накопилось 0,5 млн м³ воды. Котловина озера не заполнялась со времени прохождения печально известного селевого потока

1963 г., когда за мореной начались постоянные наблюдения. Было установлено, что размеры котловины вследствие термодинамических процессов и отступления ледника быстро возрастают. Возникла опасность формирования катастрофического селевого потока, так как начался поверхностный перелив воды через перемычку.

В результате расчистки поверхностных каналов от камней удалось контролировать сброс из озера более 200 тыс. м³ воды, а затем дальнейшую самопроизвольную сработку озера еще на 220 тыс. м³. На первом этапе опорожнение озера протекало сравнительно медленно из-за низкой скорости протаивания льда. Средний расход воды через перемычку составлял около 1,8 м³/с (максимальный — около 6–8 м³/с). Продольный уклон тыльной стороны перемычки в результате регрессивной эрозии достигал 60°, но благодаря мерам, принятым рабочими Казглавселезащиты, развитие эрозии было приостановлено, а уклон был уменьшен до 8–10°. Ледяная перемычка при температуре воды 3–4 °С протаяла на глубину более 30 м. При этом максимальная скорость таяния льда (за счет теплообмена с водой) составила около 10 м/сут [230].

Когда уровень озера снизился на 15 м, произошел внезапный прорыв его через подземный грот, однако возникший при этом селевой поток был средним по объему и дальность выброса селевой массы не превысила 5 км.

Необходимо отметить, что в обоих случаях аварийного опорожнения селеопасных моренных озер полностью прорыва предотвратить не удалось. Однако если селевой поток по р. Жарсай был значительно уменьшен, то селевой поток по р. Кумбель не только не был предотвращен, но и, по-видимому, искусственно увеличен благодаря нарушению естественного состояния как на озерной перемычке, так и моренных отложений. Поэтому нельзя, не изучив геолого-геоморфологические условия самой морены и озерной перемычки, проводить противоселевые мероприятия, иначе можно усугубить селевые процессы. Геолого-геоморфологические изыскания необходимо осуществлять заранее на всех селеопасных моренных озерах до возникновения селевой опасности, чтобы заблаговременно принять наиболее оптимальное инженерное решение на основе изученных условий и в дальнейшем периодически их повторять.

В связи с появлением опасности селевых явлений в бассейне р. Киши Алматы у ледника М. Маметовой с 1976 г. проводятся превентивные мероприятия по уменьшению объема воды в озере №6. Этим работам предшествовали инженерно-геологические и геофизические исследования на морене ледника М. Маметовой. В районе поверхностного канала стока из озера №6 было осуществлено электромагнитное зондирование с применением электроразведочной станции «Импульс», на морене было пройдено 11 разведочных шурфов глубиной от 1 до 8 м. В шурфах изучалось распределение температуры с целью прогноза наличия и распространения талого массива. Основная идея работ заключалась в использовании природной энергии воды (эрозионный размыв грунта, высокая транспортирующая способность потока, интенсивный теплообмен) для формирования искусственного эрозионного канала



Рис. 71. Работы на озере №6 у ледника М. Маметовой в бассейне р. Киши Алматы по снижению прорывной опасности

(вреза) в теле морены, постепенного вхождения врез в озеро и контролируемого сброса озерных вод. Технологически это реализовывалось с помощью брезентовых экранов и мягких затворов (рис. 71). Брезентовые листы (полотнища) в русле и акватории озера должны были играть роль противоэрозионных и противofильтрационных экранов, которые максимально снижали возможность обводнения талого массива и, следовательно, неконтролируемого прорыва озерной перемычки. Кроме того, это позволяло поддерживать продолжительность попусков и объем сбрасываемой воды, который не должен был превышать величину естественного стока. При формировании вреза водными попусками на глубине 8 м вскрылась кровля слоистых мерзлых пород с включением крупных валунов, которые забронировали дно канала стока и препятствовали его углублению для намеченных отметок. Для дробления валунов диаметром 2–3 м потребовалось применение накладных зарядов взрывчатых веществ. После чего продолжилось углубление вреза попусками воды объемом 30–120 м³, накапливаемой системой затворов в русле канала. Благодаря интенсивным, но кратковременным попускам воды рыхлый материал, выносимый из углубляющегося канала стока, откладывался на верхней ступени древней морены в 400 м от озера, не угрожая нижерасположенной горной долине. На заключительном этапе при вхождении канала в озеро доработка его выполнялась вручную с последующим переносом мягкого затвора в акваторию озера и постепенной сработкой объема последнего. Всего было сброшено 110 тыс. м³, уровень воды в озере был снижен на 3,4 м. В теле перемычки был сформирован искусственный канал стока длиной более 120 м.

В 1997–1998 гг. объем озера был снижен на 110 тыс. м³ (до 80,2 тыс. м³), сформирован искусственный канал стока длиной 120 м [229].

В последующие годы на озере расчищался и углублялся эвакуационный канал стока для снижения темпов роста объема воды. Тем не менее развитие озера продолжалось. По данным Казселезащиты, в 2004 г. объем воды в нем составлял 180 тыс. м³, а в 2010 г. он достиг 250 тыс. м³. Кроме того, в последнее 10-летие на конце языка ледника появились трещины с последующим обрушением ледовых масс в озеро объемом до 10 тыс. м³. В 2010 г. работы по опорожнению были интенсифицированы, был добавлен способ сифонного опорожнения. После завершения превентивных мероприятий объем озера снизился до 150 тыс. м³.

Анализ эффективности селезащитных сооружений и проводимых превентивных мероприятий свидетельствует о выдающемся достижении инженерной мысли по обузданию и управлению селевыми процессами в наиболее селеопасном хребте Юго-Восточного Казахстана – в Иле Алатау. Поэтому изучение накопленного опыта по борьбе с селевыми потоками, несомненно, способствует дальнейшей оптимизации противоселевой защиты как в научном, так и в прикладном аспекте этой проблемы.

4.3. Научно-прикладные основы организации и экономические критерии защиты территорий при управлении селевыми процессами

Противоселевая защита должна осуществляться с учетом региональных, зональных и локальных особенностей развития селей и формирующих их экзогеодинамических процессов применительно к задачам безаварийной эксплуатации сооружений, оптимального использования защитных территорий и обеспечения охраны окружающей среды. Защитные мероприятия, как средство прикладного обеспечения управления селевыми процессами, обычно подразделяются на активные и пассивные.

Активные мероприятия направлены на устранение главных причин образования селей. Они должны осуществляться в первую очередь в очагах зарождения гляциальных селей, расположенных в высокогорной зоне, к которым нами отнесены очаги оползневого, эрозионно-оползневого и солифлюкционного (быстрой солифлюкции) механизма вовлечения твердой фазы, а по характеру обводнения – очаги прорыва термокарстовых озер.

Пассивные мероприятия обеспечивают сохранность и нормальную эксплуатацию защитных сооружений в условиях продолжающегося развития селевых процессов. Они включают перемещение объектов за пределы воздействия селей; организацию службы наблюдения и заблаговременного удаления защищаемых объектов и людей из опасной зоны, принятие проектных решений, позволяющих нормально эксплуатировать объекты в условиях продолжающегося развития селей (защитная стена, лотки для пропуска селей над объектами защиты).

Подразделение мероприятий на активные и пассивные имеет принципиальное значение как по существу, т.е. степени воздействия на селевой процесс,

так и по косвенному признаку, отражающему меру отрицательного воздействия противоселевых мероприятий на горную экосистему. Пассивные защитные мероприятия — это крупные противоселевые сооружения, которые изменяют рельеф, геологическую среду, нарушая природные условия в зоне транзита селевых потоков (подрезка склонов, увеличение крутизны, нарушение естественного состояния грунта). В этом состоит их несовершенство по первому критерию и по второму с точки зрения охраны горной экосистемы, которой в настоящее время не уделяется должного внимания.

Активные противоселевые мероприятия достигают главной цели, устраняя или ограничивая проявления селей, и не изменяют горную экосистему.

Основными принципами инженерной защиты от селевых потоков и других экзогеодинамических процессов являются:

1) предотвращение или ослабление воздействия на массивы пород экзогеодинамических процессов, приводящих к снижению устойчивости склонов и возникновению очагов зарождения селей;

2) учет прогноза изменения геолого-геоморфологических условий в процессе строительства и эксплуатации защитных сооружений;

3) назначение защитных мероприятий с учетом генетических типов селей, возможных объемов, динамики их развития (времени возникновения, частоты повторяемости, скорости и др.);

4) выбор наиболее экономичных комплексов охранно-защитных мероприятий, обеспечивающих защиту от селей и охрану природной среды.

В сложившейся практике противоселевой защиты в горных районах Юго-Восточного Казахстана слабо обеспечиваются второй и четвертый принципы. Противоселевая борьба пока в основном осуществляется по пути возведения гигантских селеуправляющих плотин, существенно нарушающих природные условия долин крупных рек (У. и К. Алматы, Узункаргалы, Талгар, Сарыкан). Не должным образом применяются активные средства (кроме мелиорации моренных озер), которые нарушают естественное состояние морены и котловины, — наносоуловители, обеспечивающие удаление твердой фазы и повышение устойчивости других сооружений (сквозных и сплошных плотин), а также крупнообломочный материал, заполняющий котлованы наносоуловителей в строительных целях.

В дополнение к указанным следует назвать другие важные принципы управления селевыми процессами путем инженерной защиты:

1. Поскольку формирование селевого процесса является закономерным естественным состоянием развития природной среды горной территории, то борьба с ним должна быть систематической и планомерной. Реализация этого принципа возможна на основе разработки комплексных схем инженерной защиты территорий с последующей детализацией по бассейнам и отдельным селеопасным руслам.

2. В силу многофакторности селевого процесса и связанных с ним параметров экзогеодинамических процессов защита должна носить комплексный характер. Воздействовать необходимо не на отдельный фактор, а на всю изме-

нящуюся систему факторов. При этом следует учитывать, что цель скорее может быть достигнута при воздействии на ряд второстепенных факторов, чем на главный, обычно весьма трудоемкий и дорогостоящий. Устранение второстепенных факторов возможно малыми средствами.

3. Вследствие изменчивости природных условий в физическом времени защита от селей имеет длительный характер, нельзя рассчитывать на успех однократных мер, даже если они являются комплексными. Защита должна осуществляться поэтапно при оптимальном сочетании на каждом этапе простых и сложных мер, активных и пассивных мероприятий, что зависит от типов и интенсивности селей, стадий их развития.

По мере осуществления защитных мероприятий должна выполняться геолого-геоморфологическая и инженерно-геологическая корректировка проектных решений с принятием дополнительных защитных мер, что обусловлено сложностью селевого процесса. Для этого нужна постоянно действующая служба наблюдений, краткосрочного прогноза и оповещения на уровне мониторинга. Необходимы также постоянные наблюдения за состоянием защитных сооружений и своевременный их ремонт.

Принцип долговременности организации защиты обязывает постоянно корректировать ранее составленную генеральную схему на основе новых данных. В этом отношении полезен многолетний опыт организации борьбы с селями в округе Лос-Анжелес (США). Противоселевая защита представляет собой долговременный научно-производственный эксперимент. Возведенные крупные плотины для защиты населения требуют последующих мер по защите отдельных хозяйственных объектов и постоянного комплексного анализа функционирования противоселевых объектов. Применительно к условиям гор Юго-Восточного Казахстана полезно рассмотреть следующие принципы защиты горной природно-хозяйственной системы.

Принцип гомеостазиса предполагает определение гомеостатических границ (зона взаимодействия), т.е. допустимых пределов изменения основных параметров природной системы, характера и природных и техногенных возмущений в ней в процессе строительства и эксплуатации. Выход за пределы гомеостатического («природного») равновесия может привести к необратимым нарушениям природной системы и нарушениям устойчивости инженерного сооружения или условий его эксплуатации. Например, такие нарушения возникли на начальном этапе эксплуатации защитной плотины селеуловителя в долине К. Алматы (закупорка водоотводящих окон в дренажной шахте левого примыкания плотины, быстрый подъем уровня в селехранилище в период селя, фильтрация через тело плотины и в ее основании), а также в верхнем бьефе бетонно-каменной плотины в горном устье У. Алматы (образовалась воронка просасывания больших размеров). Вопросы взаимодействия крупных противоселевых сплошных плотин и сквозных селеуловителей с геологической средой не изучались. Качественная оценка взаимодействия гидротехнических сооружений с геологической средой имеется в статье В. Г. Шипулиной и А. А. Энгельса [231].

Принцип своевременности защиты природной системы и хозяйственных объектов в горах Юго-Восточного Казахстана все еще осуществлен не полностью. Здесь, как и во многих других регионах, исторически сложившаяся система населенных пунктов и других объектов народного хозяйства размещена без должного учета неблагоприятных экзогеодинамических процессов, в том числе и селевых потоков. Поэтому генеральная схема защиты от селей составлена с опозданием уже для освоенной территории (с учетом перспективы освоения), что привело к необходимости строительства дорогостоящих сооружений для защиты крупных населенных пунктов, таких, как г. Алматы, а также городов Есик, Талгар, Каскелен, Текели и Сарыкан и т.д., и общему удорожанию защиты.

Принципы специализации и комплексности защиты реализованы в наибольшей степени как в генеральной схеме противоселевых мероприятий, так и в детальных проектах защиты селевых бассейнов и селеопасных русел.

Целесообразность защиты территории диктуется различными хозяйственными интересами, а необходимость – социальными потребностями, иногда даже без прямой экономической выгоды. Экономическую эффективность защиты В. С. Федоренко [232] определяет соотношением общей стоимости защищаемых объектов (основные фонды капитального вложения в новое строительство, предпостроечные расходы, затраты на ликвидацию последствий геологических явлений) и суммарных средств, затраченных на проведение защитных мероприятий (капитальные вложения в строительство защитных сооружений, эксплуатационные затраты на ремонт и содержание службы наблюдений, амортизационные отчисления). Иногда стоимость защищаемых территорий не является полным выражением ценности, потому что трудно учесть невосполнимость потерь от возможной гибели людей, архитектурных, археологических, исторических, природных памятников и др.

При рассмотрении экономической эффективности защиты следует различать прямые (первичные) и косвенные (вторичные) утраты, т.е. соответственно убытки и ущерб. Убытки связаны с разрушением и утратой земель, а ущерб – с нарушениями функциональных связей между звеньями природно-технической системы, а также с ухудшением качества геологической среды.

Экономическая эффективность защиты связана с оптимальностью и успешностью конечного инженерно-технического решения. Оптимальность решения в региональном аспекте предполагает наиболее рациональное использование на территории тех участков, которые не подвержены или слабо подвержены неблагоприятным экзодинамическим процессам, правильность выбора типов и конструкций защитных сооружений, а также разумное сочетание пассивных и активных, заблаговременных и экстренных мер защиты, очередности и сроков их реализации.

Оптимальность решения в локальном аспекте зависит от обоснованности рекомендаций и соответствия инженерного решения природе, динамике и стадии развития процесса.

Успешность принятия решения предполагает достижение всех поставленных целей. Она зависит не только от оптимальности управленческих и

проектных решений, но и от качества реализации проекта строителями, рабочей документацией, реализации рекомендаций авторского надзора, успешности конкретных мероприятий по изменению пораженности территории процессом и снижению его интенсивности.

Основное значение имеют общая (регионального плана) экономическая эффективность и оптимальность решений, рассматриваемых в региональном и локальном аспекте. Экономическая эффективность защиты зависит от изученности региона, степени познания закономерности развития механизма и динамики процессов, от уровня науки и технологии.

Таким образом, тактика охраны защитных мероприятий и способы обеспечения экономической эффективности мер борьбы с неблагоприятными экзогеодинамическими процессами зависят, прежде всего, от достоверности, достаточности и комплексности подхода [69] при принятии управленческих решений.

Принцип стадийности защиты предусматривает проектирование и выполнение защитных мероприятий по трем стадиям: ликвидация и нейтрализация отрицательных свойств, восстановление полезных свойств природной среды в эксплуатационный и послеэксплуатационный периоды. Эти стадии должны иметь определенное соотношение со стадиями проектирования, строительства и эксплуатации природно-технического комплекса. Этот принцип прикладного обеспечения управления для большинства защищаемых объектов гор Юго-Восточного Казахстана слабо или вообще не реализован. Стадийность в строительстве противоселевых сооружений выдерживается полностью, но, к сожалению, она не согласована определенным образом с проектами защищаемых объектов. Схема защиты территорий и детальные проекты этой защиты разрабатываются с большим опозданием. Соразмерность стадий проектирования противоселевых мероприятий обеспечивается для вновь построенных и планируемых объектов. Долговременность противоселевой защиты обязывает выполнять требования соразмерности этапов проектирования мер защиты со стадиями проектирования (за исключением проектов экстремальных мер защиты).

Принцип мониторинга, основным звеном которого служит управление, является итоговым и в то же время исходным в стратегии защиты природно-хозяйственной системы. В разработанных схемах противоселевой защиты принцип мониторинга не реализован. Используются только результаты многолетних стационарных наблюдений службы оповещения опасности селей, многолетнего функционирования в ряде долин рек и, в частности, К. и У. Алматы. Реализация принципа мониторинга усилит обоснование в части полноты количественных параметров, которых не хватает на данный момент (объем рыхлообломочного материала в очагах зарождения, накопление его там во времени, момент формирования селевого процесса, объем вынесенного селевого материала и т.д.). Получение этих данных будет способствовать постоянному росту оптимальности принятия решений в общей эффективности защиты.

4.4. Концептуально-методологические основы оценки селевого риска

В настоящее время разумное отношение к действительности и поиски рационального поведения в различных обстоятельствах стали преобладающими во всех сферах жизни. Это обусловило изменение общего понятия риска, появилось научно-практическое направление — управление рисками.

Теория рисков развивается, хотя многие ее положения остаются дискуссионными. До сих пор нет единого определения риска. Существующие толкования могут быть разделены на две группы. В первой риском считается опасность, вероятность неблагоприятного события, процесса, во второй риск — это опасность последствий, ущерба.

В соответствии с новым мышлением появилось понятие риска природных опасных явлений. Интенсификация исследований по проблеме риска природных катастроф началась в 90-х годах прошлого столетия, когда стало очевидным, что угрозы природных и техногенных катастроф носят глобальный характер и необходимы усилия всего мирового сообщества для противостояния им. Необходимость претворения в жизнь нового подхода подтверждается фактами все более частого возникновения катастрофических природных явлений, наносящих все более значительный ущерб. Так, по данным специалистов РФ, суммарный ущерб от стихийных бедствий и промышленных аварий за 60–90-е годы XX века сопоставим со среднегодовым валовым внутренним продуктом государства.

В основу исследований должна быть положена идея устойчивого развития, которая была провозглашена 20 лет назад в Рио-де-Жанейро на Конференции ООН как путь социального, экономического и политического прогресса. Основные положения ее изложены в материалах «Повестки на XXI век». Устойчивость имеет четыре аспекта: социальный, экономический, экологический и институциональный. Исходя из анализа системы устойчивости каждый из этих аспектов состоит из комплекса нелинейных самоорганизующихся систем. Устойчивость может быть охарактеризована как долгосрочное сохранение жизненности систем и их компонентов. Устойчивое развитие — это цель высшего уровня, согласно которой сегодняшнее развитие должно осуществляться не во вред, а во благо нынешнего и будущего поколений [233–237]. В качестве одной из подцелей, характеризующих цель высшего уровня, является безопасность.

В изменившихся условиях подход к обеспечению безопасности человечества, основанный на концепции «реагировать и выправлять», должен уступить место новому, базирующемуся на принципе «предвидеть и предупреждать». Встала задача организовывать деятельность человека и сообществ так, чтобы сохранить предельный уровень безопасности, превышение которого может привести к бифуркации ноосферы и ее элементов. Это осуществляется путем объединения разрозненных научных направлений исследований различных объектов и аспектов безопасности в единую интеграционную науку — секьюритологию. Феномен безопасности общества — это качественно новое

образование по сравнению с суммой всех видов и форм безопасности различных структурных компонентов (сфер) общества. Поэтому главная цель секьюритологии [238] – выявление закономерностей безопасного развития ноосферы (геоверсума), изучение, упорядочение, классификация и систематизация сложных событий, процессов, явлений в области безопасности жизнедеятельности человека и человечества и выработка соответствующих мер по их упреждению, локализации и устранению. основополагающими принципами секьюритологии, как и большинства наук, являются принципы системности, взаимосвязи и взаимозависимости, а также определяющих факторов. Зона, в которой имеет место негативное воздействие, в секьюритологии называется ноксосферой. Принцип определяющих факторов состоит в выделении существенных связей и отношений, которые оказывают решающее влияние на состояние безопасности. Безопасность – это отсутствие или недопущение опасности. Опасность – это возможность реализации явлений, событий, процессов, способных нанести ущерб. Формой выражения опасности является риск. Для обеспечения безопасности необходимы анализ и оценка риска.

Основным постулатом теории рисков является диалектика взаимосвязи случайного и закономерного, которая объясняет возникновение любой ситуации, в том числе и чрезвычайной, действием комплекса объективных и субъективных факторов, позволяет видеть чрезвычайную ситуацию не в статике как одномерный акт, а в динамике как процесс, причинно-следственную цепь событий, приводящих к чрезвычайным ситуациям. Необходимым условием возникновения катастроф является существование источников риска и воздействие факторов риска на социум, окружающую среду, техносферу.

В рамках новой парадигмы борьбы со стихийными бедствиями, в связи с усилением роли безопасности в жизни общества очевидной является необходимость новых подходов к защите населения и территорий от негативного воздействия селевых явлений. Основой новой идеологии предотвращения сокращения ущерба должны стать оценка селевых рисков и управление ими. В начале 90-х годов прошлого столетия в Казахстане проблема безопасности территорий распространения селевых явлений была поставлена в работах автора [239], где были впервые рассмотрены в концептуальном плане вопросы оценки селевого риска и управления селевыми процессами. В последующем был выполнен ряд работ в этом направлении (В. П. Благовещенский, Т. Л. Киренская, В. Н. Виноходов, Ф. Ж. Акиянова, Б. Тасболат, А. С. Бейсенбинова, А. С. Есжанова) [240–255], однако вопросы оценки селевого риска все еще находятся в начальной стадии исследований. Перспективы их решения во многом определяются правильностью выбора методологии.

Разработка методологии является важным этапом развития в любой сфере знаний, претендующей на статус научной. При этом первоначально должны быть сформулированы в широком смысле научная идеология, своеобразная философия, мировоззрение, регулирующие научное познание в исследуемой области, а затем свод правил и норм, способов и инструментариев, обеспечивающих решение проблем этой научной дисциплины.

В рамках разработки концептуально-методологической основы оценки селевого риска сформулирован понятийный аппарат, предложены синергетический подход к исследованию проблемы в целом и способы решения частных задач, проведена их апробация на эмпирическом материале, доказывающая правильность отражения исследуемой действительности, ее сущности, законов развития и функционирования и возможность реализации на практике.

Методология оценки селевого риска, используя естественно-научные методы исследования и базируясь на обширной базе знаний о селевых явлениях, объединяет достижения различных разделов селеведения, основы теорий устойчивости, секьюритологии, рискологии и менеджмента.

Разработанные научно-методологические основы оценки селевого риска включают блоки определения вероятности возникновения селей и их негативных воздействий.

Основными этапами определения рисков являются их идентификация, качественная и количественная оценки. Идентификация рисков определяет, какие риски способны дестабилизировать обстановку (на объекте, в районе или регионе) и поэтому могут стать объектом прогнозирования и управления. Идентификация рисков – итерационный процесс. Она должна проводиться после неблагоприятных исходов рискованных ситуаций – прохождения селевых потоков, при благоприятных исходах – без наступления ситуации риска – длительных промежутках времени без селевых явлений, при изменении свойств объекта и внешних факторов.

В блоке оценки риска возникновения селей на этапе идентификации определяется, какие риски способны дестабилизировать обстановку на объекте, в районе или регионе, создаются модели прогнозируемого явления, с определенной степенью адекватности отражающие физическую сущность селевых потоков и отвечающие запросам менеджмента. С этой целью на основе обобщения многолетних исследований селевых явлений разработаны сценарии реализации рискованных обстоятельств с формированием селевых потоков различного генезиса – ливневых, гляциальных и сейсмоселей. Качественная оценка рисков, выявленных на этапе идентификации, осуществляется в процессе ретроспективного анализа данных о прошедших селях на исследуемой территории и факторов, обуславливающих их возникновение (рисковых обстоятельств). В результате анализа данных определяются критические условия формирования ливневых (грязекаменных и наносоводных) селевых потоков, а также гляциальных селей, выявляются качественные признаки и численные значения гидрометеорологических факторов, обуславливающих вероятность возникновения селевых явлений, устанавливаются закономерности пространственного и временного распределения (повторяемости) селей, осуществляются прогнозные оценки селевой активности.

Для количественной оценки риска возникновения селевых явлений предлагается обобщение статистических данных о прохождении селей при помощи теоретических функций распределения. Для оценки риска возникновения селевых явлений ливневого генезиса предлагается расчет вероятности реализации критических (для начала селеформирования) значений интенсив-

ности и продолжительности дождей на основе математической модели случайного процесса выпадения осадков. Для получения оценок селевого риска ливневого генезиса может быть рекомендован расчет характеристик селевых потоков редкой повторяемости по упрощенной модели селеформирования, при котором определение водного селеформирующего паводка возможно по формуле предельной интенсивности. Селевой риск ливневого генезиса может оцениваться в результате расчета характеристик селевых потоков различной обеспеченности на основе математического моделирования процессов выпадения осадков, стоко- и селеформирования.

В блоке определения негативных последствий селей на этапе идентификации источников риска выявляются основные характеристики, обуславливающие эрозионное воздействие селевых потоков, статическое и динамическое давление, оказываемое ими на препятствия; зоны деструктивного воздействия селевых явлений (ноксосферы); состав и характеристики реципиентов, подвергающихся этому воздействию. В результате обобщения материалов селевого мониторинга устанавливаются наиболее характерные и максимальные расходы, плотность, объем селевой массы и ее гранулометрического состава, скорости, продолжительность, дальность прохождения селевых потоков, а также избыточное давление, которое может разрушить многие инженерно-технические сооружения. Поэтому территориями негативных последствий являются не только зоны формирования, прохождения и отложения селевых потоков, но и зоны поражения при возможных вторичных чрезвычайных ситуациях, вызванных разрушениями опасных промышленных объектов, плотин, дамб и т.д. Зоны воздействия селевых потоков устанавливаются по оставленным ими следам (с помощью дешифрирования аэрофотоснимков и экспедиционных обследований) исходя из общих закономерностей процессов формирования и прохождения селей, а также путем математического моделирования процессов селеформирования с последующим нанесением на картографическую основу результатов расчета. Границы зон поражения при чрезвычайных ситуациях, вызванных воздействием селей на опасные объекты, могут устанавливаться по специальным формулам, применяемым для этих целей в системе Гражданской обороны. Для определения ноксосфер прямого и вторичного воздействия разрабатываются типовые сценарии развития рисков событий. Определение состава реципиентов, числа компонентов окружающей среды, населения, объектов социально хозяйственного назначения осуществляется исходя из сценария развития рисков ситуаций в зоне воздействия собственно селевых потоков и зоне вторичных чрезвычайных ситуаций, ими обусловленных. При этом определяются реципиенты, подвергавшиеся как прямому, так и опосредованному воздействию. Информация о компонентах (объектах социо-, эко- и техносферы), испытывающих негативные последствия прохождения селевых потоков, может быть получена в результате дешифрирования крупномасштабных космо- и аэрофотоснимков селеопасных территорий, наземных обследований, анализа данных о прошедших селях и т.д. Наиболее широко используемые методы выявления реципиентов – контрольные списки, матрицы, сети, ГИС-технологии,

имитационное и статистическое моделирование, а также основанные на теории нечетких множеств и др. Каждый реципиент рассматривается с позиций его значимости в системе «социум—природа—хозяйство», а также в сфере, к которой он относится (биосфера, социосфера, техносфера), с учетом причинно-следственных связей социального, экологического и экономического характера, оцениваются его уязвимость и защищенность. Уязвимость каждого реципиента зависит как от многих его внутренних свойств (адаптированность к опасным явлениям, адекватность реакций), так и от внешних факторов (мероприятия по защите со стороны служб, обеспечивающих безопасность). Уязвимость реципиентов от изменяющегося местоположения — это к тому же вероятность совпадения последнего с зоной воздействия проходящего селевого потока. Степень защищенности населения, окружающей природной среды, хозяйственных объектов зависит от развитости систем, призванных обеспечивать безопасность жизнедеятельности. Уязвимость оценивается для каждого реципиента и системы, частью которой он является, для различных сценариев воздействия при прохождении селевых потоков разного генезиса.

Качественная оценка воздействий селевых потоков — это определение последствий прохождения селей, выраженных в натуральных единицах. На этапе качественной оценки осуществляется классификация негативных последствий воздействия селей. Поскольку реципиентами являются объекты (компоненты) систем различной природы (социосферы, биосферы, техносферы), классифицирующие критерии воздействия основываются на едином для всех объектов и систем свойстве — устойчивости, а классы воздействий определяют степень ее нарушения и соответствующие им последствия. Выделяются классы воздействий в пределах нормы и допустимого риска (которые компоненты систем успевают ассимилировать благодаря срабатыванию функций самовосстановления и саморегуляции), а также критических (кризисных) и катастрофических (превосходящих предел устойчивости и вызывающих изменения вплоть до появления необратимых процессов, невозможных для восстановления).

Количественная (экономическая) оценка воздействия селевых явлений — это монетарная оценка негативных последствий прохождения селей, описанных на этапе качественного их анализа в натуральных единицах измерения. Количественная оценка воздействия осуществляется для компонентов социо-, эко- и техносферы по рыночным ценам и учитывает потери (стоимость объектов, не поддающихся восстановлению и др.), затраты (стоимость аварийно-восстановительных работ, замещения выведенных из использования объектов и т.д.) и убытки (недополученную прибыль и др.).

Селевой риск оценивается в целях выбора оптимального способа управления им и может определяться в виде следующих показателей: максимального единовременного селевого риска, суммарного селевого риска в течение заданного многолетнего периода, ежегодного селевого риска. Максимальный единовременный селевой риск определяется в предположении случая прохождения самого крупного из возможных для данного селевого объекта селевого

потока, наибольшей площади ноксосферы, в предположении наибольшего негативного воздействия на всех реципиентов прямого и опосредованного влияния в социо-, эко- и техносферах и полной их уязвимости. Суммарная оценка селевого риска в течение заданного промежутка времени складывается из ущербов, наносимых на исследуемой территории (объекте) всеми селевыми потоками, которые могут пройти здесь за указанный период. При оценке суммарного риска за меньший промежуток времени (более года, но менее 100 лет) должны учитываться разные вероятности реализации в течение рассматриваемого периода селевых явлений различной мощности, определяемые по ранее построенным кривым распределений и их теоретическими описаниями. Прогнозная оценка суммарного риска для различных промежутков времени необходима для определения необходимости управления ими, планирования развития территории и выбора оптимальных способов защиты от негативного воздействия селей.

Ежегодный селевой риск устанавливается из предположения прохождения одного селевого потока в год. При этом должны рассчитываться несколько вариантов селевых рисков, предусматривающих прохождение как максимально крупного грязекаменного потока, так и наносоводного паводка. Для качественной оценки риска весьма перспективным является использование теории нечеткой логики.

Селевой риск для конкретной территории должен оцениваться периодически по мере строительства противоселевых защитных сооружений, снижающих степень риска, увеличения или уменьшения хозяйственного освоения территории, оказывающих влияние на величину потенциального ущерба от селей, прохождения селевых потоков или ожидаемой активизации селевой активности. Параллельно оценке селевого риска должен осуществляться селевой контроллинг, цель которого — выявление и недопущение несанкционированного размещения объектов в зонах возможного воздействия селей, контроль выполнения предписаний о необходимости проведения селезащитных мероприятий на объектах, располагаемых в импактных зонах.

Процесс оценки селевого риска, в свою очередь, сопряжен с рисками, которые могут быть разделены на внутренние и внешние.

Внутренние риски оценок селевого риска могут быть обусловлены недостаточностью изученности селевых процессов, несовершенством методологии оценки селевого риска, недостаточностью информации о селевых явлениях и реципиентах на конкретной территории (баз данных), низкой квалификацией специалистов, осуществляющих оценку.

Внешние риски оценок селевого риска обусловлены факторами различного характера — природного, экономического, социального, технического, институционального.

Риски природного характера обусловлены возможностью изменения климатических условий, существенно изменяющих процессы селеформирования, частоту их возникновения, характеристики селевых явлений. Изменение климата может ограничить период проспекции, на который распространяются выявляемые оценки селевого риска.

Экономические риски связаны с общей финансовой обстановкой в государстве и в организации, осуществляющей оценки. Недостатки финансирования могут не позволить провести необходимые исследования в нужном объеме и тем самым значительно снизить достоверность оценок. В частности, могут сказаться неопределенность рыночной ситуации, динамика инфляции, валютных курсов и других макроэкономических показателей и т.д. Для учета внешних экономических рисков при оценочных работах необходимы их мониторинг и внесение своевременных корректировок в программы и планы исследований.

Риски социального характера отражают восприимчивость необходимости оценок селевого риска населением. Нелегальная миграция может повлечь за собой неадекватность оценок численности людей, проживающих в зонах воздействия селей и их уязвимости. Соккрытие сведений о наличии и стоимости имущества может явиться причиной неверного экономического ущерба, который может быть причинен селевыми потоками. Сокращение рисков социального характера связано с повышением информированности населения, распространением знаний о селевой опасности и способах защиты.

Институциональные риски связаны с наличием правовой основы оценок селевых рисков: законов, постановлений и других законодательных актов, регламентирующих деятельность по оценке риска физических и юридических лиц; нестабильностью законодательства и текущей экономической политики, связанных с политической ситуацией, действиями партий и других организаций в масштабе страны. Управление институциональными рисками требует специализированного мониторинга изменения законодательства, разработки и внесения предложений в законодательные и исполнительные структуры по изданию необходимых для оценки селевых рисков законов, постановлений и других нормативно-правовых актов.

Риски технического характера зависят от уровня развития технологий, в том числе инновационных, в стране и за рубежом, возможности доступа к ним и использования оценки селевых рисков. Это, прежде всего, относится к электронно-вычислительной технике, программным средствам, сетям, дистанционным способам определения селевых явлений и реципиентов (аэро- и космоснимки) и т.д. Для управления этими рисками необходимо отслеживать достижения в области технических решений аналогичных задач в сопредельных предметных областях.

Все внутренние и внешние риски определения селевого риска должны быть систематизированы и оценены.

На карте типизации следует выделить территории с различной степенью селевого риска на основе оценки опасности селевых потоков для жизни людей, объектов промышленного, гражданского строительства, линейных сооружений, сельскохозяйственных угодий, выраженной в величине прогнозного суммарного экономического ущерба:

1) очень высокой степени риска с реальной опасностью для жизни людей (жертв более 800 человек), объектов гражданского строительства; ущерб — более десятков млрд тенге;

2) высокой степени риска с потенциальной опасностью для объектов линейного характера (канал Улькен Алматы, автодороги, ЛЭП и жизни 200 человек); ущерб – около 1 млрд тенге;

3) умеренно высокой степени риска с реальной опасностью для сельхозугодий; ущерб – десятки млн тенге;

4) слабой степени риска с относительно низкой опасностью для жизни людей, хозяйственных и других объектов, сельхозугодий; при экстремальных ситуациях, сейсмоселях может перейти в первую степень риска с ущербом более 500 млн тенге;

5) территории за пределами влияния селевых потоков (неселеопасные, горные склоны, ледяные поля, межбассейновые территории).

Кроме того, на карте типизации по степени селевого риска необходимо показать противоселевые сооружения и мероприятия осуществленные, проектируемые и рекомендуемые автором [256].

В системе реализации управленческих решений важное значение имеет страхование селевых рисков, которое предусматривает обязательное комплексное страхование, обязательное государственное страхование и для реципиентов добровольное, добровольно-принудительное страхование.

Таким образом, приведенная методика оценки по степени прогнозного селевого риска в последующем может служить основой для типизации территории по экономическим критериям. Результаты этих работ, несомненно, явятся исходным материалом наряду с другими специальными картами и прежде всего «Картой фоновой оценки селеопасности территорий РК» при защите горных территорий от селевых потоков.

4.5. Оптимизация противоселевых мероприятий

Горные и предгорные районы рассматриваемой территории представляют собой многокомпонентный природный комплекс, включающий полезные ископаемые, продуктивные земельные угодья, водные ресурсы и другие составляющие природной среды. Все это в значительной мере предопределяет интенсивность широкого их вовлечения в сферу хозяйственного освоения. В предгорной зоне и межгорных впадинах Казахского орогенного пояса на конусах выноса селеопасных рек расположен г. Алматы и многие населенные пункты городского и сельского типа, районные центры.

В бассейне р. Текели значительную площадь занимают производственные сооружения и жилой массив Текелийского промышленного комплекса. В долинах водотоков хр. Каратау и Алтая расположены горнорудные и жилые объекты, которые, так же, как и крупные животноводческие фермы и ряд важных линейных объектов (дороги, обводнительные каналы, водозаборы, линии электропередач и др.), могут оказаться в зоне разрушительного воздействия селевых потоков. Селевые потоки наряду с причиняемым ими моральным и материальным ущербом одновременно оказывают пагубное влияние и на такие компоненты природной среды, как культурные ландшафты.

В настоящее время осуществление противоселевых мероприятий по республике в целом возложено на созданную в этих целях специализированную организацию ГУ «Казселезащита».

Все основные вопросы селезащиты в основном решаются в соответствии с региональной схемой противоселевых мероприятий, составленной Казгидропроектом и дополнительными специальными проработками ГУ «Казселезащита». В дополнение к ней и ранее осуществленным селезащитным мероприятиям нами, в связи с выявленными основными закономерностями селеформирования, предлагается ряд оптимальных средств противоселевой защиты, направленных на снижение селевой опасности.

Основные селезащитные мероприятия в условиях горной территории Юго-Восточного Казахстана, как отмечалось, должны носить комплексный характер, т.е. предусматривать оптимальное сочетание активных методов воздействия на селеобразующие очаги с инженерными средствами защиты на транзитной части каналов стока и в зонах возможной аккумуляции выноса [257].

Существенно важным направлением управления селевыми процессами в зонах I и II категории с очень высокой степенью риска являются ликвидация опасных и потенциально опасных очагов зарождения гляциальных селей посредством: 1) частичной, вплоть до полной сработки уровней селеопасных моренных озер; 2) устройства гидротехнических сооружений на пути селевого стока; 3) использования приведенных методов в сочетании. Эти практические мероприятия осуществляются на основе наблюдения по типу геосистемного мониторинга за динамикой моренных озер и развитых здесь криогенных процессов. Аэровизуальные и наземные обследования гляциально-опасных объектов, геодезические и батиметрические съемки озер, анализ грунтов необходимы для получения количественных показателей изменений, происходящих в системах «озеро—морена—ледник».

Следует отметить, что эффективность проведения селезащитных мероприятий в определенной степени лимитируется труднодоступностью отдельных объектов в условиях высокогорных, а иногда даже среднегорных зон, особенно при слабой их освоенности [258]. В условиях как Иле, так и Жетысу Алатау на выявленных селеопасных озерах, очевидно, наиболее приемлемой формой профилактики их возможных прорывов являются заблаговременные попуски и сработки критических уровней (в неселеопасный период) с помощью заранее проводимых в этих целях водосбросов. В последующей перспективе, по мере освоения горных территорий, в троговых долинах целесообразно строительство гидротехнических сооружений, способных зарегулировать прорывные паводки еще до того, как они войдут в зону основного обогащения рыхлообломочным материалом древних морен. В этом плане можно считать рациональным строительство плотин, подобных Мынжылкы (К. Алматы) на участках троговых долин, которые в Жетысу Алатау, имея незначительные уклоны (3–5°), по протяженности вдвое-втрое превышают таковые в Иле Алатау, создавая тем самым благоприятствующие условия для работы аналогичных сооружений.

Применение перехватывающих емкостей в сочетании с запланированным спуском вод из селеопасных озер, бесспорно, явится одним из эффективных средств борьбы с разрушительным воздействием гляциально-прорывных селей. Кроме того, эти емкости в перспективе, при обосновании соответствующими проектными проработками, могут быть использованы и для иных целей.

С экономической и технической позиций в настоящее время на наиболее селеопасных реках Иле и Жетысу Алатау в ряде случаев рациональным может быть апробирование плотинных селеуловителей. В бассейнах, характеризующихся менее высокими степенями селеопасности (боковые притоки), возможно сооружение системы селеуловителей ЗакНИИ, предложенных И. И. Херхеулидзе.

Значительная протяженность каналов стока большинства селеопасных рек, сопровождающаяся мощным выполаживанием уклонов с расширением долин на участках межгорных впадин, служит достаточно благоприятным естественным фактором, способствующим аккумуляции твердых селевых выносов. В связи с этим строительство плотинных сквозных селеуловителей необходимо планировать ниже зон естественного распластывания селевых отложений, на участках сужения поперечных профилей и повторного нарастания уклонов.

В системе информационно-предупредительных мероприятий, которая является составной частью управления, в условиях значительной протяженности каналов транзита рек северного склона Жетысу Алатау, важную роль играет служба наблюдения и оповещения населения о селевой опасности. В этом плане на первоначальных этапах ее организации настоятельно необходима установка автоматических датчиков в наиболее селеопасных долинах рек Иле и Жетысу Алатау. Эффективность их применения предопределяется тем, что сформировавшийся селевой поток в высокогорной зоне достигает предгорных районов за время, достаточное для предупреждения и эвакуации населения из опасных селеугрожаемых зон.

В этом плане ГУ «Казселезащита» и Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Казахстан осуществляют схему оперативного оповещения и контроля для всех объектов, находящиеся под угрозой воздействия селей. В селеопасный период организуются сезонные посты гидрометеорологических наблюдений и информации. Они располагаются в верховьях наиболее селеопасных рек и на моренных озерах. По каналам связи информация передается на кустовые диспетчерские пункты, а затем на главный диспетчерский пункт ГУ «Казселезащита». Здесь специалисты-гидрологи обрабатывают и анализируют полученную информацию, составляют обзор селевой обстановки. В дни, когда степень селеопасности возрастает, проводятся аэровизуальные облеты на вертолетах. Такое комплексное слежение за развитием опасных процессов в горах позволяет сделать своевременные предупреждения о возможности возникновения селя. Против ливневых селей в зонах III и IV категории с умеренно высокой и слабой степенью риска, наряду со средствами инженерной защиты на транзитной части и в зонах аккумуляции,

целесообразно применение фитолесомелиорации в сочетании с организационно-хозяйственными мероприятиями.

Строительство каскадов сквозных селеуловителей в сочетании с барражированием отдельных участков селеопасных русел, ниже участков развития селей, по всей вероятности, было бы достаточно эффективным в ряде бассейнов. Осуществление их в комплексе с другими противоселевыми мероприятиями (фитолесомелиоративными, организационно-хозяйственными) дает возможность если не совсем ликвидировать, то значительно ослабить отрицательное воздействие селевых потоков на жилые, горнорудные, хозяйственные объекты и естественные компоненты природной среды.

Древесно-кустарниковый и растительный покров на горных склонах является естественным, значительно ослабляющим фактором развития геодинамических процессов, включая и селевые. Поэтому необходимо рационально использовать лесные массивы, проводить лесопосадки, травосеяние и, по возможности, регламентировать выпас скота, особенно на пораженных участках.

Необходимым условием при разработке древесины является строгое соблюдение технологических приемов, принятых для горной территории. Проводить вырубку на горных склонах категорически воспрещается.

Лесопосадочные работы, травосеяние необходимо осуществлять на склонах селевых бассейнов, в селевых руслах и на конусах выноса. При этом важное значение имеет правильный подбор ассортимента древесно-кустарниковых пород, которые экологически должны отвечать высотному положению местности, экспозиции, крутизне склонов и пораженности. Наиболее эффективными при этом, естественно, будут растительные ассоциации, уже прижившиеся к настоящему времени в данных экологических условиях. Для ближайшего к рассматриваемому субрегиону, в частности для Иле Алатау, характеризующегося во многом сходными природными чертами с Жетысу, Казахским НИИ лесного хозяйства в качестве перспективных рекомендованы 14 пород, в числе которых выделяются тянь-шаньская ель (для лесолугового пояса) и яблоневые деревья (для предгорий и низкогорий). Предлагается широко высаживать растущие здесь кустарниковые, такие, как можжевельник сибирский, барбарис, таволга тянь-шаньская и др. Наиболее эффективными по противозрозионному эффекту в субальпийском поясе являются арчовники, характеризующиеся повышенной плотностью крон.

Проведение фитолесомелиоративных работ и организационно-хозяйственных мероприятий в первую очередь особенно необходимо в зоне интенсивного хозяйственного освоения, к каковым относятся прилавки Иле Алатау. Эта зона принадлежит V категории селеопасности со слабой степенью риска. Последняя градация в условиях проявления сейсмоселей может представлять территорию с очень высокой степенью риска. В качестве паллиативных мероприятий рекомендуется организовать здесь стационарные наблюдения за состоянием склонов на участках вероятного возникновения оползней, борьбу с эрозионными процессами на склонах, осуществление мер по предотвращению искусственного переувлажнения лёссовых горизонтов на присклоновых

массивах. Проведение отмеченных мероприятий, несомненно, в значительной степени уменьшит активность эрозионно-оползневых процессов на горных склонах, что в целом, бесспорно, снизит общую селеопасность рассматриваемой территории.

В числе других мероприятий представляется правильным перенос мелких поселений, которые, согласно районной планировке, относятся к неперспективным. Однако в связи с интенсификацией освоения горных территорий целесообразность их полной ликвидации бывает далеко не всегда оправдана. В особо сложных ситуациях наиболее радикальным является перенос части населенных пунктов и ценных хозяйственных объектов на территории, находящиеся за пределами опасной зоны. Во избежание нежелательных последствий отвод земельных участков под новое строительство необходимо проводить только по согласованию с ГУ «Казселезащита». Заключение о безопасности земельных участков от селей и лавин выдается заказчику после тщательного изучения имеющихся материалов и осмотра участка специалистами. При наличии селевой опасности и в зависимости от конкретных условий даются рекомендации о строительстве соответствующих защитных сооружений либо освоение участка запрещается.

Эксплуатационными подразделениями ГУ «Казселезащита» совместно с противопоаводковыми комиссиями местных акиматов ежегодно следует разрабатывать мероприятия для организаций, предприятий и хозяйств по защите хозяйственных объектов от селевых потоков и паводков, а также на случай эвакуации населения.

Для оперативности оповещения и принятия экстренных мер по эвакуации и аварийно-спасательным работам необходимо взять на учет все гражданские и промышленные объекты в селеопасных зонах.

Таким образом, к рациональным методам противоселевой защиты в условиях бассейнов I и II категорий относятся сочетание активных средств борьбы непосредственно в очагах селезарождения (дренаж моренных озер и термокарстовых полостей, инженерные мероприятия на транзитной части и в зоне возможной аккумуляции выносов, устройство селехранилищ, преимущественно в плотинном варианте, стабилизация селеопасных русел и др.) и организация информационно-предупредительной службы.

Для обеспечения безопасности населенных пунктов, животноводческих ферм и других объектов (горные дороги, линии электропередач, каналы) от воздействия селевых потоков средних и небольших мощностей, отвечающих III и IV категориям селеопасности, достаточно эффективных средств локальной защиты, преимущественно в линейных вариантах (устройство дамб, защитных поясов, струенаправляющих сооружений и др.). При этом обязательными элементами всего защитного комплекса, наряду с инженерными средствами, должны также явиться организационно-хозяйственные и фитолесомелиоративные мероприятия.

В системе информативно-предупредительных мероприятий в условиях значительной протяженности зон транзита селеопасных рек важную роль играет служба наблюдения и оповещения населения о селевой опасности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе обобщения обширной разрозненной информации по селевым явлениям с учетом многолетних натуральных наблюдений предложены научные и прикладные основы управления селевыми процессами применительно к сейсмоактивным территориям Казахстана. Пути решения этой проблемы обеспечиваются реализацией двух взаимосвязанных положений, учитывающих пространственное распределение селей, условия формирования и прогнозную оценку селеопасных территорий, а также обоснованным определением характера воздействия на селевые процессы с учетом сложившейся и проектируемой инфраструктуры территорий. Эти положения составляют базу знаний и основу действия:

1. База знаний, являясь ведущей частью научных основ системы управления селевыми процессами, содержит материалы обработки фактической информации, результаты теоретического осмысления проведенных исследований. Закономерности формирования селей с типологической позиции обосновываются посредством анализа катастрофических селепроявлений, определения гидрометеорологических, почвенно-геоботанических факторов в сочетании с геолого-геоморфологическими, нео-, сеймотектоническими, а также оценки роли осыпей, обвалов и оползней, включая и сейсмогенные, в формировании селевых процессов, очагов зарождения и механизмов развития селей различного генезиса.

1.1. Анализ материалов исследований селевых явлений свидетельствует об их полигенетичности. Преобладают ливневые сели (70 %), реже повторяются гляциальные сели (20 %), но они по сравнению с другими генетическими типами имеют более высокие энергетические параметры. Меньше всего представлены завально-прорывные сели (10 %). При этом вероятность образования ливневых селей резко увеличивается при суточной величине осадков более 30 мм, средней их интенсивности от 0,1 до 1,24 мм/мин и максимальной за короткие интервалы времени до 3–5 мм/мин. Наиболее высокой активностью стокообразования обладают слабозадернованные поверхности высокогорного пояса, с наименьшим покрытием хвойным лесом площади среднегорья при полноте насаждений более 0,5–0,7.

Определены основные причины и условия зарождения гляциальных селей. Классификация озер по генетическому и морфологическому признакам с выделением приледниково-западных, термокарстовых, каровых, подпрудных позволила типизировать их по степени прорывоопасности. Реальной опасностью прорыва и формирования гляциальных селей обладают термокарстовые и приледниково-западные озера. Сели здесь возникают вследствие разрушения водоудерживающей перемычки под воздействием эрозионных и

оползневых процессов, а также в результате выдавливания пробки, блокирующей подземные каналы стока за счет гидродинамического напора воды. Менее опасны озера подпрудного характера и неопасны каровые и некоторые подпрудные водоемы с устойчивым гидрологическим режимом.

1.2. В высокогорном поясе твердая фаза формируется главным образом за счет моренных отложений Q_{IV} , Q_{III} и отчасти Q_{II} . Содержание глинистых фракций (0,005 мм) по отношению к валовому составу варьирует от 0,4 до 10 %. В средне- и низкогорье твердая составляющая потоков формируется за счет делювиально-гравитационных, аллювиально-пролювиальных и эолово-пролювиальных отложений, в которых содержание глинистых фракций по сравнению с моренным значительно возрастает, достигая в лёссовых грунтах 40 %.

На основе лабораторных экспериментов установлено, что в верхних орографических поясах рассматриваемой территории создаются благоприятные условия для обогащения коллоидно-дисперсной части селеобразующих пород преимущественно минералами группы хлорита и каолинита, а также инертными составляющими. В нижних ярусах, особенно в зоне развития лёссовых грунтов, участвующих в формировании селей оползневого происхождения, преобладают гидрослюдистые минералы.

1.3. В горной системе Казахского орогенного пояса выделены четыре геоморфологические зоны с присущими им геодинамическими процессами. Установлена роль отдельных типов и форм рельефа в формировании селевых процессов.

1.4. В типологическом аспекте рассмотрены различные формы склоновых образований (осыпей, обвалов, оползней). Осыпи типизированы на высоко-, средне-, слабомобильные, рассмотрены обвалы двух типов: тектонического и экзогенного происхождения. Модификации оползней систематизированы на оползни-обрушения, оползни-скольжения и оползни-течения. Определены значение их как стимулирующего фактора деструкции горных склонов и последующее влияние на условия формирования селевых процессов. На основе нового подхода картографирования рельефообразующих процессов для наиболее селеопасной части гор Юго-Восточного Казахстана составлены специализированные карты в среднем и крупном масштабах.

1.5. На основе анализа градиентных показателей тектонических движений, вызывающих изменение конкретных показателей абсолютных и относительных высот, установлено, что вероятность формирования селей возникает по мере увеличения разности сопряженных высот. Выявлена выраженная приуроченность основных ареалов наиболее активных склоновых процессов к зонам тектонических разломов. В зонах повышенной сейсмогравитационной мобильности с интенсивностью землетрясения 8–10 баллов (Иле и Жетысу Алатау) установлено соответствие размеров и масштабов склоновых образований порядку разрывных нарушений или их узловым участкам, отраженным на специальной карте новейшей тектоники.

1.6. Интенсивное вовлечение в сферу хозяйственной деятельности горных территорий и предгорных районов обуславливает усиление активности всего комплекса экзогеодинамических процессов, включая и селевые.

Наибольшую антропогенную нагрузку естественных ландшафтов испытывают приалматинские прилавки, где бесконтрольное хозяйственное ведение, в том числе дачное, коттеджное строительство, приводят к резкой активизации оползневых процессов.

1.7. Предложена генетико-морфологическая типизация очагов зарождения селей. Класс и тип очагов выделены по ведущему экзогеодинамическому процессу и механизму вовлечения твердой составляющей селя в поток, вид очагов — по морфологическим признакам, типу вмещающей среды и источникам твердого питания. Ледниково-криогенный класс представлен термокарстовыми, криогенно-оползневыми и солифлюкционными типами: эрозионный — суффузионно-эрозионными, эрозионными, гравитационный и сейсмогравитационный — оползневыми, обвальными, обвальными-осыпными и завалами крупных обвалов. Механизм взаимодействия твердой и жидкой составляющих, обуславливающих формирование селевых потоков, происходит посредством двух типов: эрозионного и оползневого. Эрозионный характер зарождения селевого потока связан с нарушением отмытки русла и образованием крупных линейных форм, максимальные размеры которых достигают в селевых бассейнах Иле и Жетысу Алатау до 3 км длины, до 60 м ширины и 40 м глубины.

1.8. Дана прогнозная оценка селеопасности сейсмоактивных территорий Казахстана на основе выявления закономерностей зональной дифференциации селей, определения динамических и генетических параметров наблюдаемых и прогнозируемых селепроявлений, отраженных на специальных картах районирования по условиям селеобразования и типизации территории по степени селеопасности. Зональная дифференциация селевых явлений с выделением селей зоны высокогорья, среднегорья, низкогорья и высоких предгорий, зоны внутриорогенной и предгорной аккумуляции селевых выносов осуществлена на основе комплексной оценки особенностей формирования селевых процессов различного генезиса и пространственного расположения очагов их зарождения.

Особо высокими геодинамическими параметрами характеризуются гляциально-прорывные сели зоны высокогорья, зарождающиеся преимущественно в термокарстовых очагах в результате сработки приледниково-западных и термокарстовых водоемов, питающихся небольшими (до 5–7 км²) мобильными ледниками. Сели зоны среднегорья, низкогорья и области высоких предгорий формируются в эрозионных, эрозионно-оползневых очагах по крутопадающим (до 25–30°) боковым притокам речных долин при выпадении ливневых осадков высокой интенсивности, иногда совпадающих с периодом дружного таяния снежного покрова. Для таких селей характерны средние и небольшие мощности. Изучена последовательность погашения энергии селевого потока при основной разгрузке твердой составляющей в пределах внутригорных впадин, участков локального расширения речных долин и окончательной аккумуляции селевого материала в области предгорных впадин.

Пространственная прогнозная оценка селеопасности территории осуществлена посредством типизации селеопасных бассейнов гор Юго-Восточного

Казахстана. На основе качественных и количественных параметров проведена категоризация территорий по различным степеням селеопасности.

2. Основа действий, имеющая не менее важное значение в системе управления селевыми процессами, содержит методические технические критерии и принципиальную возможность оценки степени селевого риска, разрабатываемых мер селезащиты. Выбранные прикладные мероприятия с учетом их конкретной эффективности в совокупности с картами районирования территории по степени селеопасности должны оптимизировать основу действий системы управления.

2.1. На основе результатов анализа опыта борьбы с селевой опасностью и эффективности работы известных типов селезащитных сооружений определены основные управленческие принципы организации и осуществления селезащитных мероприятий, предложена методика оценки прогнозируемого прямого и косвенного ущерба, которые в совокупности с количественными и качественными показателями прогнозной оценки территории по степени селеопасности являются надежной основой оптимизации селезащитных мероприятий. Управление селевыми процессами в зонах I и II категории селеопасности с очень высокой и высокой степенью селевого риска можно осуществлять лишь на комплексной основе, путем реализации активных методов воздействия в сочетании с инженерными средствами защиты и созданием автоматизированной системы информационно предупредительных мероприятий. Для борьбы с ливневыми селями III и IV категории селеопасности с умеренно высокой и слабой степенью риска достаточно результативными остаются средства локальной защиты (барражи, селеуловители средних и небольших размеров в сочетании со сквозными сооружениями), а также линейные варианты защитных сооружений (дамбы, защитные пояса, струенаправляющие сооружения). Организацию защиты территории IV категории селеопасности со слабой степенью селевого риска рекомендуется проводить паллиативными мероприятиями.

2.2. Селевой риск – это опасность негативного воздействия селей на социо-, эко- и техносферу территории; величина селевого риска на какой-либо территории зависит от вероятности возникновения селевых явлений различной мощности и возможного ущерба, наносимого ими человеку, природе, объектам хозяйствования.

Селевой риск для конкретной территории должен оцениваться периодически по мере строительства противоселевых защитных сооружений, снижающих степень риска, увеличения или уменьшения хозяйственного освоения территории, оказывающих влияние на величину потенциального ущерба от селей, прохождения селевых потоков или ожидаемой активизации селевой активности. Параллельно оценке селевого риска должен осуществляться селевой контроллинг, цель которого – выявление и недопущение несанкционированного размещения объектов в зонах возможного воздействия селей, контроль выполнения предписаний о необходимости проведения селезащитных мероприятий на объектах, располагаемых в импактных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А., Шлыгин А.Е., Жуков П.К.* Важнейшие черты геологии и металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата, 1987. 280 с.
2. *Казанли Д.Н.* Геология Северного Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. М., 1957. № 3. С. 20-26.
3. *Атрушкевич П.А., Потоцкий В.Д., Остропило П.А.* Геодезические исследования активности тектонических разломов в Приалматинском сейсмическом районе // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, 1990. С. 57-67.
4. *Атрушкевич П.А., Калабаев Н.Б., Потоцкий В.Д.* Исследование вертикальных движений земной коры на деформационных площадках Алма-Атинского геодинамического полигона // Комплексные геодинамические полигоны: Методика и результаты исследований. М., 1984. С. 87-90.
5. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., 1948.
6. *Мамиконов А.Г.* Принятие решений и информация. М., 1983. 181 с.
7. Большая Советская энциклопедия. М. Т. 27.
8. *Ниязов Р.А., Минченко В.Д., Таиматов Х.М.* Мониторинг экзогенных геологических процессов. Ташкент, 1991. 180 с.
9. *Яворский С.А.* Новый взгляд на информацию. Интернет-ресурс.
10. *Деговец А.С.* О масштабах селей и стратегии противоселевой защиты в Казахстане // Вестник АН КазССР. 1989. № 1. С. 40-44.
11. *Баймолдаев Т.А., Виноходов В.Н.* «Казселезащита» – оперативные меры до и после стихии. Алматы: Изд-во «Бастау», 2007. 284 с.
12. Каталог селеопасных рек Казахстана, Средней Азии и Восточной Сибири. Алма-Ата, 1967. Т. 3. 327 с.
13. *МуCKETов И.В.* Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Труды Геолкома. СПб., 1890. Т 10, № 1. 140 с.
14. *Городецкий В.Д.* Причины Алма-Атинской катастрофы 8 июля 1921 г. Алма-Ата, 1936. 29 с.
15. *Женжурист Э.М.* Алма-Атинская катастрофа 8 июля 1921 г. // Вестник ирригации. 1923. № 1. С. 62-76.
16. *Корженевский Н.Л.* Экспедиция для исследования Алма-Атинской катастрофы (8 июля 1921 г.) // Военная мысль. Ташкент, 1921. Кн. 3. С. 270-276.
17. *Машковцев С.Ф.* Несколько слов о катастрофе в г. Верном 8-го июля 1921 г. // Геологический вестник. 1921. Т. 4, № 1-6. С. 152-153.
18. *Городецкий В.Д.* Талгарское городище // Изв. Средне-Азиатского комитета по делам музеев и охраны памятников старины, искусства и природы. Ташкент, 1928. Вып. 3. С. 49-55.
19. *Святский Д.О.* След древнего селя в долине р. Талгар // Метеорология и гидрология. 1936. № 8. С. 82-83.
20. *Филоненко Р.А.* Режим рек северных склонов Заилийского Алатау // Труды по гидрологии. М., 1938. Вып. 1. С. 117-154.
21. *Матвеев С.Н.* Борьба с катастрофическими явлениями грязекаменных потоков (селей) на основе принципов учения о геоморфологических процессах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1944. Т. 8, № 2-3. С. 122-127.

22. Условия формирования стока в бассейне р. М. Алматинки в 1943–1944 гг. // Отчет Алма-Атинской гидрологической обсерватории. Алма-Ата, 1945. 144 с.
23. Обследование селевого паводка, прошедшего 8-9 июля 1950 г. в бассейне р. Б. Алматинки // Научно-технический отчет КазНИГМИ. Алма-Ата, 1950.
24. *Черкасов П.А.* Грязекаменный поток в долине Малой Алматинки // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1953. № 121, вып. 16. С. 118-120.
25. *Кавецкий С.П.* Сели в Заилийском Алатау // Труды КазНИГМИ. Алма-Ата, 1953. Вып. 4. С. 7-35.
26. *Колотилин Н.Ф.* Геологические условия образования некоторых селей локального проявления (на примере селевого потока в долине р. Малая Алматинка 7 августа 1956 г.) // Материалы IV Всесоюзной конференции по селевым потокам. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. С. 40-51.
27. *Качалов Д.А.* О грязекаменном потоке и опыте организации информационно-предупредительной службы // Материалы IV Всесоюзной конференции по селевым потокам. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. С. 32-39.
28. *Кавецкий С.П., Смирнов И.П.* Селевые паводки неливного происхождения // Тр. КазНИГМИ. Алма-Ата, 1957. Вып. 9. С. 43-52.
29. Обзор селевой деятельности северного склона Заилийского Алатау за 1955–1959 гг. // Научно-технический отчет КазНИГМИ. Алма-Ата, 1959.
30. *Литовченко А.Ф.* Ливневые дожди северного склона Заилийского Алатау // Сб. работ Алма-Атинского ГМО. Алма-Ата, 1965. Вып. 1.
31. *Кавецкий С.П., Калмыкина Е.М.* Сель на р. Иссык 7 июля 1963 года // Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр. 1964. № 2. С. 77-80.
32. *Колотилин Н.Ф., Бочкарев В.П., Антоненко Э.М., Новицкий С.А.* Инженерно-геологические условия предгорной зоны Заилийского Алатау. Алма-Ата, 1967. 140 с.
33. *Земс А.Э.* Некоторые количественные характеристики Жарсайского селя 1963 г. на р. Иссык // Селевые потоки. 1976. № 1. С. 75-85.
34. *Парамонов Б.А.* Причины формирования катастрофического селя в верховьях ручья Жарсай 7 июля 1963 г. // Селевые потоки. 1976. № 1 С. 36-87.
35. *Виноградов Ю.Б.* Модели процессов селеформирования // Тр. КазНИГМИ. Алма-Ата, 1971. Вып. 54. С. 26-44.
36. *Мочалов В.П., Степанов Б.С.* О причинах образования селевых потоков в бассейне р. Иссык // Селевые потоки. 1980. № 1. С. 64-67.
37. Руководство по изучению селевых потоков. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 143 с.
38. *Голубович В.А.* О причинах прорыва озера № 2 на Туйыксуейской морене 15 июля 1973 г. // Метеорология и гидрология. 1976. № 12. С. 103-105.
39. *Белогривцева Р.И.* Определение возраста селевых отложений в бассейне р. Чемолган дендрохронологическим методом // Селевые потоки. 1976. № 1. С. 53-59.
40. *Плеханов П.А., Судаков П.А., Токмагамбетов Г.А.* Причины образования и процессы формирования селевого потока на р. Малая Алматинка 15 июля 1973 г. // Вестник АН КазССР. 1975. № 4. С. 24-25.
41. *Флейшман С.М., Моссаковская И.А., Перов В.Ф.* Алматинский сель 15 июля 1973 г. // Вестник МГУ. Серия V. География. 1974. № 2. С. 35-39.
42. *Виноградов Ю.Б., Хонин Р.В., Земс А.Э.* Селевой поток 15 июля 1973 г. на Малой Алматинке // Селевые потоки. 1976. № 1. С. 60-73.
43. *Шушарин В.И., Попов Н.В.* Развитие селевого потока в бассейне р. Средний Талгар // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата: Казахстан, 1981. С. 153-157.
44. *Марков И.Н.* и др. Некоторые сведения о двух гляциальных селевых потоках Заилийского Алатау // Селевые потоки. 1983. № 7. С. 99-106.
45. *Голубович В.А.* Некоторые особенности возникновения селевого потока на р. Кумбельсу 19 августа 1975 г. // Метеорология и гидрология. 1976. № 3. С. 100-101.

46. *Киренская Т.Л., Степанов Б.С., Хонин Р.В.* Селевой поток в бассейне реки Большая Алматинка 19 августа 1975 г. // Селевые потоки. 1977. № 2. С. 115-119.
47. *Лантев В.И.* Описание селевого потока 3-4 августа 1977 г. в бассейнах рек Кумбельсу и Большой Алматинки // Селевые потоки. 1990. № 5. С. 55-59.
48. *Попов Н.В., Степанов Б.С., Мочалов В.П.* и др. Селевые явления 31 августа 1977 г. в бассейне р. Большая Алматинка // Селевые потоки. 1980. № 4. С. 57-63.
49. *Деговец А.С.* О катастрофическом селевом потоке на р. Большая Алматинка 3-4 августа 1977 г. // XV Всесоюзная научно-техническая конференция по противоселевым мероприятиям. Ташкент, 1978. Вып. 2. С. 168-172.
50. *Попов Н.В.* О методах борьбы с гляциальными селями прорывного характера // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата: Казахстан, 1986. С. 56-62.
51. *Энгельс А.А., Белецкий А.Я.* Инженерно-геологические особенности моренного озера № 16 в бассейне р. Каскелен // Селевые потоки. 1985. № 9. С. 138-143.
52. *Токмагамбетов Г.А., Судаков П.А., Плеханов П.А.* Гляциальные сели Заилийского Алатау и пути их прогноза // МГИ: Хроника обсуждения. 1980. Вып. 39. С. 97-101.
53. *Мочалов В.П., Виноходов В.Н.* Прорывные паводки в бассейне р. Каинды // Селевые потоки. 1985. Сб. 9. С. 124-132.
54. *Мочалов В.П., Шевырталов Е.П.* Прорывной паводок в бассейне р. Колсай 2 июня 1984 г. // Селевые потоки. 1988. Сб. 10. С. 150-155.
55. *Фоновый прогноз гляциальных селей: (Методическое руководство).* Алма-Ата: Наука, 1985. 61 с.
56. Научно-технический отчет о результатах НИР по договорной теме №2/91 «Селевая активность, палеоселевые и сейсмогенные образования в бассейнах Аксая, Большой и Малой Алматинок». Алма-Ата, 1991.
57. *Киренская Т.Л., Молдахметов М.М., Машукова Н.К.* Условия формирования селевых явлений в бассейнах рек Беделбай и Батарейка (бассейн р. Малая Алматинка, Заилийский Алатау) // Материалы научно-практической конференции «Жандаевские чтения» 24-25 мая 2001 г. Алматы, 2001. С. 113-116.
58. *Медеуов А.Р.* Формирование селей Джунгарского Алатау (на примере бассейна реки Текели) // Проблемы противоселевых мероприятий. Под ред. Караманова У.К. и др. Алма-Ата: Казахстан, 1984. С. 116-121.
59. *Рыбкина М.П.* О причинах образования селей 7 и 8 апреля 1959 г. // Труды КазНИГМИ. Алма-Ата, 1962. Вып. 17. С. 31-38.
60. *Заптаров М.Р.* Некоторые закономерности пространственного распространения и условий формирования селевых явлений в горных районах Южного Казахстана // Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем: Доклады к международной конференции. Алматы, 2000. С. 224-228.
61. *Шеко А.И.* Закономерности формирования и прогноз селей. М., 1980. 96 с.
62. *Флейшман С.М.* Сели. М., 1970. 298 с.
63. *Перов В.Ф.* Селевые явления на территории СССР. М., 1989. 149 с.
64. *Ходжаев Ш.З.* Об инженерно-геологических условиях селеобразования на юго-западе Узбекистана // Геодинамические процессы и явления в Средней Азии. Ташкент, 1973. С. 79-83.
65. *Пушкаренко В.П.* К схеме инженерно-геологической типизации селевых бассейнов для разработки комплексных схем освоения горных речных долин // Геодинамические процессы и явления Средней Азии. Ташкент, 1974. С. 94-106.
66. *Кавецкий С.П., Раушенбах И.О., Рыбкина М.П.* Казахстан // Сели в СССР и меры борьбы с ними. М., 1964. С. 149-177.
67. *Дуйсенов Е.* Селевые потоки в Заилийском Алатау. Алма-Ата, 1971. 192.
68. *Жандаев М.Ж.* Геоморфология Заилийского Алатау и проблемы формирования речных долин. Алма-Ата, 1972. 162 с.
69. *Колотилин Н.Ф., Медеуов А.Р.* Основные закономерности развития селевых процессов и региональная оценка селеопасности территории Казахстана // География и природные ресурсы. Новосибирск, 1990. № 3. С. 97-102.

70. Сулейменов К.А. Инженерно-геологическое обоснование противоселевых мероприятий и сооружений в бассейнах рек северного склона Заилийского Алатау. Алма-Ата, 1980. 23 с.
71. Семенов В.А., Рыбкина М.П. Гидрография // Ресурсы поверхностных вод СССР. Л., 1970. Т. 13. С. 14-16 и 33-46.
72. Голубов Р.С. Метеорологические условия формирования селевых паводков в горах Заилийского Алатау // Географические проблемы освоения пустынных и горных территорий Казахстана. Алма-Ата, 1965. С. 128-145.
73. Айзенберг М.М., Вольфцун М.Л., Клоева Е.В. К вопросу о классификации селей и районирования селеопасных бассейнов рек Карпат // Современные экзогенные процессы. Киев, 1968. Ч. 1. С. 121-122.
74. Йогансон В.Е. Типизация селевых бассейнов для практических целей // Борьба с горной эрозией почв и селевыми потоками в СССР. Ташкент, 1962. С. 192-195.
75. Боголюбова И.В. Селевые потоки и их распространение на территории СССР. Л., 1957. 152 с.
76. Смирнов И.П. Влияние предварительного увлажнения речных бассейнов на формирование селевых потоков // Тр. САРНИГМИ. 1963. Вып. 13. С. 48-64.
77. Деговец А.С. Формирование селевых потоков на территории Казахстана и методика их расчета: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. Баку, 1972. 21 с.
78. Литовченко А.Ф., Мочалов В.П. Полевые экспериментальные исследования потерь на инфильтрацию в горах северного склона Заилийского Алатау. Алма-Ата, 1964. С. 23-31.
79. Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата, 1983. 217 с.
80. Северский И.В. К оценке влияния лавин на формирование паводков и селей // Труды САРНИГМИ. 1976. Вып. 39. С. 31-40.
81. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л., 1977. 156 с.
82. Arnborg L. Hydrology .of glacial river Austurfijot // Geograficka annaler. 1955. V. 37, N 1-4. P. 185-201.
83. Frostap B. Dantish Glaciological Investigations on Greenland // Geology artic. 1961. N 2. S. 135-746.
84. Kinzi H. La glaciacion actuary pleistocenica en Los Andes Ceutrales // Colloguicen Geographicum. Geoecologia de las regions mountanos de las regions mountanos de las Americas Tropicales. 1981. V. 9. P. 1-27.
85. Knudsen N. Drainage of the ice-dammed Lake, Okatindan // Norland Noeway. Norak geogr. Fidsskr, 1978. V. 32, N 2. P. 55-61.
86. Lliboutry L. Les catastrophes glaciaires // Rechrche-Mai, 1971. V. 2, N 12. P. 417-425.
87. Metz B., Freiburd I. Geomorphologische Untersuchungen zur Untercheidung zwischen Eisrand und Uoran enstauseen // Ber. Nuturt. Ges, Freiburg i. Br – 5 Abb. Freiburg, 1977. N 67. P. 203-205.
88. Schweizer W. Gletchersee // Geogr. Helvetica. 1957. V. 12, N 2. P. 84-87.
89. Кубрушко С.С., Ставицкий Я.С. Гляциальные озера Киргизии и их роль в формировании селей // Материалы гляциологических исследований: хроника, обсуждение. 1978. Вып. 32. С. 59-62.
90. Медеуов А., Колотилин Н.Ф., Керемкулов В.А. Сели Казахстана. Алматы, 1993. 157 с.
91. Горбунов А.П. Гляциальные сели и пути их прогноза // Труды КазНИГМИ. Алма-Ата, 1971. Вып. 51. С. 45-56.
92. Беседин П.И. На ледниках Гармо // Известия Русского географического общества. М., 1923. Т. 55, вып. 1. С. 93-126.
93. Керемкулов В.А., Цукерман И.Г. Модель катастрофического опорожнения озера через проран в теле перемычки, сложенной рыхлообломочными породами // Селевые потоки. 1984. Сб. 8. С. 92-108.

94. *Беляев Я.И.* На ледниках Гармо // Известия Русского географического общества. М., 1923. Т. 55, вып. 1. С. 3-93.
95. *Липский В.И.* Ледниковая область Арзынга, Мазара и Мука // Известия РГО. 1989. Т. 35. С. 131-157.
96. *Керемкулов В.А.* Морфометрические характеристики и классификация моренных озер // Селевые потоки. 1985. Сб. 9.
97. *Шатравин В.Н., Ставицкий Я.С.* Методические основы выявления селеформирующих факторов при детальном обследовании высокогорных озер // Селевые потоки. 1984. Сб. 8. С. 83-92.
98. *Соколовский Д.Л.* Гидрология селей и методика их изучения // Селевые потоки и меры борьбы с ними. М., 1957. С. 91-97.
99. *Шушарин В.И., Марков И.Н.* Селеопасные моренные озера в верховье реки Иссык // Селевые потоки. 1976. Сб. 1. С. 98-107.
100. *Голубев Г.Н.* Гидрология ледников. Л., 1976. 246 с.
101. *Голубович В.А.* О динамике некоторых элементов моренных образований Малоалматинских ледников // Селевые потоки. 1978. Сб. 3. С. 124-129.
102. *Halliday С.Н., Anderson W.R.* The Hollow Glacier // Pacific Discovery. 1970. V. 23, N 4. P. 24-30.
103. *Серпиков С.К.* Почвы северо-восточной части Алма-Атинской области Казахской ССР. Алма-Ата, 1961. 20 с.
104. *Вардугин В.Н.* Состав и свойства рыхлообломочных пород и роль их в формировании селевых потоков. М., 1987. 29 с.
105. *Вардугин В.Н.* Гранулометрический состав рыхлообломочных пород в селевых очагах и на конусах выноса // Селевые потоки. М., 1977. Сб. 2. С. 94-107.
106. *Мушкетов И.В.* Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1987 г. // Труды Геолкома. СПб., 1890. Т. X, № 1. 140 с.
107. *Колотилин Н.Ф.* Деформация горных и береговых склонов в условиях сейсмических и селевых районов Юго-Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд. АН КазССР, 1961. 155 с.
108. *Медведев А.Р.* Сели Джунгарского Алатау и некоторые особенности их формирования // Снежно-ледовые ресурсы и гидроклиматический режим горных районов. Алматы, 1992. С. 118-127.
109. *Флейшман С.М.* Сели. Л., 1986. 312 с.
110. *Гуменский Б.М.* Влияние состава коллоидно-дисперсных минералов глин на тиксотропные превращения // Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения М., 1956. Т. № 1. С. 129-135.
111. *Егизаров И.В.* Краткий обзор опубликованных материалов V селевой конференции в г. Баку (1962). Ереван, 1966. С. 4-10.
112. *Херхеулидзе И.И.* Сквозные защитные и регулирующие сооружения из сборного железобетона на горных реках. М., 1967. С. 5-12.
113. *Тер-Степанян Г.И.* О критерии перехода несвязанных селевых потоков в связанные сели // Селевые потоки и горные русловые процессы. Ереван, 1968. С. 18-27.
114. *Егизаров И.В.* Движение неоднородных по крупности наносов // Изв. АН АрмССР. Сер. техн. наук. 1963. Т. 16, № 3. С. 22-31.
115. *Думитрашко Н.В.* Геологические условия образования селей в СССР // Материалы V Всесоюзного совещания по изучению селевых потоков и мер борьбы с ними. Баку, 1962. С. 15-21.
116. *Херхеулидзе И.И.* Максимальные расходы селевых паводков // Борьба с горной эрозией почв и селевыми потоками в СССР. Ташкент, 1962. С. 225-246.
117. Рельеф Казахстана. Алма-Ата, 1991. Т. 2. 179 с.
118. *Будагов Б.А.* Вертикальная зональность форм рельефа Большого Кавказа в пределах Азербайджанской ССР // Труды Азерб. географического общества. Баку, 1960. Т. 1. С. 167-180.

119. *Думитрашко Н.В.* К вопросу о прогнозе селей геоморфологическими методами // Труды ИГ АН СССР. 1954. Вып. 62. С. 97-99.
120. *Токмагамбетов Г.А.* Ледники Заилийского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1976. 336 с.
121. *Ранцман Е.Я.* Горы Средней Азии. Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М., 1975. С. 93-206.
122. *Воскресенский С.С., Шеко А.И., Лехитинов А.М., Максимов М.М.* Количественная оценка интенсивности проявления экзогенных геологических процессов при инженерно-геологической съемке // Труды ВСЕГИНГЕО. М., 1971. Вып. 43. С. 89-95.
123. *Иверонова М.И.* Движение осыпей в долине р. Чон-Кзылсу // Труды Института географии АН СССР. М., 1984. Т. 68, вып. 4. С. 5-44.
124. *Ниязов Р.А.* Оползни в лёссовых породах юго-восточной части Средней Азии. Ташкент, 1974. 148 с.
125. *Иверонова М.И.* О камнепадах в Тянь-Шане // Труды Института географии АН СССР. М., 1953. Вып. 3. С. 12-25.
126. *Лапердин В.К., Тржцинский Ю.Б.* Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. Новосибирск, 1978. 102 с.
127. *Медеуов А., Кузеубаев Г.М.* Особенности проявления склоновых процессов зон хозяйственного освоения в Северном Тянь-Шане и Джунгарском Алатау // Экологические проблемы Казахстана. Алма-Ата, 1990. Ч. 1. С. 96-97.
128. *Медеуов А.* О типизации осыпей в селеопасных бассейнах северного склона Джунгарского Алатау // Материалы II съезда Географического общества Казахской ССР. Алма-Ата: Наука, 1985. С. 30-31.
129. *Золотарев Г.С.* Современные задачи инженерно-геологического изучения оползней, обвалов и селевых потоков в горно-складчатых областях. Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селевых потоков. М., 1976. Вып. 1. С. 5-35.
130. *Медеуов А., Найзабеков Б.Е.* Особенности проявления оползневых процессов в горных районах Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Проблемы горного природопользования. Барнаул, 1989. Ч. 3. С. 50-58.
131. Оползни и сели. М., 1984. Т. 1. 351 с.
132. *Киренская Т.Л., Молдахметов М.М., Машукова Н.К.* Оползневые явления в бассейне р. Талдыбулак // Вестник КазНУ. Сер. геогр. 2004. № 2(19). С. 109-115.
133. *Емельянова Е.П.* О причинах и факторах оползневых явлений // Труды ВСЕГИНГЕО. Вопросы гидрологии и инженерной геологии. М., 1953. С. 63-79.
134. *Куликовский К.Т., Эдинов Ю.И.* Геолого-тектонические условия формирования селей на северных склонах Заилийского Алатау // Материалы научно-технического совещания по вопросам методики изучения селей, обвалов и оползней. Душанбе, 1970. С. 13-18.
135. Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана. Алма-Ата, 1982. 218 с.
136. *Курскеев А.К., Тимуш А.В.* Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры. Алма-Ата, 1987.
137. *Бочкарев В.П., Медеуов А.* Склоновые процессы в горах Юго-Восточного Казахстана // Инженерная геология. М., 1990. № 6. С. 50-58.
138. *Бочкарев В.П., Медеуов А.* Сеймотектонические условия формирования оползней, обвалов и селей в горах Юго-Восточного Казахстана. Душанбе, 1990. С. 31-32.
139. *Vochkarev V.R., Medeuov A.R.* Slope geodynamic processes mountain region of south-eastern Kazakhstan // Proceedings of the Intern. Symposium on engineering geological environment in mountainous areas, Beijing, China, 1987. P. 213-228.
140. *Medeuov A.R.* Seismotectonic Independence of Debris Flow Everits in the Orgenic Belt of Kazakhstan // The Soviet-China-Japan Symposium and field morkshop on natural disasters. SCJAFND, 1991. P. 380-385.
141. *Vochkarev V.P., Medeuov A.R.* Seismotectonic conditions of mudflows, landslides and rockfalls formatation in the mountain regions of eastern Kazakhstan. Abstract Intern. Union for Quaternary research. XIII Intern. Congress aug. 2-9. Peijung.

142. *Bochkarev V.P., Medeuov A.R.* Seismogravitational processes and Peculiarities of their Manifestation in the Northern Tien-Shan on Djungarian Orogenic Zones. Proceedings of Intern. Symposium and Water Resources and Environment in the Central Asia Region. Urumgi. 1993.
143. *Bochkarev V.P., Medeuov A.R.* Regional and zonal laws of occurrence of Particularity of Intern. Symposium on Water Resources and Environment in the Central Asia Region. Urumgi, 1993.
144. *Akianova F.Z., Medeuov A.R.* Influence of the Latest Tectonics on Midflow Formation in Mountains of South-Eastern Kazakhstan. Abstracts // Intern. Symposium on Water Resources and Environment in Central Asia Region. Oct. 4015. Urumgi, 1993. P. 155-156.
145. *Богданович К.И., Карк С.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И.* Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геолкома. Новая серия. 1914. Вып. 89.
146. *Горбунов А.П.* О возрасте Большого Алматинского озера // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 78-90.
147. *Медвуев А.* О влиянии некоторых склоновых процессов на формирование селей в условиях Джунгарского Алатау // Проблемы освоения гор. Фрунзе, 1983. С. 14-20.
148. *Медвуев А.* Влияние новейшей тектоники на формирование селевых процессов в условиях Джунгарского Алатау // Освоение пустынных и горных территорий Казахстана. Алма-Ата, 1987. С. 167-177.
149. *Бочкарев В.П., Медвуев А.* Сейсмотектонические условия формирования геодинамических процессов в горных районах Юго-Восточного Казахстана // Материалы Международного семинара по вопросам сейсмической и геологической опасности, их картографированию и превентивным мероприятиям. Алма-Ата, 1990. С. 87.
150. *Виноградов Ю.Б.* Искусственное воспроизведение селевых потоков на экспериментальном полигоне в бассейне р. Чемолган. Селевые потоки. 1976. Сб. 1. С. 3-6.
151. *Непорожный П.С.* Защита гидроэлектростанций от селевых потоков. М.; Л., 1947. 164 с.
152. *Будагов Б.А.* Генетическая классификация селеобразующих очагов (на примере бас. р. Кишчай) // Изв. АН АзССР. Сер. геол. наук и нефти. 1961. № 5. С. 133-141.
153. *Гагошидзе М.С.* Селевые явления и борьба с ними. Тбилиси, 1970. 349 с.
154. *Ермаков А.В.* Основные типы селевых очагов и некоторые методы их изучения // Борьба с горной эрозией почв и селевыми потоками в СССР. Ташкент, 1962. С. 186-191.
155. *Церетели Э.Д., Церетели Д.Д.* Влияние геологических условий на формирование селевых потоков в Западном Закавказье // Селевые потоки. М., 1978. Вып. 3. С. 42-52.
156. *Моссаковская М.А., Погребной П.А.* Основные закономерности формирования селей Таджикистана // Геологические факторы формирования оползней и селевых потоков и вопросы их оценки. М., 1976. С. 55-61.
157. *Пушкаренко В.П.* Закономерности формирования селей в Средней Азии // Оползни и сели. М., 1982. С. 83-101.
158. *Виноградов Ю.Б.* Модели процессов селеобразования // Труды КазНИГМИ. 1971. Вып. 51. С. 26-44.
159. *Хонин Р.В.* О морфологии и распространении очагов в Заилийском Алатау // Селевые потоки. М., 1977. Сб. 2. С. 84-94.
160. Руководство по организации и проведению работ по изучению селей на территории Республики Казахстан. Алматы: ТОО «Гидрометполиграф», 1998. 143 с.
161. *Яфязова Р.К.* Природа селей Заилийского Алатау. Проблемы адаптации. Алматы, 2007. 158 с.
162. *Флейшман С.М., Перов В.Ф.* Сели. М., 1986. 127 с.
163. *Перов В.Ф.* Картографирование селевых явлений // Геоморфологическое картографирование для народнохозяйственных целей. М., 1987. С. 216-219.
164. *Виноградов Ю.Б.* Этюды о селевых потоках. Л., 1980. 144 с.
165. *Степанов Б.С., Степанова Т.С.* Механика селей. М., 1991. 379 с.
166. *Демонце П.* Практическое руководство к облесению и задернению гор. Тифлис, 1891. 394 с.

167. *Фадеева И.П.* О роли общей циркуляции атмосферы в формировании фоновых условий для селевой деятельности в Юго-Восточном Казахстане // Труды КазНИГМИ. 1967. Вып. 29. С. 19-25.
168. *Тушинский Г.К.* Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере Герхожансу бассейна реки Баксана) // Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году. 1966. № 13. С. 5-106.
169. *Киренская Т.Л.* Методические основы прогнозирования селевых потоков ливневого происхождения (на примере Заилийского Алатау): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ташкент, 1988. 20 с.
170. *Салихова Д.К.* К вопросу о метеорологических условиях возникновения селевых паводков в адырных предгорьях Ферганской долины // Труды САРНИГМИ. Ташкент, 1975. Вып. 24(105). С. 61-65.
171. *Перов В.Ф., Сейнова И.Б., Золотарев Е.А.* Колебания селевой активности и изменение климатических условий в Приэльбрусье // Колебания климата за последнее тысячелетие. Л., 1988. С. 145-151.
172. *Зак А.И.* Гидрологические условия формирования селевых потоков на реках Армянской ССР и методика прогноза селеопасных периодов // Труды ЗакНИГМИ. 1974. Вып. 56(22). 190 с.
173. *Херхеулидзе Г.И., Церетели Э.Д., Татошвили С.Г.* Селевые явления и селеопасные районы Грузинской ССР // Труды ЗакНИГМИ. 1984. Вып. 83(90). С. 10-27.
174. *Андреев Ю.Б., Сейнова И.Б., Светлонос В.А.* Опасные природные явления и человек. М., 1990. С. 81-88.
175. *Кавецкий С.П., Гулина В.Р.* Пособие по прогнозированию селеопасности. Алма-Ата, 1961. 59 с.
176. *Герасимов В.А.* Схема прогнозирования селевых потоков в бассейне р. Герхожансу // Труды ВГИ. 1981. Вып. 49. С. 133-137.
177. *Таланов Е.А.* Математическое моделирование и краткосрочное прогнозирование селей дождевого генезиса. Алматы: Казак университети, 1998. 131 с.
178. Международный проект ФП/1107-79-04 «Охрана литосферы, как компонента окружающей среды» (ОЛКОС).
179. *Соседов И.С.* Методика территориальных водно-балансовых обобщений в горах. Алма-Ата: Наука, 1976. 147 с.
180. *Медеуов А.* Основные закономерности формирования селей северного склона Джунгарского Алатау // Материалы II съезда Географического общества КазССР. Алма-Ата, 1985.
181. *Горбунов А.П.* Мерзлотные явления Тянь-Шаня // Труды КазНИГМИ. 1970. Вып. 39. 264 с.
182. *Пушкаренко В.П.* Завальные озера Средней Азии и проблемы регионального прогноза предпрорывного состояния их плотин // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата, 1986. С. 100-110.
183. *Срибный М.Ф.* Классификация паводков // Проблемы паводков. М., 1959. С. 7-12.
184. *Иогансон В.Е.* Типизация селевых бассейнов для практических целей // Борьба с эрозией почв и селевыми потоками. Ташкент, 1962. С. 192-195.
185. *Рустамов С.Г.* Классификация и районирование селевых потоков на примере Азербайджана // Материалы IV Всесоюзной конференции по селевым потокам. Алма-Ата, 1959. С. 105-111.
186. *Цовян М.С.* Типизация селевых бассейнов Армянской ССР // Материалы V Всесоюзного совещания по изучению селевых потоков и мер борьбы с ними. Баку, 1962. С. 65-67.
187. *Флейшман С.М.* О количественной оценке селеопасности // Вестник МГУ. Серия география. М., 1972. № 4. С. 26-32.
188. *Смирнов И.П., Деговец А.С.* Оценка степени селеопасности бассейнов рек при практических расчетах максимального селевого стока // Вестник АН КазССР. 1970. № 3. С. 42-47.

189. Колотилин Н.Ф., Бочкарев В.П. Опыт региональной типизации селевых бассейнов Юго-Восточного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геолог. 1963. Вып. 1. С. 80-89.
190. Парамонов Б.А. Комплексная крупномасштабная селевая карта (назначение, содержание и оптимальные масштабы) // Сели в горных районах СССР. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 25-29.
191. Перов В.Ф., Бронникова В.К., Бударина О.И., Сеньковская Н.Ф., Третьякова Р.В. Методика и содержание карт селевой опасности СССР и основных высокогорий мира // Ученые МГУ – науке и производству. Открытия, изобретения, результаты научных исследований, предлагаемые для практического использования. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 98.
192. Перов В.Ф. Мелкомасштабное картографирование селеопасных территорий // Геоморфологическое картографирование в мелких масштабах. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 169-176.
193. Карта селевой опасности территории Республики Казахстан. Под ред. Р.С. Щербаковой. КазНИМОСК, РГП «Казселезащита». Алматы: Казгеодезия, 1996.
194. Николис Дж., Пригожин И. Познание сложного. Введение: Пер. с англ. М.: Мир, 1990. 344 с.
195. Пригожин И. От существующего к возникающему: Время и сложность в физических науках. Пер. с англ. М.: Наука, 1985. 328 с.
196. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс. 1986. 432 с.
197. Хакен Г. Информация и самоорганизация: Макроскопический подход к сложным системам. М.: Мир, 1991.
198. Хакен Г. Синергетика: Иерархия неустойчивостей в самоорганизующихся системах и устройствах. М.: Мир, 1985. 423 с.
199. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Законы эволюции и самоорганизации сложных систем. М., 1994.
200. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Особенности неравновесных процессов в открытых диссипативных средах // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука, 2003. Т. 1.
201. Малинецкий Г.Г. Новый облик нелинейной динамики // Знание – сила. 2005. № 3. С. 38-45.
202. Иванов О.П., Малинецкий Г.Г., Рагозин А.Л. Синергетика природных опасностей и рисков // Труды семинара «Синергетика». М.: МГУ, 2001. Т. 4.
203. Моисеев Н.Н. Расставание с простотой. М., 1999. 480 с.
204. Моисеев Н.Н. Экология человека глазами математика. М.: Молодая гвардия, 1988.
205. Чернавский Д.С. Синергетика и информация. М., 1990.
206. Арманд А.Д. и др. Анатомия кризисов. М., 1999.
207. Арманд Д.Л. Наука о ландшафте. М., 1975.
208. Арманд А.Д. Обратная связь и саморазвитие рельефа. Количественные методы в геоморфологии. М.: Географиз, 1963.
209. Арманд А.Д. Развитие геосистем как процесс самоорганизации. Теоретические проблемы географии: Система географических концепций. Л.: Наука, 1983.
210. Арманд А.Д. Устойчивость (гомеостатичность) географических систем к различным типам внешних воздействий. Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983.
211. Арманд А.Д. Самоорганизация и саморегулирование географических систем. М.: Наука, 1988. 261 с.
212. Арманд А.Д. Самоорганизация и геосистемы // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII Пленума Геоморф. комис. РАН. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2003.
213. Поздняков А.В. Динамическое равновесие рельефообразования. М.: Наука, 1988. 207 с.
214. Невидимова О.Г., Поздняков А.В., Литвин А.И. Процессы самоорганизации в развитии склонов и формировании россыпей полезных ископаемых // Самоорганизация геоморфосистем (Проблемы самоорганизации. Вып. первый). Томск: ТНЦ СО РАН, 1994.

215. *Поздняков А.В.* Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208 с.
216. *Поздняков А.В., Черванев И.Г.* Самоорганизация в развитии форм рельефа. М.: Наука, 1990. 204 с.
217. *Мустафаев С.Т., Смоляр В.А., Буров Б.В.* Опасные геологические процессы на территории Юго-Восточного Казахстана. Алматы: Ғылым, 2008. 261 с.
218. *Поздняков А.В.* Самоорганизация целостных систем как результат спонтанного стремления к равновесию // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15, № 1. С. 101-109.
219. *Поздняков А.В.* К теории спонтанной самоорганизации сложных структур // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII Плен. Геоморф. комис. РАН. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2003. С. 30-43.
220. *Флоренсов Н.А.* Существо проблемы и несущественность разногласий. Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976.
221. *Черванев И.Г.* Структура рельефа и ее место в геоморфологической системе Основные проблемы теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1985.
222. *Азгальдов Г.Г.* Общие сведения о методологии квалиметрии // Стандарты и качество. 1994. № 11.
223. Квалиметрия социальной политики http://www.stg.ru/rasite/index.phtml?tb1+=tb_88&id
224. *Субетто А.* Становление и развитие сертификации «систем качества», систем управления качеством (на примере оборонного сектора). <http://www.dialogvn.ru/uk/1999/n01/s99-1-06.htm>
225. *Дюрнбаум Н.С.* К защите г. Алма-Аты от селевых потоков // Коммунальное строительство. 1939. № 8-9. С. 14-17.
226. *Деговец А.С., Токмаамбетов Г.А.* Оценка степени селеопасности бассейнов рек Заилийского Алатау // Вестник АН КазССР. Алма-Ата, 1986. № 11. С. 51-64.
227. *Ниязов Б.С.* О задачах противоселевой защиты в Казахстане // Гидротехника и мелиорация. 1975. № 4. С. 27-32.
228. *Марков И.Н., Попов Н.В.* Формирование озер бассейна р. Чилик и возможность их прорыва // Селевые потоки. 1980. Сб. 4. С. 107-112.
229. *Бижанов Н.К., Виноходов В.Н., Кулмаханов Ш.К., Нурланов М.Т., Попов Н.В.* Безопасность и контроль гляциальных селей в Казахстане. Алматы: Ғылым, 1998. 102 с.
230. *Мочалов В.П., Степанов Б.С.* О режиме моренных озер и путях их мелиорации // Селевые потоки. Л., 1980. № 2. С. 127-144.
231. *Шитулина В.Г., Энгельс А.А.* О взаимодействии геологической среды и гидротехнических сооружений в долинах рек Заилийского Алатау // Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии Казахстана. Алма-Ата, 1982. С. 93-100.
232. *Федоренко В.С.* Горные оползни и обвалы, их прогноз. М., 1988. 213 с.
233. *Лось В.А., А.Д. Урсул.* Устойчивое развитие. М.: Агар, 2000. 254 с.
234. Устойчивое развитие общества: Парадигма, модели, стратегия. М.: Академия, 2001. 142 с.
235. *Данилов-Данильян В.И.* Проблемы устойчивого развития человечества // Аналит. ежегодник. М.: МИЭПУ, 1998. С. 39-52.
236. *Малинецкий Г.* Катастрофы и бедствия глазами нелинейной динамики // Знание сила. 1995. № 3. С. 27-34.
237. *Урсул А.Д.* Переход России к устойчивому развитию: Ноосферная стратегия. М.: Ноосфера, 1998. 500 с.
238. *Ярочкин В.И.* Секьюритология – наука о безопасности жизнедеятельности. М., 2000. 40 с.
239. *Медеуов А.Р., Нурланов М.Т.* Селевые явления сейсмоактивных территорий Казахстана (Проблемы управления). Алматы: Каржы-Каражат, 1996. 201 с.
240. *Медеу А., Бочкарев В.П., Заппаров М.Р., Виноходов В.Н., Есжанова А.С., Бейсембиева А.С.* Научное обоснование проблемы управления селевыми процессами сейсмоактивных территорий Казахстана // Сергеевские чтения. Материалы годичной сессии научного

совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (22-23 марта 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. Вып. 3. С. 114-118.

241. *Медеу А.Р., Киренская Т.Л., Есжанова А.С., Тасболат Б., Аскарова М.А.* Оценка риска селевого воздействия // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2004. № 2(19). С. 104-109.

242. *Медеу А.Р., Тасболат Б., Киренская Т.Л.* Метод качественной оценки селевого риска // Сборник материалов VI Всероссийской конференции «Оценка и управление природными рисками (Риск-2006)». М., 2006. С. 242-244.

243. *Медеу А.Р., Тасболат Б., Киренская Т.Л., Ботбаев А.К.* Концептуально-методологические основы оценки селевого риска // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2005. № 2. С. 26-31.

244. *Медеу А., Есжанова А.С.* Концепция обеспечения безопасности территорий, подверженных риску селевого воздействия // Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем: Доклады к международной конференции. Алматы, 2000. С. 179-183.

245. *Медеу А.Р., Киренская Т.Л., Тасболат Б.* Общие принципы управления селевыми рисками // Сергеевские чтения: Материалы годичной сессии научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (23-24 марта 2004 г.). М.: ГЕОС, 2004. Вып. 6. С. 171-175.

246. *Медеу А.Р., Тасболат Б.* Объективные предпосылки становления научной дисциплины о селевых рисках // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2005. № 2. С. 15-20.

247. *Тасболат Б.* К классификации источников селевого риска в высокогорных зонах Казахстана // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2004. № 2. С. 129-133.

248. *Медеу А.Р., Тасболат Б., Киренская Т.Л.* Селевые риски ливневого генезиса // Труды международной научно-практической конференции «Ауезовские чтения-4» и третьей научной конференции вузов Южного региона. Шымкент, 2004. Т. 7. С. 82-84.

249. *Тасболат Б.* Высокогорные моренно-ледниковые озера, как источники возникновения селевого риска // Гидрометеорология и экология. 2005. № 1. С. 110-121.

250. *Тасболат Б.* Критические условия возникновения селевых рисков // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2005. № 2. С. 20-26.

251. *Тасболат Б.* Идентификация селевых рисков – выбор модели объекта прогнозирования // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2005. № 2. С. 31-37.

252. *Тасболат Б.* Научно-методологические основы качественной оценки риска возникновения селевых явлений Юго-Восточного Казахстана // География в современном мире: теория и практика: Материалы Международной научно-практической конференции. Ташкент, 2006. С. 329-332.

253. *Тасболат Б., Дайрабаева А.Ж.* Геоморфологические факторы и процессы формирования селей ливневого генезиса в бассейнах рек ЮКО // Современные научные труды молодых ученых: Материалы Международной научно-практической конференции молодых ученых. Астана, 2006.

254. *Медеу А.Р., Тасболат Б., Дайрабаева А.Ж.* Методологические основы количественной оценки селевых рисков // Материалы I международной научно-практической конференции «Дни науки -2005» 21-29 декабря 2005 г. Днепропетровск, 2006. С. 241-243.

255. *Тасболат Б.* Теоретические основы оценки селевого риска // Вестник КазНУ им. аль-Фараби. Сер. географ. 2004. № 2(19). С. 129-134.

256. *Рындина В.Р., Медеуов А.Р., Попов Н.В.* Оптимальные средства противоселевой защиты // Карта фоновой оценки селеопасности территории Казахской ССР (пояснительная записка). 1986. С. 27-34.

257. *Флейшман С.М.* Особенности селезащиты в высокогорной зоне // Гидротехника и мелиорация. Л., 1982. № 11. С. 24-26.

258. *Земс А.Э., Зинович Ю.П., Хегай А.Ю.* Противоселевые мероприятия в высокогорной зоне Казахстана // Гидротехника и мелиорация. Л., 1982. № 11. С. 24-26.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>ПРЕДИСЛОВИЕ</i>	6
--------------------------	---

Часть I. ПРОБЛЕМЫ УПРАВЛЕНИЯ СЕЛЕВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

<i>Глава 1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ ГЕОСИСТЕМ СЕЛЕФОРМИРУЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА УПРАВЛЕНИЯ СЕЛЕВЫМИ ПРОЦЕССАМИ</i>	10
1.1. Информационные оценочные параметры компонентов природной среды селеформирующих территорий.....	10
1.2. Концептуальная основа управления селевыми процессами.....	17
1.3. Информация о селевых явлениях.....	24
<i>Глава 2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ</i>	50
2.1. Факторы селеформирования.....	50
2.1.1. Гидрометеорологические факторы.....	52
2.1.2. Почвенно-геоботанические факторы.....	76
2.1.3. Геологические факторы.....	79
2.1.4. Геоморфологические факторы.....	105
2.1.5. Роль современных склоновых геодинамических процессов в формировании селей.....	117
2.1.6. Неотектонические и сеймотектонические факторы.....	150
2.1.7. Антропогенные факторы.....	160
2.2. Типы селевых очагов и механизм формирования селевых процессов.....	161
<i>Глава 3. ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ПРОГНОЗ СЕЛЕОПАСНОСТИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ КАЗАХСТАНА</i>	170
3.1. Прогноз и методы прогнозирования селей.....	170
3.2. Закономерности зональной дифференциации селей при прогнозировании селеопасности.....	173
3.3. Региональная прогнозная оценка селеопасности территории.....	188

Часть II. ПРИКЛАДНЫЕ ОСНОВЫ УПРАВЛЕНИЯ

<i>Глава 4. НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ОПТИМИЗАЦИИ СЕЛЕЗАЩИТНЫХ МЕРОПРИЯТИЙ</i>	224
4.1. Современное состояние проблемы противоселевых мероприятий.....	224
4.2. Анализ эффективности эксплуатации противоселевых сооружений.....	237
4.3. Научно-прикладные основы организации и экономические критерии защиты территорий при управлении селевыми процессами.....	248
4.4. Концептуально-методологические основы оценки селевого риска.....	253
4.5. Оптимизация противоселевых мероприятий.....	260
<i>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</i>	265
<i>ЛИТЕРАТУРА</i>	269

CONTENTS

<i>INTRODUCTION</i>	6
---------------------------	---

Part I. SCIENTIFIC GUARANTEE FOR MANAGEMENT

<i>Chapter 1. REGIONAL ESTIMATION OF THE NATURAL GEOSYSTEMS OF KAZAKSTAN MUDFLOW-FORMING TERRITORIES AND PROBLEMS OF MUDFLOW PROCESSES MANAGEMENT</i>	10
1.1. Regional estimation of the environmental components of the mudflow-forming territories.....	10
1.2. Conception base of mudflow processes management.....	17
1.3. Types of mudflow events and spatial location of the catastrophic mudflows.....	24
<i>Chapter 2. REGULARITIES OF MUDFLOW FORMATION</i>	50
2.1. Factors responsible for mudflow formation.....	50
2.1.1. Hydrometeorologic.....	52
2.1.2. Soil-geobotanic.....	76
2.1.3. Geological.....	79
2.1.4. Geomorphological.....	105
2.1.5. Influence of modern slope geodynamic processes on mudflow formation.....	117
2.1.6. Neotectonic and seismotectonic.....	150
2.1.7. Anthropogenic.....	160
2.2. Types of mudflow centres and mechanism of mudflow processes formation.....	161
<i>Chapter 3. SPATIAL FORECAST OF MUDFLOW DANGER OF THE SEISMOACTIVE TERRITORIES</i>	170
3.1. Forecast and methods of mudflow event prediction.....	170
3.2. Regularities of zonal mudflow differentiation when mudflow forecasting.....	173
3.3. Regional forecast estimation of mudflow dangerous territories.....	188

Part II. APPLIED PRINCIPLES OF MANAGEMENT

<i>Chapter 4. SCIENTIFIC PRINCIPLES OF OPTIMIZATION OF ANTIMUDFLOW MEASURES</i>	224
4.1. Present state of antimudflow measures.....	224
4.2. Analysis of effectiveness of the antimudflow constructions.....	237
4.3. Scientific and applied fundamentals of establishment and economic criteria of the territory protection when managing mudflow processes.....	248
4.4. Conception and methodical foundations estimation of mudflow's risks.....	253
4.5. Optimization of antimudflow measures.....	260
<i>CONCLUSION</i>	265
<i>REFERENCES</i>	269

Научное издание

Ахметкал Рахметуллаевич Медеу

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

ОСНОВЫ УПРАВЛЕНИЯ

Т о м 1

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

Подписано в печать 02.09.2011.
Формат 70x100¹/16. Бумага офсетная. Печать офсет.
17,75 п. л. Тираж 500. Заказ



Исследования Медеу Ахметкала Рахметуллаевича — доктора географических наук, профессора, посвящены приоритетным и актуальным направлениям географической науки: современному геоморфогенезу и геоэкологии, научным основам управления природными опасностями.

А. Р. Медеу является научным руководителем, главным редактором и одним из авторов впервые изданного трехтомного «Национального атласа Республики Казахстан»: «Природные условия и ресурсы», «Социально-экономическое развитие», «Окружающая среда и экология» на казахском, русском и английском языках, монографии «Республика Казахстан» в трех томах, «Атласа природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций Республики Казахстан» и «Атласа Мангистауской области» на казахском, русском и английском языках (2010 г.). Под научным руководством Медеу А. реализован крупный научно-прикладной проект «Оценка ресурсов и прогноз использования природных вод Казахстана в условиях антропогенно и климатически обусловленных изменений», состоящий из 30 томов (2009–2011 гг.).

За время научной деятельности им опубликовано 8 монографий и около 150 научных статей.